

有效积温(°C)	210	420	630	840	1050	1260
矿化量(毫克/100克土)	8.01	9.46	11.00	11.97	13.03	13.56
x	2.322	2.623	2.799	2.924	3.021	3.100
y	0.9036	0.9759	1.041	1.078	1.115	1.132

按照解直线回归方程的方法可计算出b和a值。

$$b = \frac{\sum(x-\bar{x})(y-\bar{y})}{\sum(x-\bar{x})^2} = 0.30 \quad n = b = 0.30$$

$$\lg k = a - b\bar{x} = 0.193, k = 1.6$$

因此,鱗血黄泥土的矿化曲线可表示为:

$$y = 1.6[(T-15)D]^{0.30}$$

### 参考文献

- [1] 中国科学院南京土壤研究所主编, 中国土壤, 365页, 1978。  
 [2] 朱兆良、廖先苓、蔡贵信、俞金洲, 苏州地区双三制下土壤养分状况和水稻对肥料的反应。土壤学报, 15: 126—137, 1978。

[3] 朱兆良、陈荣业、徐永福、徐银华、张绍林, 苏州地区平田黄泥土氮素供应过程的特点及其与氮肥施用方法的关系。土壤学报, 16: 218—233页, 1979。

[4] 出井嘉光, 水田における有機物の集積と分解。日土肥, 46: 251—254, 1975。

[5] 鬼鞍 丰等, 稻作期における土壤窒素の有效化過程。日土肥, 46: 255—259, 1975。

[6] 吉野喬, 水田土壤の窒素无機化と供給力推定法。日農業および园艺, 53: 299—302, 1978。

[7] Stanford G. and Smith, S.T. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 36: 465—472, 1972。

[8] Stanford G. et al. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 38: 99—102, 1974。

## 科学讲座

# 土壤水分的运动形式与能量转换

张 君 常

(西北农学院)

## (二)毛管水的表面自由能是推动毛管水运动的动力

当吸湿水达到最大吸湿量之后, 气态水分子即在土壤颗粒与颗粒之间所形成的毛管中成为分子流在运动, 土壤中的毛细管是错综复杂的, 在未完全弄清之前, 土壤科学工作者姑且以平滑直立上下均匀的或不均匀串珠状的毛管来解释一些土壤中毛管水分流动的现象, 本文仍以形象的直立均匀的毛管为主来从事研究水分的运动问题。

水分子流通过毛细管时, 分子除相互碰撞外还碰撞管壁。在碰撞管壁的时候, 还须停留一个短暂的时间(一个平均时间) $\tau$ , 然后向各个方向重新蒸发。在某一方面上从表面蒸发的分子数与方向也是按照 Knudsen 定律( $S \cdot 4n\pi a^3 e^{-bc^2} c^2 dc \cdot \frac{d\omega}{4\pi} \tau \cdot \cos\theta dt$ ) 进行的。在我们所希望的方向和反方向上蒸发, 都有相同的机会。仅因滞留造成了时间的少许延迟。

Clausing 算出了分子通过长为  $l$ 、直径为  $d$  的毛细管所需的平均时间  $\bar{t}$ , 其值为:

$$\bar{t} = \frac{l^2}{2d\bar{u}} + \frac{l^2\tau}{2d^2}$$

其中  $\bar{u}$  是分子的平均速度。在此表达式中的第一项是由重新蒸发的余弦定律所致, 第二项是由于时间  $\tau$  的存在而得, 当测得  $\bar{t}$  后, 可用上式算出  $\tau$  如下:

$$\tau = \frac{2d^2}{l^2} \left( \bar{t} - \frac{l^2}{2d\bar{u}} \right) = \frac{2d^2}{l^2} \bar{t} - \frac{d}{\bar{u}}$$

水分通过毛细管已如上述, 在一定条件下由于多分子流束的凝集形成液流, 尤其在含有多种离子的土壤水(即毛管水)中。至于液体在毛细管中流动的动力及高度又是怎样的呢? 利用什么方法测定它的能量? 这在生产上是十分重要的, 如盐碱土的临界水位问题, 耕、犁、耙、耨的深度, 时间与土壤保墒问题, 都与毛管水分的上升速度及高度有密切的联系。

在测定毛管水的移动水分时已往常用的古典的毛

细管学说解释，而不是以能量观点来解释土壤水分在毛细管中的运动机理，以后愈来愈感觉不足，在修正这个问题的时候，才有土壤水分“能量论”的产生，也就是用“位势”（简称为势）的理论来研究土壤水分的运动问题。因为“势”的因次为“能”，而能又是作功的本领，毛管势也是以功来表示它具有能量的大小。但是毛管势的意义还是以表面张力为主要基础而建立起来的，所以测定毛管势的大小还必须在表面张力的前提下才能完成，不过这个表面张力的新意义是体现了水分在土壤中保持的能量关系。如设张力压头为  $x$  的表面张力为  $\sigma$  则

$$\sigma = -\rho g x \text{ (负号表示张力与压力方向相反)}$$

$$\text{于是毛管势 } \psi = \frac{\sigma}{\rho} = -|gx|$$

经过系列演算\*

$$\psi = gx$$

毛管势是依赖于水膜弯曲能量的大小而测定。所以毛管势是土壤水分能量表达的一种形式，也就是土壤吸持水分含量时所具有的能量。

利用  $\psi = gx$  的原理计算出在土壤某种含水量的情况下，则知其毛管势的大小，又将  $\psi$  改算成水柱高的厘米数，就是负压计（表面张力计）的原理。

再根据热力学上  $F$ （自由能）的原理知

$$\Delta F_1 = -PV = F_0 \text{ (水的自由能)} - F \text{ (土壤水的}$$

自由能)

$$\Delta F_2 = RT \ln \frac{p_1 \text{ (土壤水的蒸汽压力)}}{p_0 \text{ (水的蒸汽压力)}}$$

$$\oint dF = \Delta F_1 - \Delta F_2 = -PV - RT \ln \frac{p_1}{p_0} = 0$$

$$\text{得出 } pF = \log P = \log \left\{ \frac{RT}{V} \ln \frac{p_1}{p_0} \right\}$$

利用蒸汽压力或冰点下降的原理在不同的器皿下

(干燥器或离心机)求出

$$pF = 6.5 + \log (2 - \log h) \text{ (h 表示相对湿度)}$$

或  $pF = 4.1 + \log \Delta T_f$  ( $\Delta T_f$  水的冰点温度下降值)

近来一般学者研究毛管水的上升移动又多用

$$h = \frac{2\sigma \cos \theta}{r \rho g}$$

其中  $\sigma$  为表面张力， $r$  为毛管半径， $\rho$  为液体水的密度， $\theta$  为毛管壁与液体表面膜的接触角。但是强调了“势”与“自由能”的概念，因而有体积势  $\psi_v = \frac{2\sigma}{r}$

这与毛管势并不矛盾，因为毛管势的主要作用还是表面张力，因为在等温条件下，表面张力所作的功

$$W = \int_{s_1}^{s_2} \sigma ds \text{ (表面由 } s_1 \text{ 延伸到 } s_2 \text{ 所作的功)}$$

$W = \sigma(s_2 - s_1)$  其中  $\sigma$  为表面张力， $ds$  为表面积的增量，形成这个增量需要做功  $\sigma ds$ ，这个量恰是  $ds$  的势能，但  $\sigma ds$  并不是  $ds$  表面的全部能量，因为其中有一部分已转变为热。如果在表面收缩时，在全部减少的能量中，含有外功—— $\sigma ds$ ，根据热力学自由能公式或用化学势公式：

$$F = U - TS \text{ (或用 } dU = Tds - PdV + \sum \mu_i dn_i)$$

$$\therefore -d(U - TS) = -\sigma ds$$

$$\therefore dF = \sigma ds$$

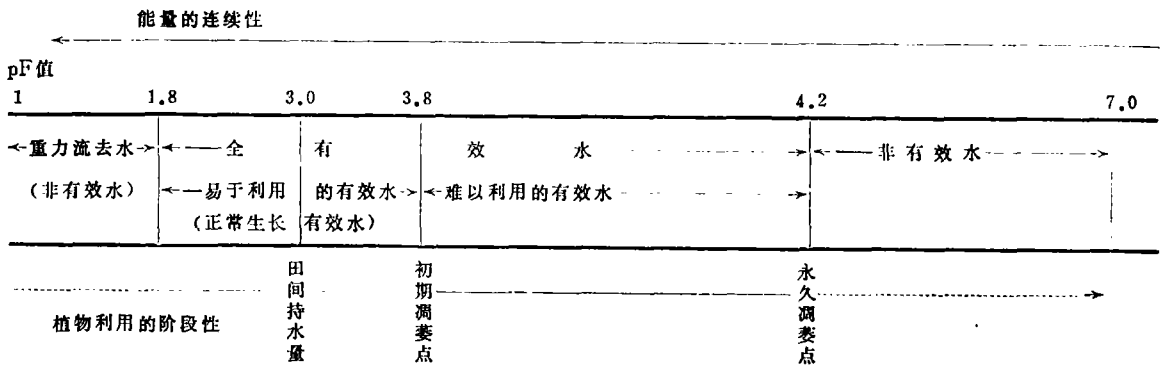
如果把水看成纯液体，其在定温下的  $\sigma$  为常数则

$$F = \sigma S$$

即表面能也就是表面自由能，在热力学中的自由能相当牛顿力学的势能概念。

土壤水吸附在毛管壁上，由于土壤固体部分或土壤中粘土矿物晶体部分和与它接触的介质（空气）边界上的表面能的作用，可使该液滴延展成一层薄膜。这个系统的自由能即等于三个表面自由能的总和，即

$$F_{\text{总}} = \sum \sigma s$$



\* L. D. 贝佛尔著：土壤物理学，第三版，科学出版社。

因为自由能是势能，这部分势能正是使毛管水上升的主要能量。这对研究盐碱土的发生发育和农田排水有着极其重要的意义。

毛管水达到最大含量即土壤水达到最大毛管水量时，土壤对于水分的吸持力不到1/10大气压(pF1.6)，则土壤中水分易于向下和向任何较干的方向扩散流动，逐渐形成了重力水。

### (三)在引力势场中重力水的渗透 (渗漏)问题

在引力场内土壤重力水的运动，在很大程度上影响着土壤的灌溉情况、地面径流的强度和潜水的储存问题，尤其是水向土中入渗问题。入渗的强度因空间与时间的变异引起很大的变化，这会导致某一地区水情发生比较重大的变化，所以说土壤重力水的研究可以阐明每个具体自然地理区域内许多重要的水情特点。

重力水包括降水，支持毛管水的地下水及滞水层里的支持水，这些都属于土壤中受重力作用而流去的水，为土壤中对作物暂时的无效部分。在农业生产上尤以降水及灌溉用水向土壤中渗透渗漏为研究的主要方面。本文也着重谈及这方面的问题。

在土壤水分逐渐达到饱和的时候，可以说是土壤的吸水阶段的结束，也是入渗阶段的开始。

渗流与地面水又有不同，它是沿着土壤孔隙的弯曲通路流动着；它与土壤的组成有着密切的关系，它是与土壤颗粒相互作用，相互制约的产物，阻力大而流速小，更以土壤孔隙的形状，大小，级配，孔隙率，水温以及土壤的矿物成分不同而有所差异，所以土壤中的渗流是一个比较复杂的问题。

研究土壤的渗透(即土壤的过水能力)问题及动力作用，一定要从Darcy定律谈起。

Darcy定律是通过大量试验所得到的如下规律，其形式如下：

$$Q = K \frac{h}{s} A = KJA \quad (\text{或写为 } \vec{Q} = -K \text{ grad } h)$$

Q——水的体积流量

K——渗透系数

J——压力坡度(梯度)  $\frac{dh}{ds}$

A——渗流的水流断面

因为  $\frac{Q}{A} = V =$  渗流平均速度，所以  $V = KJ$  也就

是层流渗流的表达式。

$$\frac{dh}{ds} = \sin \theta = i$$

而s又可解析为x,y,z轴上的投影

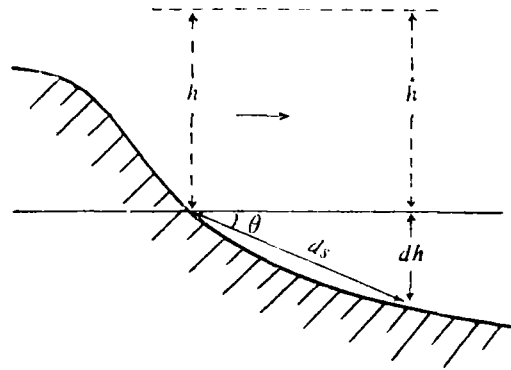
$$\therefore \frac{dh}{ds} = \frac{dh}{dx}, \frac{dh}{dy}, \frac{dh}{dz}$$

在单位时间单位面积上，Darcy定律应用到x,y,z方向的流速

$$V_x = K_x i_x = K_x \frac{dh}{dx}$$

$$V_y = K_y i_y = K_y \frac{dh}{dy}$$

$$V_z = K_z i_z = K_z \frac{dh}{dz}$$

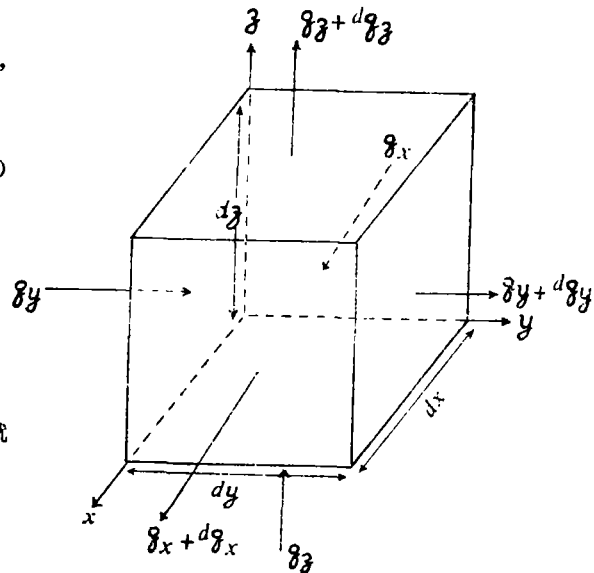


设一小块土壤体积的边长为 dx, dy, dz, 向x方向的流量为  $q_x$  通过  $x=0$ ,

$q_x + dq_x$  通过  $x = dx$

在x方向的水力梯度为

$$i_x, i_x + di_x$$



在y及z方向上类同  
根据Darcy定律写成:

$$q_x = k_x i_x dydz,$$

$$q_x + dq_x = k_x (i_x + di_x) dydz,$$

依此类推  $q_y, q_z$

设此土壤小体积为常数, 水为不可压缩性的流体,

则流入量必等于流出量即

$$q_x + q_y + q_z = (q_x + dq_x) + (q_y + dq_y) + (q_z + dq_z)$$

经演算得

$$k_x di_x dydz + k_y di_y dx dz + k_z di_z dx dy = 0$$

又因  $i_x = \frac{\partial h}{\partial x}$ ,  $i_y = \frac{\partial h}{\partial y}$ ,  $i_z = \frac{\partial h}{\partial z}$  于是

$$d i_x = \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} dx, \quad d i_y = \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} dy, \quad d i_z = \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} dz,$$

h为总水头,

在非均质土壤:

$$\left[ k_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + k_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + k_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \right] dx dy dz = 0$$

可写为  $\nabla^2 h = 0$

若土壤小体积在流水情况下因时间而改变则得

$$\left[ k_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + k_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + k_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \right] dx dy dz = \frac{dV}{dt}$$

在均质土壤:

$k_x = k_y = k_z$  则得一结论, 即: 水头h满足

Laplace方程:

$$k \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + k \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + k \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0$$

$$\left( \text{即} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \right)$$

在稳定渗流情况下, 可以引用速势函数的代表符号。

$\phi(x, y, z) = kh$  故上式可写成

$$\nabla^2 \phi = \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0$$

$\nabla^2 \phi = 0$  即Laplace方程

若为二元势流, 根据Cauchy-Riemann条件知

$$\frac{\partial \phi}{\partial x} = \frac{\partial \psi}{\partial y}, \quad \frac{\partial \phi}{\partial y} = -\frac{\partial \psi}{\partial x}$$

$\psi$ 为流函数[即 $\psi(x, y)$ ]

$$\begin{pmatrix} \frac{\partial \phi}{\partial x} \\ \frac{\partial \phi}{\partial y} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{\partial \psi}{\partial x} \\ \frac{\partial \psi}{\partial y} \end{pmatrix} = -1$$

即等势线族 $\phi(x, y)$ 与流线族 $\psi(x, y)$ 相互正交, 是其所组成的流网的一个主要特性。藉助于Laplace方程, 即可以求得速度势 $\phi$ 和流函数 $\psi$ 。

入渗是重力水在土壤中运动的开始阶段, 在均质土壤中下渗, 除湿润锋面附近一小块区域之外, 土壤将得到均匀的湿润。

一般情况下, 入渗水是在重力、阻力及惯性力和土壤中空气压力作用下流动, 主要动力是前三者, 最后一项作用很小, 可以忽略不计。

当降水或灌溉水在土壤表面尚未连续成片时, 就发生自由入渗, 自由入渗继续到降水或灌溉停止或直到土壤全部表面被连接成片的水层覆盖时为止, 自由入渗就过渡到压力入渗。在压力入渗时, 均质土壤的毛管力不变, 以致湿润湿度增大时, 压力梯度减小。

在自然界农业土壤中均质土壤极为罕见(除工程方面(而多系非均质的土壤。尤其是河流冲积性土壤, 湖相沉积性土壤和浊水灌溉土壤, 我国西北的风积黄土母质所形成久经耕种的各种类型的褐色土, 东北在黄土母质上发育的各种类型的黑钙土等都非均质土壤。总之在我国耕作土壤上大部系非均质的土壤, 所以有必要对非均质土壤加以研究。

在非均质土壤中, 尤其河流或湖相沉积的土壤, 原生土壤在它长期发育过程中如西北的风积黄土母质上所形成的褐色土中间有古土层(粘土性的土壤)和钙积层, 兰州一带在水积黄土母质上形成的褐色土中间有砂砾层, 森林土壤中有灰化层, 淀积层等, 土壤的透水性随深度土层的变化而有所不同。在西北耕作土壤表土层上, 天然降雨或人工降雨(喷灌、滴灌)或沟畦灌时, 在土壤上层的渗透系数可能大致不变(缺乏资料论据), 以后在非均质土壤中渗透系数逐渐减小而压力梯度相应增大, 使自由入渗阶段加速过渡到压力入渗阶段。在自由入渗阶段中形成的渗透系数, 对于今后土壤改良的保水蓄水过程的措施有很大的影响。在压力入渗阶段中, 入渗强度和深度可由Darcy方程式所决定, 但公式中所包括的各个参数应以入渗锋面的位置而定其变数。

至于均质土壤和非均质土壤的入渗速度和数量均受温度变化的影响, 因为水的粘滞性及其表面张力均因温度变化而变化, 然其实际意义不大, 亦可忽略不计。

## 后 记

本文是从古典物理的基础理论上初步探索土壤水分运动形式与能量转换, 并初步阐述了土壤水分为植物利用的阶段性。乍看来, 能量的连续性和利用的阶

段性似乎是相互矛盾着的,其实是统一的,文中重点是前者,而后者只是蜻蜓点水。因此笔者着重从105℃烘干土表面与气态水运动、吸附和吸湿水形成的关系,直到重力水形成这一系列物质和能量转化的连续过程,尤其在土壤水分形态的转折点方面是怎样过渡,在能量方面又是怎样转化上叙述自己的看法。在形态上似乎是间断的而在能量上却又是连续的,这个矛盾的统一又将如何理解呢?形态转变只是个现象,能量转化才是形态转变的实质。至于气态水的运动和吸湿水的形成,应用热力学的观点来论述的文献尚属鲜见。笔者想借用古典物理中现有的定律初步试探演算了这个题目。

另外,土壤中水分子,无论是气态或液态,本身是一个偶极子,它们在土壤孔隙空间的运动,既会受到引力场的影响又会受到电磁场的作用,所以论述土壤中水分子的运动在一个势场中比不在一个势场中似乎更为严格些,而且更易探索土壤水分子运动的规律性。当前,磁化水与非磁化水对农业增产的作用与效果的对比实验在我国已经展开,这岂不说明土壤水经过磁场处理后,它的理化性质有了明显的差异吗?这个差异也就是磁力场的作用;在农业增产上的这种效益,岂

不是非磁化水受到磁场作用以后,灌溉水的理化性质起了显著的变异而使水分子与土壤间能量转换和释放的功效吗?

土壤孔隙空间是个势场,场是用势的导数来表示的,因为场的态是由它的势来确定的,而且能量又具有势能特性,而场的势又以能量来表示。土壤孔隙空间不是个真空的空间,而是盛满土壤溶液和不同气体的空间,其中既有无机态和有机态的化合物,也有带电荷的离子和离子团,它们既受土壤孔隙空间的引力场作用又受土壤孔隙空间的电磁场作用,因此它们的性质和游离的速度以及具有的能量都会有所改变。这对植物的生长发育会有一些影响。

既然当前研究土壤保持水分的能力以“势”的理论为基础,“势”的大小和产生自然会受到势场及其各因素的影响。因为土壤孔隙空间既具有引力场的空间性质又具有电磁场的空间性质。所以初步引用电磁场和引力场等的理论来论证土壤孔隙空间是有所必要的。

由上论述土壤孔隙空间除引力场的势外,又具有电磁场的势和温度场的势,似乎其本身也是具有势的一个复杂的势场。这个论点是否正确,是否有探讨的必要,惟恐只能徒作东施效颦了。(完)

## 国外学者访华报告

# 美国的土壤学教育和科学研究概况\*

袁 嗣 良

## 一、美国土壤学教育概况

美国大学的土壤学教育的特点之一是对基础要求较高。谈到大学教育的基础,首先应当从中学谈起。美国的中小学教育共12年,1—5年为小学,6—8年为初中,9—12年为高中。高中课程有五门即数学、科学、人文科学、语言及英语。数学除代数、几何、三角外,有的学校要教完微积分;科学包括物理、化学、生物学等;人文科学包括政治、经济、心理学、社会学、地理学等;语言包括西、法、德、俄、拉等文种;英语主要是文学、作文。

高中毕业后(成绩优异可以提前毕业),要进大学,

首先要提出申请,附高中成绩单,参加大学考试。考试科目为英语、数学。有名大学(如麻省理工学院)录取学生除了高中成绩要好以外,统考成绩要在140—180分以上,并且还要经过一次入学考试,考试科目为数学、英语和科学(物理、化学与生物学);除此而外,老师的介绍信也是很重要的录取根据。

大学土壤系开的课程有:普通土壤学、土壤化学、土壤物理学、土壤微生物学、土壤发生分类、土壤水分、土壤调查、土壤矿物学、粘土矿物、土壤分析、肥料学、土壤肥力、佛洲土壤学等课程;需要选修外系的课程有:自然地质、微生物学、植物生理学、普通化学、生物化学、物理化学、分析化学、定量分析、昆

\* 本文系美国佛罗里达大学土壤化学教授袁嗣良博士于1979年7月在中国科学院南京土壤研究所讲学期间所做的报告,由孙鸥同志根据记录稿整理,整理稿未经本人审阅。