

不同程度的成功。

同北半球的比较

布鲁斯把除了最低层之外的所有索斯兰黄土地层同北美的威斯康辛期和欧洲的武木期做了对比,而最低的黄土层被认为相当于伊利诺斯或里斯第二期,其伴随的古土壤则与北美的桑加蒙或欧洲的 Eem 土壤相当。

龙季和弗里在提马鲁黄土沉积物与美国境内的黄土层之间确立了一个类似的对比。提马鲁的上部四个黄土层与威斯康辛(冰期)加以对比,而三个黄土内的古土壤层则相当于伊利诺斯州的土壤。提马鲁的第四黄土层被视为伊利诺斯期,而它的强烈风化了的古土壤则相当于桑加蒙土壤。龙季和弗里根据新西兰和北美有限的几个年代和这两个地区以外的推断得来的几个较老的年代也提供了一个放射性碳时序表。虽然看来这两个半球之间的主要气候和沉积事件是同时发生的,龙季和弗里还是断定需要更严谨的资料来确定这个相

互关系的程度。托金等人也曾经推测提马鲁黄土沉积物和北半球事件之间的相互关系,并获得大致相同的结论。

结 束 语

从上述的讨论看来,需要乞求于超出了 ^{14}C 年代测定范围比较老的冰川事件,来说明迄今新西兰研究的大部分黄土沉积物的成因。我们打算修正或协调上述的对比关系,因为显然从本文提出的许多 ^{14}C 年代以及对于其他人的保留意见,我们对这些事件的年代判断还要改变,而且随着黄土以及冰川年代知识的增长将进一步修正和协调。结论只有一个:新西兰两个不确定的年表,在大量的一致而又可靠的辐射测量年代解决之前,想把这两者相互协调起来是不明智和不合时宜的,更不用说评价别的地方的黄土范围与冰川气候的对比了。

金力摘译自“Quaternary Research” 1977, Vol. 7, No. 2, P. 177—196, 邢嘉明校

非饱和带水流的测定

A. И. 布达戈夫斯基 E. B. 古塞夫

一、引言 当前确立陆地水资源管理的理论基础具有日益迫切的意义。而土壤水的管理在这个问题中又占有重要的位置。为了解决这个问题,必须有土壤水形成的较完善的模型。这类模型的完善程度取决于非饱和带内水分输送和蒸发(包括散发)这两个问题的研究水平。关于第一个问题,目前研究得还很不够。因为这个问题十分复杂,在这方面的实验工作做得也不多。在对非饱和带水的输送过程进行

实验研究时,首先要测定水流 q ,即求得关系式 $q = q(z, t)$,其中 z ——垂直坐标, t ——时间,如果接着又确定了土壤的水分势和导水系数,那么非饱和带水流测定的结果,就可用来检验,目前采用的非饱和带水分输送方程,同时提出新参数,修正原有的方程。这对于建立经验和半经验的关系式来讲都是十分必要的。

二、测定方法及其精确性评价 关于非饱和带水流测定的方法,作者在早期著

作中已有阐述。1970年作者根据这个方法在塔吉克共和国吉萨尔谷地的棉田里测定了土壤中的水流和植物根系的水分吸收。虽然取得的资料有限,但目前还就只有这一份资料。

当土壤水主要为液态,而水的输送只在垂直方向上进行时,在实验研究中可利用连续方程

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

式中 W ——含水量(土壤单位容积内的含水量), q ——水流(单位时间内在单位面积上通过的水量)。

对式(1)积分得

$$q(z, t) = q(0, t) - \int_0^z \frac{\partial W(\xi, t)}{\partial t} d\xi \quad (2)$$

其中 ξ ——积分变数,为垂直坐标的现有值。

如果已知在 $z = 0$ 的固定界面上的水流值和在 z 与 $z = \theta$ 之间的含水量变化速度 $\frac{\partial W}{\partial t}$, 那么式(2)明显地表示出在任意高度 z 上的水流值。

按照式(2)确定的水流,其准确性取决于含水量 W 测定的精确性和进行微分,积分运算时产生的错误。如果有错误,就要计算测定水流 q 的误差,在本文中则是用上述方法确定的某一界面上的水流与在该界面上量测到的流量直接加以比较,来评价测定水流的准确性,并用相对积分误差作为评价水流测定准确性的指数。

$$\varepsilon = \frac{\delta q}{\sqrt{\int_{t_1}^{t_2} [q^*(t)]^2 dt}} \quad (3)$$

式中 t_1 和 t_2 ——时间, q^* ——指定界面上的水流(土柱底面的水流), δq ——误差,按下式确定

$$\delta q = \sqrt{\int_{t_1}^{t_2} [q(t) - q^*(t)]^2 dt} \quad (4)$$

其中水流 q 根据式(2)算出,微分和积分则按下列方法进行:

$$\int_0^z \frac{\partial W}{\partial t} d\xi \approx \sum_i \frac{\Delta W_i}{\Delta t} \Delta z \quad (5)$$

式中 Δz ——测量含水量的两点间的距离, i ——每一个点的标号, Δt ——时段。

在计算出测定水流的误差以后,可根据下列设想近似地确定量测含水量 δW 的误差。根据连续性条件,当在界面 $z = 0$ 处水流等于零时,在土柱

$$V = \int_0^z W(\xi) d\xi \text{ 内总含水量与界面 } z \text{ 处水流的关系为:}$$

$$\Delta V = \int_{t_1}^{t_2} q(t, z) dt \quad (6)$$

假定 $\Delta V \approx \Delta W l$, 其中 l ——含水量明显变化的地区,它可根据土柱内含水量的剖面动态来确定, ΔW ——在上述地区内含水量的平均变化,则

$$\delta W \approx \delta(\Delta W) \approx \frac{1}{l} \delta \int_{t_1}^{t_2} q dt \approx \frac{1}{l} \int_{t_1}^{t_2} \delta q dt \approx \frac{1}{l} \int_{t_1}^{t_2} \varepsilon q dt \quad (7)$$

由此最后得

$$\delta W \approx \frac{\int_{t_1}^{t_2} q dt}{l} \quad (8)$$

三、测定技术和结果 利用上述方法在技术上主要取决于确定孔隙含水量的方法。目前看来最完善的方法是选定了合适

同位素的 γ 探测法。

作者在研究工作中,则运用了最简易可行的电导法,并采用了经过部分改装的单点平衡交流电桥 $\Theta M \Pi - 20g M_3$ 进行量测和自记。

已知,孔隙的电阻及其含水量之间不是线性关系。然而通过选用平行于所量测电阻的分流器,就可使它们实际上达到线性关系。

关于非饱和带水流测定的试验是在由有机玻璃制成的土柱中进行的,此土柱高120厘米,横断面 12×5 平方厘米,并装置有12对宽1厘米的镍电极,每一对镍电极相隔10厘米。为了排除寄生电阻,将电极接到安装有白金接触器的电磁式继电器量测电桥的电路路上。继电器则由步测器和定时器控制,可在任意时段开启或关闭。

上述装置可用于研究非饱和带任何形式的水分输送(入渗、蒸发、毛细管抬升等)。下面介绍在毛细管下降时最简单的水分不稳定输送的试验结果。

在 $t = 0$ 以前,在盛有试验土壤的土柱中,用马利奥特容器在土壤表面造成固定水层(厚0.5—1.0厘米),以保持渗透状况。在 $t = 0$ 时,供水停止,水开始沿垂线实行再分配,并从土柱下部流出(即毛细管下降)。用密度为1.68克/立方厘米的中颗粒石英砂作试验土壤。

上述情况为典型的等温输送过程,而没有在温度梯度作用下产生的水流。含水量变化的单一性是由所选择过程的性质决定的,它排除了滞后效应。由于所选材料的性能,水文物理参数也不会因膨胀现象而变化。

试验重复进行了三次。每一次重复试验所得的结果都是十分吻合的。试验中在不同时段不同高度上分别量测了石英砂的含水量。水流也是重复三次,分别按方程式(2)计算出来的。计算结果也十分吻

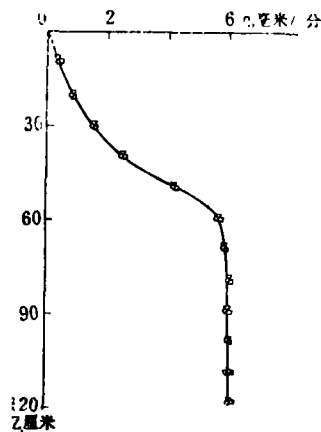


图1. 毛细管下降开始以后12分钟石英砂中的水流分布(三个点表示三次重复试验的数据)

合(见图1.)。试验结果精确性的评价,根据式(8)和(8)求出,计算结果表明,水流测定的相对误差为0.06—0.07,而含水量量测的错误为每1立方厘米孔隙内0.010—0.015立方厘米的水。

四、水分势和导水系数的确定 选择确定水分势的方法主要考虑以下因素,当水分势变化的那一段含水量高,水分势绝对值又小于0.8巴时,最好采用张力计。对于机械组成细的砂土则宜用高柱法。作者在试验中采用了上述两种方法。所得结果说明了石英砂中毛细管一吸收势 Ψ 和含水量 W 的关系,列举如下。

— ψ , 厘米水柱	5	15	25	35	45	55
w , 立方厘米水/立方厘米	0.357	0.335	0.249	0.107	0.049	0.042
— ψ , 厘米水柱	65	75	85	95	105	115
w , 立方厘米水/立方厘米	0.042	0.041	0.041	0.041	0.041	0.040

确定导水系数 K ，应利用稳定流法。主要作法是：在试验土壤中再加入渗透力较差的土层，并在该土层表面灌水。如果两种土壤导水性的差异很大，那么在入渗锋面通过下层时就会形成不随时间变化的固定的流量和不随深度变化的土壤含水量。在这种情况下形成的水流在数量上等于导水系数。在进行了一系列入渗速度和土壤下部含水量测量以后，可建立关系式 $K = K(W)$ 。

在已定导水系数的基础上，建立了导水系数与石英砂含水量的关系。这些点在图上也是很紧密地聚集在平滑曲线左右。这个曲线可近似地用下列关系式表示

$$K = K_0 m^3 [1.85 - (3.65 - 2.80m)m] \quad (9)$$

式中 K_0 —在土壤完全饱和下的导水系数，在该情况下它等于 16.0 毫米/分； m —饱和度和，按下式求得：

$$m = \frac{W - W_H}{W_0 - W_H} \quad (10)$$

式中 W —土壤含水量， W_0 —土壤的完全孔隙度， W_H —土壤的假定含水量，在整理试验资料确定 W_H 时要满足 $K = 0$ 的条件。在试验中求得 W_0 和 W_H 等于 36.8 和 4.0%。

五、应用测量结果的实例 现在广泛运用的白京汉一达西方程反映的是在非饱和和带水分输送的情况下在作用力与水流之间热力不平衡的线性分布关系。目前对这个方程暂时还没有作出有力的理论论证。实验结果说明，这个方程只适应于稳定的水分输送情况，对于其它情况，特别是“悬着”水运动这个方程则不适宜。

应当指出，判断白京汉一达西方程适用或不适用，通常是比较某些总特征值的试验结果和计算结果，如在外部分界面上的水流。所以上述判断的说服力也是不很强的。

由于上述情况，最迫切的问题是通过实验来检验水分输送方程，即：将通过实验量测到的非饱和带不稳定水流与按白京汉一达西方程计算出来的水流值加以比较，但该方程中所包含的水文物理参数应当用独立的方法求得。因此检验的基础就是确定试验系统中的水流。

如果 z 轴是朝下的，则布京汉一达西方程可写为

$$q(z, t) = -K(W) \frac{\partial \Psi(W)}{\partial z} + K(W) \quad (11)$$

然而直接比较按方程式(2)和(11)计算出来的水流量，可能会出现因计算导数 $\frac{\partial \Psi}{\partial z}$ 而产生的偶然性错误，为免除这道运算程序，将式(11)的两边都除以 $-K(W)$ ，然后将所得等式对从 H （潜水位）到 z （坐标）的垂直坐标进行积分，得

$$-\int_H^z \frac{q(\xi)}{K(W(\xi))} d\xi = \Psi(W(z)) - \Psi(W(H)) + H - z \quad (12)$$

这个关系式即是检验对象。

如果布京汉一达西方程能准确地描述水流过程，那么根据实验求得的水流 $q(\xi)$ 计算出的式(12)的左面的值应等于式(12)右面的值。这说明在以 φ_1 和 φ_2 为轴的图上，如果式(12)是正确的，实验点就应分布在 φ_1 和 φ_2 坐标角分角线附近，其中

$$\varphi_1 = \int_H^z \frac{d(\xi)}{k(w(\xi))} d\xi$$

$$\varphi_2 = \psi(Z) - \psi(H) + H - Z$$

根据石英砂的水文物理特征值和测定的在毛细管下降时的不稳定流值可建立起 φ_1 和 φ_2 的函数，并确定它们之间的联系。其结果反映在图2中。

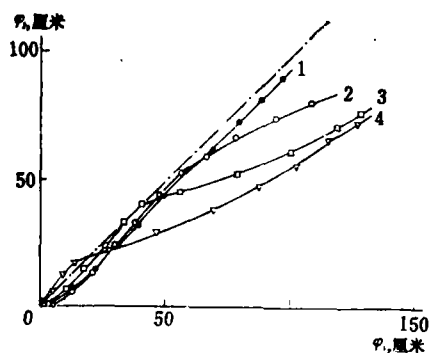


图2 在毛细管下降开始后1(1),6(2), 12(3)和28(4)分钟 φ_1 与 φ_2 间的关系

图2中的数据表明, 试验点偏离理论关系式 $\varphi_1 = \varphi_2$ (坐标角的分角线)。这意味着式(12)和(11)两个等式不成立。由此可得出结论, 布京汉一达西方程对于水分的不稳定输送状态是不适宜的。还应指出, 在接近完全饱和的范围内, 空气只是以紧压的形式存在 (如图2所示, 在这种情况下, 实验点基本上分布在坐标原点附近), 此处实验曲线偏离坐标角分角线的程度不超过测量错误。

所得实验资料也能对用不稳定方法根据式(11)求得的导水系数作出评价, 相对 $K(W)$ 解方程式(11), 得

$$K(W) = \frac{q(z, t)}{1 - \frac{\partial \psi(w(z))}{\partial z}} \quad (13)$$

图3表示出导水系数计算的结果。按方程式(13)计算出的点偏离了平滑曲线是由于测量上的错误, 特别是在计算导数 $\frac{\partial \psi}{\partial z}$ 时产生的错误。

开始后4(1), 6(2), 8(3), 12(4), 14(5), 16(6), 20(7)和28(8)分钟的水流资料求得和用稳定流方法求得(9)

导水系数与土壤含水量之间不是单值关系, 这一点十分重要。它证明根据布京汉一达西方程用非稳定流方法确定导水系

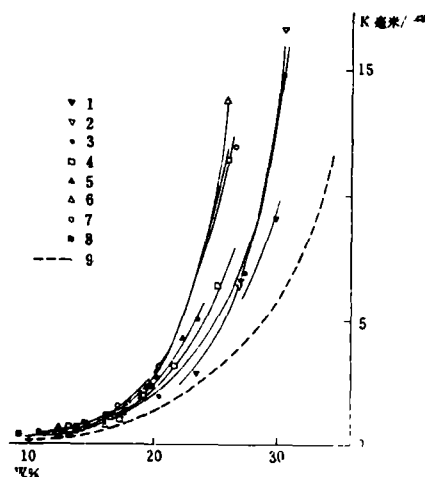


图3 导水系数与石英砂含水量的关系, 根据毛细管下降

数是不适宜的。试验还表明, 在某些情况下, 在对输送过程进行数学模拟时用这种方法求得的导水系数与含水量之间的关系, 可作为相对有效的近似的关系。当确定导水系数和运用布京汉一达西方程是在不稳定程度和含水量变化方向近似的条件下进行时, 就可达到上述结果。再看作者在另一篇论文中提出的方程:

$$q(t) = - \int_{-\infty}^t L(W(t_1), t_1 - t) \frac{\partial \psi(t_1)}{\partial z} dt_1 \quad (14)$$

这里 $L(W(t_1), t_1 - t)$ ——松弛函数, 为水流时间的相关函数。式(14)可用来解释为什么导水系数与含水量的关系不是单值关系。假设

$$\frac{\partial \psi(t_1)}{\partial z} \approx \frac{\partial \psi(t)}{\partial z}$$

$$\text{则 } q(t) \approx - \frac{\partial \psi(t)}{\partial z} \int_{-\infty}^t L(W(t_1), t_1 - t) dt_1 \quad (15)$$

根据导水系数的定义

$$K(W(t)) = - \frac{q(t)}{\frac{\partial \psi(t)}{\partial z}} \approx \int_{-\infty}^t L(W(t_1), t_1 - t) dt_1 = \int_{-\infty}^0 L(W(t+u), u) du \quad (16)$$

式中 $u = t_1 - t$ 。

六、简单的结论 原有形式的布京汉一达西方程不适宜于反映非饱和带内水分不稳定输送过程。这一结论也为其它作者

所证实。为此不少人探求其它途径，或对布京汉一达西方程作各种修正。由于非饱和带水分输送过程十分复杂，要根本解决这个问题还须花费许多时间和精力。但是已经积累的实验资料和现有的对非饱和带水分运动的认识足以建立有说服力的经验或半经验公式。这种公式对于研究土壤水形成的简要模型和寻求管理土壤水的途径和方法都是十分必要的。

李德美 摘译自《Водные ресурсы》，1982，No 2



南、北极地区的对比

吉田荣夫

极地的范围

南极、北极地区的特征：首先是气温凛冽以及由此产生的陆地和海域的冰天雪地的荒芜景观。另外，昼夜的长短随季节的推移而产生巨大变化。附带说一下，在极点上，昼夜的长短虽然在一年中各占一半，但是北极点的白天是一百八十六天零十小时，较南极点的一百七十八天零十四小时要长八天（光的折射忽略不计）。控制昼夜的天文学极圈，虽然能够明确地划定极地的范围，但从地表的诸现象来说，天文学极圈不适合确定极地范围。因此确定地理极地的范围，历来用植物生态学的冻土极限。连续性永久冻土的南限以及海水分布区域等来确定极地范围。随着目的、观点的不同可采用不同的标准，最普遍的是用近似于树线的静气候学指标——最

暖月平均气温 10°C 等温线来划分极地范围。当然这是人为的，自然界是逐渐过渡的。这在周围地域是辽阔陆地的北极地区是有效的，但在边缘是辽阔海洋的南极地区或南半球来说，却未必是适宜的。南美最南端的火地岛的部分地区，最暖月的平均气温，可在 10°C 以下，虽然从陆地来看，即从南极大陆及其周围诸岛来看采用气温指标是可行的，但是从海冰的漂移以及远离南极大陆飘浮的海洋岛的景观来看（例如，南纬 54° 的面积58平方公里的小岛布别岛，广大面积为冰川所覆盖着）又不适宜了。W. 玛纳尔达斯指出，海洋中的南极辐合线是最好的自然分界线。南极辐合线围绕南极大陆，位于南纬 $50-60^{\circ}$ 的地方，它的位置在不同季节、年分里虽有一些变动，但还是极稳定地存在的，它是水团的分界，所以远比北极地区