

小流域暴雨地面逕流之研究(三)

鐵道部鐵道科學研究院

一九五八年・北京

小流域暴雨地面逕流之研究(三)

(土壤吸水之研究)

徐在庸 黃文俊

鐵道部鐵道科學研究院

一九五八年●北京

目 次

一 概說及历史情况	1
二 与入渗現象有关的几項土壤特性	5
三 理論分析	8
四 室內試驗	13
五 野外試驗	16
六 資料整理及分析, 实用办法	19
七 对目前实际設計工作中的几点建議	39
八 今后研究方向	39
参考文献	40

一、概說及歷史情况

在暴雨逕流計算中，滲入土中的水量多寡問題，非常重要，也是最難解決的一個問題。

驟然看來，暴雨問題由于偶然性很大，集流問題由于流域表面有各種多样的水象網，比較難于解決。入滲問題，則隨時都可進行試驗研究，似乎應該不難解決。事實上，由于土壤在水平方向及垂直方向上都往往變化很大，並且就是在同一種土壤中，其吸水能力又因前期含水率（取決于耕作，前期降雨，蒸發，土壤的層次等）及降雨強度不同，裂縫及虫孔的多少等因素，而有很大的差異。這個問題，目前世界各國都正在研究。而為了逕流計算的需要，不得不提出設計所需的近似數據。一般說來，有兩種方法決定逕流損失量，即按名義分類等查表法，以及現地進行試驗法。

在我國鐵路勘測設計中，曾用同心環（雙環入滲儀）法進行過幾千次試驗，但往往在目估為同類的土壤上，得出大不相同的結果，因此，沒有辦法進行綜合。其儀器設備很簡單，見圖1。只觀測內環中的累積入滲量，外環與內環之間的水量系用來消除旁滲影響的，可不計入滲量，但為此就需要不斷地向外環加水，以使內環及外環的水面齊平。

根據內環水面下降的數量（縱坐標），以時間為橫坐標，繪成入滲曲綫（圖2）。柏羅特記亞可諾夫氏建議，將橫坐標為60與120分鐘兩點聯綫，這條綫的斜率（即與橫坐標軸所成夾角的正切）即用作計算入滲強度。其物理意義是因為第一小時內吸水量太大，假設用來使土壤飽和，所以用第二小時的吸水量來計算暴雨逕流。柏氏也聲明了，不一定總是從第60分鐘開始算起，如月降雨量很少，則可從曲綫縱坐標等于最大月降雨量的那一點開始算起。但因為同心環試驗根本與天然降雨情況不同，所以，這樣規定起的作用并不大。此外，柏氏還提到計算平均入滲率時的入滲歷時，最好等于降雨歷時，按柏氏所推出的公式，在強烈吸水的土壤中，計算入滲歷時為15分鐘，中等土壤為30分鐘，微弱吸水的土壤中為45—60分鐘。

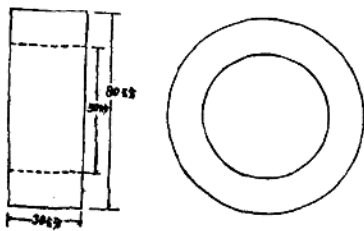


圖 1

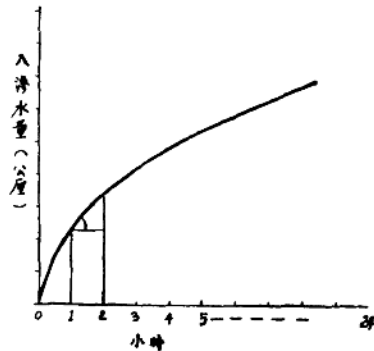


圖 2

關於試驗次數，柏氏認為每種土壤在同一地區內不得少於6次，每個流域內視流域面積大小（也應該視土壤類型、耕耘狀態是否一致）進行1~4次。

柏氏認為這種試驗比人工降雨更接近天然降雨情況。柏氏在文中說，根據二十多個現場勘測人員的意見，在降雨時，全部地面都被水蓋住，甚至分水嶺附近水深也有1~2公分以

上，这样同心环試驗时水深自20~25公分至1公分，是很近似于天然情况的。

但是，近代許多学者都反对这种意見，几乎毫无例外地贊成用人工降雨試驗法，并且認為在产生逕流时，地面上并不是滿是水，而是形成許多股水流。虽然如此，同心环試驗毕竟是一种簡單易行的野外試驗，其結果直接用于計算虽不合适，但就我們看来，作为一种客观的間接的指标，在現阶段來說，还是可以的。

柏氏根据1933—1934年間进行的350次同心环試驗，制成吸水强度表（表1）。他認為可用于踏勘，初步設計，以及比較方案中。表中按吸水强度分为11級，每一級的变幅都很大，絕大部分的上限与下限的比值大于1.5，而粘土类的上限(0.30)与下限(0.10)之比值达到3。尽管变幅如此之大，柏氏說，个别試驗結果还超出这个范围。

表 1

級別	土 壤 名 称	吸水强度, 公厘/分鐘
1	粘土, 肥沃粘土	0.10~0.30
2	灰化土, 极度灰化土	0.30~0.60
3	粘性灰鈣土	0.50~0.60
4	粘壤土, 粘壤黑鈣土	0.40~0.80
5	肥沃黑鈣土, 厚黑鈣土	0.50~0.80
6	普通黑鈣土	0.60~1.00
7	深栗鈣土, 栗鈣土	0.70~1.10
8	南部黑粘土 (苏联欧洲部分)	0.70~1.20
9	沙壤土, 砂壤黑鈣土	1.00~1.50
10	細沙 (不是吹來的)	2.00~2.50
11	吹來的粗粒沙与細粒沙	3.00~5.00

苏联斯里布内依教授也制定过一个类似的表（表2）。

表 2

級別	土 壤 名 称	入渗强度, 公厘/分鐘
1	无裂缝的岩石、苔原 (冰沼) 土壤, 沼澤土壤、沼澤性灰化土壤	0~0.05
2	山区生草土壤, 远东边区灰化土壤, 厚苔沼澤流域的土壤	0.04~0.15
3	龜裂鹽土, 鹽土与碱土。粘土, 各类肥沃粘土	0.06~0.25
4	灰化粘壤土与灰化粘土	0.10~0.35
5	灰色森林土壤, 淋溶与退化黑鈣土, 台地黑鈣土	0.15~0.50
6	厚層肥沃黑鈣土, 灰化沙壤土, 粘土質灰鈣土	0.20~0.65
7	普通与南方黑鈣土, 淡色栗鈣土与褐色粘壤土	0.25~0.80
8	灰鈣土, 灰化沙壤土	0.35~1.0
9	沙壤黑鈣土与沙質黑鈣土	0.45~1.25
10	深色栗鈣土与褐色土壤, 沙壤灰鈣土与沙質灰鈣土, 良好生草的沙	0.50~1.50
11	生草較少的沙	1.00~1.80
12	吹來的不粘結的沙	1.50~2.10及以上

斯氏也認為同心環試驗所得結果，並不代表天然降雨時的實際入滲強度。但是，他認為這種試驗結果，可以作為入滲現象的一種相對特徵。我們認為這種說法是正確的。

鐵道部設計總局第三設計院沈壽長工程師曾先後設計了兩種儀器。一種是為同心環入滲試驗用的“自記吸水儀”。另一種是“無壓測滲儀”。後者將水頭減到很小，以減少水頭的影響。本質上都屬於淹灌型的儀器。

該院蘇聯專家曾建議取土樣，化驗其含沙率，然後查表確定其吸水係數。取土樣的深度，距地面0.2~0.4公尺，土樣重量約200克。在整個匯水面積上掘坑數量，依據設計階段及匯水面積大小而不同，如下表

表 3

勘 測 類 型	流域內每平方公里上的個數	合 計 個 數	
		不 少 于	不 多 于
初 測	0.5	1	5
定 測	1	2	10

沙的定義為顆粒直徑0.05~2.0公厘的土粒部分。建議的表如下：

表 4

序 號	土 壤 名 稱	含沙率%	吸水係數 公厘/分鐘	按吸水程度 的土壤等級
1	地氈青、凍透土壤、無節理岩石、泥凝土	—	0.00—0.10	1
2	粘土、肥粘土、沙粘土質鹽土	5 10	0.10 0.30	1 2
3	灰化土、強度灰化土壤	10 15	0.30 0.60	2 3
4	粘土質灰壤	14 15	0.50 0.60	3 3
5	砂粘土、黑土、淡栗土、棕土、灰色森林土、森林草原土、輕灰化土	12 15 30	0.40 0.60 0.85	2 3 3
6	濃厚的肥沃的黑土	14 30	0.50 0.85	3 3
7	平常黑土	15 30	0.60 0.85	3 3
8	淡栗色與栗色土壤	17 40 45 50	0.70 0.90 1.00 1.10	3 4 4 4
9	南方黑土	17 40 60	0.70 0.90 1.20	3 4 4
10	粘沙土、粘沙土質黑土、淡栗土、棕土、灰色森林土、森林草原土、輕灰化土	45 60 70	1.00 1.25 1.50	4 4 5
11	不能飛動的細沙	80 90	2.00 2.50	5 6
12	粗沙與飛動的細沙	95 100	3.00 5.00	6 6

此外，在劃分土壤等級時，應考慮其平均前期含水率。對於季節風區域應降低一級，對於沙漠地區應加大一級。

在苏联交通部1952年逕流规范中,建議用7个乘数来确定吸水系数。在〔XV〕中亦提到,但只有6个参数(缺耙松一項),数据略有不同。見下式:

$$ig = M_1 \cdot M_2 \cdot M_3 \cdot M_4 \cdot M_5 \cdot M_6 \cdot M_7 \quad (1)$$

式中 ig ——入渗时第60分鐘至120分鐘的平均入渗率;

M_1 依土壤种类而定,

粘土	0.08
沙粘土	0.19
黑土	0.23
粘沙土	0.31
細沙	0.48
粗沙	0.61

M_2 依該气候区夏季平均月降水量决定;

雨量 > 90公厘	0.97	(0.94)*
雨量中等	1.00	
雨量 < 10公厘	1.03	(1.06)

M_3 依該气候区夏季平均气温决定;

温度 < 12°C	0.97	(0.94)
温度中等	1.00	
温度 > 20°C	1.03	(1.04)

M_4 依土壤上植物被复决定

极密的草、森林	0.94	(0.89)
中等一般情形	1.00	
无被复非常稀疏	1.05	(1.12)

M_5 依地面耙松程度决定

特烈	1.06
中等	1.00
輕微	0.96

M_6 依土壤含盐量决定

极高	0.90
不大	0.95
全无	1.00

M_7 依土壤沼泽度决定

极高	0.50
不大	0.85
全无	1.00

Д.П.索科洛夫斯基認為不考虑耕耘及裂縫等重要因素是不全面的。 M_1 数值太粗糙。

* 括弧数字引自〔VII〕

M_s 的变化范围只有 $\pm 10\%$ ，但森林土壤入渗能力可增大到若干倍。

在苏联1956年运输建筑部逕流规范中，又列了一个表（表5），除按名称分类外，并可按同心环试验结果或含沙率来进行分类。这个结果是比較先进的。

苏联1955年公路总局逕流规范中也有类似的分类表，并有图，并将此图与1952年苏联交通部逕流规范之入渗图繪在一起（图17）以資比較。前者較新且較安全。

苏联1956年小流域逕流細則

表 5

种 类	土 壤 名 称	入渗强度 i 公厘/分鐘	
		計 算 值	可能变幅
I	漂清，冻土，无裂缝的岩石，混凝土	0.00	0.00~0.03
II	粘土，肥沃的粘性土，龜裂鹽土	0.12	0.03~0.15
III	粘壤土，灰化土，森林型灰鈣粘壤土与灰化粘壤土，粘性灰鈣土	0.21	0.15~0.23
IV	普通黑鈣土，栗鈣土与深色栗鈣土，生草的沙壤土，南方黑鈣土	0.25	0.23~0.30
V	沙壤土，棕色土与弱灰化土	0.35	0.30~0.40
VI	沙	0.43	0.40及以上

以上便是在这方面几种主要实用方法的概况。

二、与入渗現象有关的几項土壤特性

水进入土中，并在土中运动，这个現象我們称之为入渗。入渗过程是在土壤—空气—水这样一个复杂的三相（固体、液体、气体）系統中，在許多内外因素交互作用之下发生的。

土壤是由許多土粒组成的，或是說土壤是一种多孔性物体。在土粒之間有着許多极其錯綜复杂的孔隙与間隙，这些孔隙与間隙中充满着空气或水。这些空气或水，可能处于相对地静止状态，或是处在运动状态，因此，研究入渗現象，首先要研究过水断面的性質，即土壤中孔隙与間隙。在工程方面，最常用的，也是比較容易測定的一种特征，就是孔隙率。

孔隙率的定义是：在单位体积的土壤中，空隙所占的体积。其数值的粗略平均值〔XII, 55〕，如下表

表 6

土 壤 名 称	孔 隙 率	土 壤 名 称	孔 隙 率
礫 石	27	粘 壤 土	47
粗 沙	40	粘 土	50
細 沙	42		

按定义, 孔隙率可用下式计算, 以百分数计:

$$\text{孔隙率} = \left(1 - \frac{\text{干容重}}{\text{土的比重}} \right) \times 100\% \quad (2)$$

在不同土壤中, 以及在同一土壤中的各层中, 孔隙率都有变化, 在矿物质土壤中, 其数值约为25~80%。在有机质层中, 如泥炭地及森林土壤, 孔隙率甚至可以超过90%。在表层土壤中, 由于有明显的结构, 植物根系通道, 动物洞穴等, 常使孔隙率增大。

大家都知道, 沙比粘土的透水性大得多, 但沙的孔隙率却比粘土的孔隙率小, 这就表明过水断面的增大, 即孔隙率增大, 但并不简单就意味着透水性增大, 问题还需要更深入一步进行研究。应该研究土壤孔隙的形状, 尺寸及性质, 但关于这方面的知识还很贫乏。

进一步的研究有两条途径, 一条是纯理论的道路, 即用某些简单的模型来代替复杂的天然土壤, 另一条是直接研究天然土壤的道路。

在纯理论研究方面, 最常用的是等直径的球体组成的多孔体, 有人称之为“虚构土壤 (Фиктивная почва)” [VII, 23], 有人称之为“理想土壤 (Идеальная почва)” [V, 18]。

用数学方法可以证明, 等径球状土壤的孔隙率与其直径大小无关, 而只取决于球体的排列方式。

最紧密的排列方式如图3, 其孔隙率最小, 等于25.95%。最松散的排列方式如图4, 其孔隙率最大, 等于47.64%。

但在天然土壤的表层中, 实际孔隙率往往大于 (或至少接近) 球状土壤的最大孔隙率 47.64%, 从

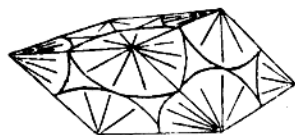


图 3

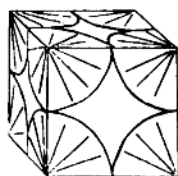


图 4

我们的试验结果 (参见表11) 也可以证明这一点。

球状土壤的模型与天然土壤之间的差别有以下几点: 1. 天然土粒形状远非球形, 尤其是组成粘土的矿物; 2. 土粒的大小往往相差很为悬殊, 最大土粒与最小土粒的线形尺寸相差, 可达千倍、万倍以上; 3. 土壤中有团粒 (团聚体) 现象 (即结构性); 4. 土粒表面性质取决于土粒的成分与组织, 与理想球体不同; 5. 天然土壤中有裂缝, 植物根系通道, 虫孔等 (农业土壤中尚有耕作影响)。

大家知道, 具有良好的水稳性结构 (团粒) 的土壤透水性很好, 其原因就是团粒之间的空隙很大, 团粒内部又是由许多土粒构成, 也就是说在团粒内部也有空隙。这样说, 在结构性土壤中, 孔隙率由两部分组成: 团粒之间的孔隙, 及团粒内的孔隙。

令团粒之间的孔隙率为 P_1 , 团粒内的孔隙率为 P_2 , 则总孔隙率 P 如下:

$$P = P_1 + (100 - P_1) \frac{P_2}{100} = P_1 + P_2 - \frac{P_1 P_2}{100} \quad (3)$$

如设 $P_1 = P_2 = \text{最大值} = 47.64\%$, 则 $P = 72.6\%$ 。

这样, 假设在理想球状土壤中, 团粒内有一级团粒, 就能使最大孔隙率提高一半左右。如果一级团粒中有更小的二级团粒, 在二级团粒中又有孔隙, 那末情况就更为复杂, 而总孔隙率仍可继续增大, 余依此类推。

当然, 一般孔隙都是非常微细的, 用放大48倍的显微镜也只能看到一些最粗大的孔隙 [V 27]。但通过显微镜观察仍可证明团粒本身是多孔的。通常, 团粒之间的孔隙, 大于团粒内

的孔隙，这一点由上述計算也可推論出类似的結果。

在粘性土中，孔隙率在頗大程度上取决于土壤結構（团粒）。而在沙土中，通常沒有結構，这时，土壤的机械組成对于孔隙率有很大的影响。天然土壤多半由若干个粒径組混合而成。混合粒径組的相对比例，就叫作土壤的机械組成；通俗的說，就是土壤中大小不同的各种顆粒的相对含量。

在土壤中，尤其是沙土类，其透水性与机械組成之間可能存在着某种相关的关系。因此，就有可能依靠土的机械組成来初步估計土壤的透水性能。

許多学者認為土壤中粘粒含量多少，对于土壤性質起着重要作用。因为粘粒虽小，其总表面积却非常大，因此影响大。但是，同为粘粒，即直径 <0.005 公厘，其物理化学等性質却可能大不相同，团粒性質亦不同，因而，粘粒含量与透水性之相关关系亦不見好。此外，在顆粒分析試驗中，要較准确地測定粘粒含量亦較费时，大量应用不便。

就文献上看，有些学者是主张透水性与含沙量有关系的。例如，〔XVI50〕說：“根据試驗結果看出，在土壤含水量和空隙率近似的情况下，土壤含沙粒（粒径 $0.5\sim0.05$ 公厘）的百分数越高，則土壤的透水性越大”。

根据我們的試驗結果，也証明含沙率越大，入渗率越大，但关于沙粒的定义系指粒径 $3\sim0.05$ 公厘而言（因为我們沒有 2 公厘的篩，所以，将上限改为 3 公厘）。

就〔XVII42〕看，他們也是繪制透水性与含沙率的相关曲綫图来建議現場采用。

直接表示土壤的透水性各种特征中，最主要的是渗透系数。由于土壤中孔隙很小，水在流动时絕大多数都屬於层流状态，亦即可以运用达西定律。

达西定律可以用下式表示

$$V = KI \quad (4)$$

式中 V ——水的流速；

I ——水力坡度；

K ——一种經驗系数，即渗透系数，具有速度的因次，即表示当水力坡度为 1 时的流速的数值。也有人采用流量的因次来度量它，較為少见。

但是，要注意 K 并不相当于水在土壤中的真实流速。在单位面积内，在孔隙率中扣去不动的水（粘着水）及不动的空气之后，剩下的是有效孔隙率。渗透系数除以有效孔隙率，便等于水在土壤中的真实流速。

渗透系数的变化性非常大，無論沿深向或在平面上都有相当大的区别。

土壤含水饱和程度不同时，渗透系数也不同。据〔VII28〕可以用下列公式来表明这种关系

$$\frac{K}{K_0} = \left(\frac{W - W_H}{P - W_H} \right)^4 \quad (5)$$

式中 K_0 ——土壤孔隙完全被水充滿时的渗透系数；

W ——土壤含水率；

W_H ——土壤中相当于不动的水的含水率或称为凋萎含水率。其数值在某些土壤中等于最大分子含水容量的 $0.5\sim0.7$ 〔VII32〕。

通常，土壤孔隙中一部分为水，一部分为空气，因此，在固体、液体、气体三相的交界

面上，会发生毛管现象。造成毛管现象的作用力有二：液体分子之间的作用力，液体分子与固体分子之间的作用力。

在液体与气体两相的交界面上，位于液体表面的各液体分子只受到内部相邻各液体分子向内的单方向的吸力，而液体内部各分子则受到各方向均等的吸力，因此，表面液体对液体产生一种作用力，叫作表面张力。例如，水的表面张力可达10700公斤/平方公分。

液体与固体接触时，由于相互分子间的吸力，固体附近的液面常呈弯曲；如果液体置于管中，若管径很大，则液面仍为平面，若管径很小，则液面即成曲面。由于管壁与液体的性质不同，若液体能湿润管壁（如水置于玻璃管中），则管壁附近液面升高；反之若液体不能湿润管壁（如水银置于玻璃管中），则管壁附近液面降低。这就是毛管现象。水在土壤毛管中是升高的。

普通土壤中，毛管水上升高度与孔隙尺寸成反比，但在某些粘土（高分散性）中，土粒之间的孔隙多为粘着水充满或具有复杂的胶结物质，使毛管水不能顺利上升，其上升高度常达不到2公尺。

渗透系数及毛管上升高度数值很不固定，作为粗略地参考用，录有下表〔XVII88〕系供参考。

表 7

粒 徑 組 (公 厘)	毛管上升高度 (公厘)	渗透系数 (公厘/分鐘)
3~2	0	300
2~1.5	15—30	120
1.5~1.0	45	72
1.0~0.5	87	43.2
0.5~0.25	200~270	33.6
0.25~0.10	500	18.0
0.10~0.05	910	3.0
0.05~0.01	2000	0.24
0.01~0.005	—	—
0.005~0.001	—	—
<0.001=1μ	—	—

三、理 論 分 析

暴雨逕流中的入渗过程，可以分为两个阶段——渗透（Просачивание）与渗透（Инфильтрация）。

渗透阶段的特征——不稳定流，土壤吸水能力是变化的；渗透阶段——稳定流，土壤吸

水能力不变,符合达西定律。

按H.A.卡庆斯基与O.B.波波夫的意见,渗漏阶段中依制约水分运动的力的特征,又可分为两个阶段:

吸水(Впитывание)阶段——分子力占优势,重力作用次之;水在土粒表面吸力及毛管吸力的影响下移动。

渗漏阶段——孔隙尚未完全被水充满,但重力作用占优势的运动。

这样分法从理论上讲虽然较清晰,并且也符合入渗现象的实质,但就现代科学水平来说,在实际试验中,更不必说在自然界中,都很难划分清楚。

从供水率与入渗率的相对大小来说,可分为自由入渗(供水率小于入渗率)与压力入渗(供水率大于入渗率)。在自由入渗情况下,入渗率就等于供水率(降雨强度)。在压力入渗情况下,入渗率就需要专门研究。

在英美的文献中,以布金汉(Buckingham,1907),加德奈,威德斯托(Gardner, Widstoe,1921)和李查兹(Richards)的观点基本上形成一种学派。他们假设土壤中的水流与电流及热流的流动相似,因而可写成下列方程式

$$q = \lambda \frac{\partial \varphi}{\partial y} \quad (6)$$

式中 q ——土壤横断面单位面积上水的流量;

λ ——毛管传导率;

φ ——毛管势。

由于土壤中水流与热流的相似只是表面相似,实质上,导热系数与温度梯度都与温度无关,而 λ 与 φ 都是土壤含水率的函数。这种情况就使这一学派的理论结果脱离实际,没有实用的结果。

在苏联,有A.Г.戈尔德曼(Гольдман,1947),B.B.阿里斯托夫斯基(Аристовский,1949),Г.А.阿列克赛也夫(Алексеев,1948)等人分别建立了入渗理论。其中以阿氏理论最有理论根据,并在沙土类中得到实验证实。

阿氏理论是应用达西定律为基础的。他认为土壤中的入渗水柱受到重力,阻力,毛管力(入渗水柱锋面附近),土中空气余压力作用,阻力则用渗透系数来考虑。他假定自土壤表面至入渗锋面的全深度内均匀湿润,此外,湿润深度即土壤毛管完全饱和深度。这样

$$\text{重力} = \rho g (y + h_n) \quad (7)$$

式中 ρ ——水的密度;

g ——重力加速度;

y ——入渗水柱高;

h_n ——土壤表面上水层深。

$$\text{阻力} = \alpha v y \quad (8)$$

式中 α ——阻力的比例系数;

v ——入渗锋面移动的速度。

$$\text{毛管力} = \rho g h_K \quad (9)$$

h_K ——水在毛管中上升的平均高度。

空气余压力的作用，也建議用达西定律来近似的考虑，但在土壤中不透氣层很深时，土中空气余压力可忽略不計；此外，因为天然土壤中裂縫与孔隙甚多，空气余压力的作用大小，目前尚无定論，在此处忽略不計。

大家都知道，全部作用力（包括附力）的总和永远为零。所以：

$$\rho g (y + h_H) - \alpha v y + \rho g h_K = 0 \quad (10)$$

$$\text{或 } v = \frac{\rho g}{\alpha} \left(1 + \frac{h_H + h_K}{y} \right)$$

$$\text{令 } k = \frac{\rho g}{\alpha}, \text{ 則}$$

$$v = k \left(1 + \frac{h_H + h_K}{y} \right) \quad (11)$$

按定义 $v = \frac{dy}{dt}$ ，所以：

$$\frac{dy}{dt} = k \left(1 + \frac{h_H + h_K}{y} \right) \quad (12)$$

設 k ， h_H ， h_K 均不随深度变化，积分上式得

$$t = \frac{1}{k} \left[y - (h_H + h_K) \ln \left(\frac{y}{h_H + h_K} + 1 \right) \right] \quad (13)$$

根据土中水分运动的平衡方程式

$$\frac{\partial q}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial t} = 0 \quad (14)$$

式中 q ——入渗率；

w ——含水率。

設土壤湿润部分的含水率沿深度和随时间都不变化（这一段設在下一章中我們还要討論），即 $\frac{\partial w}{\partial t} = 0$ 。

所以 $\frac{dq}{dy} = 0$ ，沿深度上 q = 常数。

在一小段時間 dt 內，入渗鋒面运动距离为 dy ，則

$$q \cdot dt = (w - w_0) dy \quad (15)$$

式中 w ——湿润部分的稳定含水率；

w_0 ——土壤的前期含水率。

将上式移項

$$q = (w - w_0) \frac{dy}{dt}$$

所以，入渗率等于

$$q = (w - w_0)k \left(1 + \frac{h_H + h_K}{y} \right) \quad (16)$$

当时间无限长时， y 趋于无限大，此时 $q \rightarrow K$ (稳定入渗率——渗透系数)。故 $(w - w_0)k = K$ 。

所以，入渗锋面位置与时间的关系可写成

$$t = \frac{w - w_0}{K} \left[y - (h_K + h_H) \ln \left(\frac{y}{h_K + h_H} + 1 \right) \right] \quad (17)$$

据式(16)及式(17)联立求解，消去 y ，得到入渗率随时间的变化关系

$$t = \frac{(w - w_0)(h_K + h_H)}{K} \left[\frac{K}{q - K} - \ln \left(\frac{q}{q - K} \right) \right] \quad (18)$$

由于这个公式中包括超越函数（对数函数），不能简单地将 q 用变数 t 来表达。

在常用的公式中，许多公式都可以归属于下列一般形式：

$$q = K + f(t) \quad (19)$$

当 $t \rightarrow \infty$ 时， $f(t) \rightarrow 0$ ， $q = K$ 。

根据试验结果，比较符合得好的有以下两种公式

A. H. 科斯甲科夫—C. Ф. 费道罗夫公式

$$q = K + \frac{n + \alpha d_w^2}{t^2} \quad (20)$$

式中 d_w ——半公尺深度处的湿度差；

α ——依地面耕耘状态及土壤机械组成而定的参数；

n ——依土壤特点定的参数；

β ——随土壤种类而不同，据试验曲线确定的参数。

E. Г. 波波夫公式

$$q = K + q_0 e^{-\frac{\int_0^t q dt}{d}} \quad (21)$$

式中 q_0 ——开始降雨强度；

d ——土壤上层的饱和差。

在英美文献中最常用的 P. 霍登 (Horton) 公式与 E. Г. 波波夫公式在结构上大致相同，但后者将指数参数赋与物理意义。

Г. А. 阿列克赛也夫公式也可以写成这类形式

$$d = K + \frac{K(h_H + h_K)(w - w_0)}{\int_0^t q dt} \quad (22)$$

作为经验公式来适合曲线，求定参数，这三种公式都相当令人满意。但只有阿氏公式在

理論上較為嚴整。

阿氏理論中的基本缺點就是假設一個毛管飽和的入滲土柱的運動，對於有結構的土壤是未必適合的。在有結構的土壤中，一方面水填滿團粒之間的孔隙同時並向下運動，另一方面水又被團粒內部孔隙吸收，這兩種孔隙的充水不會是同時的。此外，在重質土中，因為孔隙尺寸大小相差很懸殊，流速不均勻，也使毛管飽和入滲土柱的假說遭到破壞。

以上所討論的都是沿深向為均質的土壤入滲理論。深向為非均質的土壤自然會更加複雜。從理論上看，可以這樣來求解。

令各土層的滲透系數分別為 k_1, k_2, k_i ；令各層土深為 $\Delta y_1, \Delta y_2, \Delta y_i$ ；令在各層中的水頭損失為 $\Delta H_1, \Delta H_2, \Delta H_i$ 。

如設在某一短時間內，沿深度的流量不變，則

$$q = k_1 \frac{\Delta H_1}{\Delta y_1} = k_2 \frac{\Delta H_2}{\Delta y_2} = k_i \frac{\Delta H_i}{\Delta y_i} = \bar{k} \frac{H}{y} \quad (23)$$

所以

$$\Delta H_1 = q \frac{\Delta y_1}{k_1}$$

$$H = \sum \Delta H_i = q \sum \frac{\Delta y_i}{k_i} = \bar{k} \cdot \frac{H}{y} \cdot \sum \frac{\Delta y_i}{k_i}$$

由此

$$\bar{k} = \frac{y}{\sum \frac{\Delta y_i}{k_i}} \quad (24)$$

最簡單的情形為兩層。這時

$$\bar{k} = \frac{k_1 k_2 (y_1 + y_2)}{k_2 y_1 + k_1 y_2} = \frac{k_1 \left(\frac{y_1}{y_2} + 1 \right)}{\frac{y_1}{y_2} + \frac{k_1}{k_2}} \quad (25)$$

若 $k_1 > k_2$ ，則 $k_1 > \bar{k}$ ；若 $k_1 < k_2$ ，則 $k_1 < \bar{k}$ 。由此可見， $\bar{k}$ 的數值應在 k_1 與 k_2 之間。對於某些土壤，這種說法是成立的。但也有一些試驗並不符合這一規律。

例如，〔V, 297〕所載的數據，表明泥炭與沙的組合滲透系數，比二者單獨的滲透系數都小。

表 8

	滲透系數 公分/秒		
	第一次	第二次	第三次
沙	$32000 \cdot 10^{-7}$	$27000 \cdot 10^{-7}$	$79000 \cdot 10^{-7}$
泥炭	$500 \cdot 10^{-7}$	$650 \cdot 10^{-7}$	$1400 \cdot 10^{-7}$
沙與泥炭二層	$46 \cdot 10^{-7}$	$48 \cdot 10^{-7}$	$48 \cdot 10^{-7}$

由此可以看出在土壤入滲方面，理論還有待於更進一步研究與探討。

四、室內試驗

A. И. 布达戈夫斯基对于室内試驗这样评价：“为了分析入渗現象，必須按照一定的方式进行闡明某一具体問題的實驗室試驗。这种試驗工作过去进行得很少。但是，它有着很大的价值，并且在研究入渗現象时是一项必不可少的工作。”

С. М. 普罗斯庫尔尼科夫 (Проскурников, 1948), О. В. 波波夫 (Попов, 1950), А. В. 列別捷夫 (Лебедев, 1949) 都进行过这方面的工作 [VII, 8—12]。

我們也进行过这一方面的試驗，总数約50次。試驗器皿主要是40公分长的玻璃管，截面积約10平方公分左右。填土30公分，上面加水。其主要目的是通过玻璃看到湿润土体的高度，時間及入渗水量，来判明土壤饱和的情况及入渗鋒面运动情况。此外，还非正式的作过几次測定土中空气余压力的試驗。

我們取的土是天然土，过篩，投入水，攪拌，过滤，烘干。填土时是用木棒輕搗。孔隙率为0.37—0.63。饱和含水率为0.20—0.54（以体积計）。含沙百分数自7%到100%。干容重1.3—1.7克/立方公分。

大家知道，干土吸水非常强烈，所以，加入的水量一定要計量。А. В. 列別捷夫在試驗中就犯了这样一个錯誤，即不是量加入水量，而是量管内实际水柱高度，这样，在計算管内土壤含水率时便不正确了。

在一般土中，加水后，最初二分鐘便有6~7公厘的初期損失，以后，入渗率逐漸減緩。除含沙極多的土之外，通常，潤湿土柱分为两部分，上面一部分顏色較深，增长較慢，下面一部分顏色較淺，增长較快。

我們取的試驗資料是每隔一定時刻（开始时每隔兩分鐘，以后間隔逐漸加长，最后每半小时）讀一次，直到土柱完全湿润为止。讀数有三个，已滲之水量 h ，深色部分高度 h_1 ，浅色部分高度 h_2 。

取得这些資料后，我們作了如下的一些分析与討論。

在最初10公分水滲完后，繼續加10公分水，水头变化很大，但入渗率并未发现任何突变，由此可見在土壤有一定湿润深度后，地面水深的薄厚对入渗率所起影响不大；也可能是由于干的毛管力很大，所以， h_K 与 $h_K + h_H$ 相差不多。

将水量 h 公厘（见图5）为縱坐标， $h_1 + h_2$ 为横坐标，作图，得相当良好的一根直綫，即

$$\frac{h}{h_1 + h_2} = \text{常数} = \text{平均含水率}, \quad (26)$$

其中直綫的截距（通常 < 5 公厘），可認為是加入之水量不精确（或土量略多或略少），应予以修正。可任修訂一个坐标（加或减一常数）即可。

将 h_1 为縱坐标， $h_1 + h_2$ 为横坐标，作图，近似于一根直綫（不如前一直綫好）。

可以有两种假設：

1. 深色、浅色只是外表現象，即壁面現象，与含水率多少无关。

2. 深色达到饱和，浅色为另一种含水率分布。

由于后一直綫有不少突变处，这一直綫規律未必可靠。

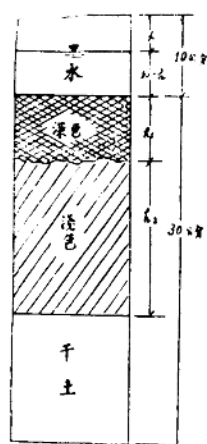


图 5

而且 $h_1 + h_2 = 0$ 时, $h_1 = 0$, $\therefore$ 这条直线应该通过原点。实际上, 经验点联线未必通过原点。

如有恒定误差, 因为土柱高, 自同一基面算起, 两坐标均应同加或减一个常数, 不能像 h 与 $h_1 + h_2$ 关系那样来修订。由于它不通过原点, 就物理意义看, 是不正确的。

如果采用第一种假设, 即可以认为 $w_1 = w_2$ 或到处 $w = w_0 =$ 常数。

如果采用第二种假设, 即得

$$h_1 w_1 + h_2 w_2 = h \quad (27)$$

式中 w_1, w_2 —— 分别为深色与浅色部分的体积含水率。

在每次试验中, 可得到几十组 h, h_1, h_2 的相应数值, 这样采用最小二乘法, 似乎应该能确定出 w_1 与 w_2 来。但实际上, 这条路是走不通的。

这是因为前面说过用 $h_1 + h_2$ 为横坐标, h_1 为纵坐标, 作图, 也近似于一根直线, 即

$$h_1 + h_2 = A_1 \quad \text{或} \quad h_2 = (A - 1)h_1$$

$$h = h_1 w_1 + h_2 w_2 = h_1 w_1 + (A - 1)h_1 w_2$$

$$= h_1 [w_1 + (A - 1)w_2] \quad (28)$$

由于在每次试验中 A 接近常数, 因此, 我们看出, 在每次试验中不管拥有多少组资料, 在这种情况下都不能确定 w_1 与 w_2 。

为了确定究竟那一种假设正确, 我们会把土推挤出来, 就目估, 深色与浅色并非壁面现象, 而是表里一致。

此外, 将湿土推挤出来, 分段测含水率 (见表 9), 表明其含水率是不同的, 就深色部分说越上则又略大一点, 就浅色说越下又略小一点。

含 水 率

表 9

序 号	自上向下的顺序 颜色	1	2	3	4	5
		深	深	浅	浅	浅
1		0.41	0.38	0.32	0.32	0.31
2		0.41	0.38	0.32	0.31	0.27
3		0.27	0.26	0.26	0.24	0.22
4		0.26	0.24	0.24	0.24	0.21
5		0.31	0.28	0.26	0.26	0.25
6		0.28	0.24	0.26	0.26	0.24
7		0.28	0.25	0.26	0.27	0.26