

土壤水分的蒸发及其影响因素

袁 剑 舫

(中国科学院土壤研究所)

土壤水分的运行不仅影响土壤墒情的好坏以及作物的水分^[62]和养分^[33,45,48,57]的供应状况,还决定土壤中盐分的移动和积累^[40]。虽然,土壤中盐分的移动与水分的运行不完全一致,如由于土壤的吸附以及离子交换等性质,盐分的移动速度较水分运行的速度慢^[49],以及在土层中有盐分浓度梯度存在时,会发生盐分的分子扩散等现象^[35],但盐分的移动主要还是取决于水分的运行,因此研究盐分累积过程和拟定防治盐渍化的措施时,必须考虑土壤水分运行的规律^[12]。

土壤中盐分向土表积聚的情况,密切受到土壤水分蒸发的影响。当土壤水分蒸发时,盐分不能随着一起向土壤蒸发面移动,主要取决于水分蒸发时运行的形态,而盐分移动的速度和数量,主要取决于水分蒸发的速度。水分的形态和蒸发速度是密切相关的。本文主要阐述近年来有关水分形态和蒸发速度以及影响蒸发的某些因素的研究概况。

一、土壤水分形态和蒸发运行的速度

(一) 土壤水分的形态

土壤水分存在的状态有气态、液态和固态,其中与盐分移动关系最密切的是液态水。液态水的存在形态和数量,因土壤含水量的多少和土壤性质的不同而多种多样,它们溶解盐分的能力以及运行的速度和范围也各异。关于土壤水分的分类,很早就有人研究,早在1897年, L. Briggs 就将土壤水分分为重力水、毛管水和吸湿水;以后1917年, J. Versluys 提出了类似的见解,把土壤水分分为惰性水(Пендулярное)、链条状水(Фуникулярное)及毛管水。惰性水时各水环间不相接触,水分不能以滴状—液态运动,链条状水和毛管水都能以滴状—液态运动^[10],以后也陆续有人对此问题作了些研究, A. A. Роде 则将土壤液态水作了比较详细的分类,他将土壤中的液态水分下列几种^[25]:

1. 结合水——(1)紧结合水,(2)松结合水。
2. 自由水——(1)自由悬着水: ①触点水, ②团集体内部毛管悬着水, ③薄膜悬着水, ④层次性土壤中毛管悬着水。
(2)自由重力水: ①渗透自由重力水, ②支持自由重力水。

各种液态水之中,紧结合水不能溶解盐分,与盐分的移动关系很小。松结合水溶解盐分的能力很小,运动很慢,因此与盐分移动的关系也不大^[11]。土壤中的自由水都能溶解盐分,但它们的运行状况各有特点,因此与盐分运行的关系也不尽相同。触点水主要存在于砂和砂质土壤内土粒的接触点中,一般情况下不能运行^[11,25],但当土壤中保持的这种水分超过一定数量以后,这部分水分就立刻往下流走^[23],这时盐分也跟着一起往下排出。团集体内部毛管悬着水发生在有大结构的壤质和粘质土壤中的团集体内部,只能在团集体内部运行,因此对盐分移动的影响不大。薄膜悬着水发生在壤质和粘质土壤中,层次性土壤中的毛管悬着水发生在层次性的各种土壤中,自由重力水处在土壤的毛管水活动层或蓄水层中,它们都能带着盐分向蒸发面迅速运行,与土壤返盐关系最为密切。

汽态水的运行对水分在土壤剖面中的分布有很大作用^[4,27,31],因此也间接影响盐分的移动。

以上这些形态的水分,在一定条件下,能够互相转化。它们在土壤中的数量以及它们之间的比例,决定于土壤性质和含水量,因此不同性质的土壤,在不同的含水量时,水盐运行情况是不同的。

(二) 土壤水分蒸发运行的速度

土壤水分蒸发时运行的速度与其存在的形态密切相关,它取决于土壤中水分遭受的力以及土壤导水性,而后者往往比前者更为重要^[23]。如以公式表示,导水性、力的梯度与水流速度的关系如

下^[32]： $V = -K \text{grad} \phi$ 。这里 V ——水流速度， K ——比传导度， ϕ ——单位距离内引起水分运动的各种力。

关于土壤水分蒸发速度与含水量的关系已有较多的研究，但各研究者的观点不一致。

L. A. Richards 等^[59]认为土壤水分蒸发速度随着含水量的改变而均匀改变，两者的关系可以下式表示： $\frac{dW}{dT} = -b \frac{W}{T}$ 。式中 W 为含水量， T 为时间， b 为比例常数。由此可见，他们对于随着含水量的改变，水分在土壤中所遭受的力以及土壤导水性的质变所引起的蒸发速度的突变考虑得不够。

其他一些研究者，如 B. A. Keen, E. M. Crowther, E. A. Fisher 等等^[10,66]认为，在很大的含水量范围内，蒸发速度保持不变，但当含水量降至某一临界点时，则剧烈降低，但此临界点与水分常数的关系则没有指出。以后，A. H. Урслов^[28]认为此临界点相当于毛管持水量的 70—100%，而 F. J. Veihmeyer 等则认为相当于雕萎系数^[66]。因此这些研究者都认为土壤从湿到干时，水分蒸发速度有一个转折点。С. И. Долгов^[40]，J. C. Hide^[42]，Rose, E. Moore^[60]，Л. С. Доценко^[11]，Ф. Е. Колясев^[15-19]，A. A. Роде^[23]等则认为湿土在蒸发时蒸发速度的变化有几个转折点。

Ф. Е. Колясев 认为在田间持水量以前，蒸发速度大而稳定，以后就逐渐减慢，而在植物生长阻滞含水量、雕萎系数、最大吸湿水时又分别出现蒸发速度的新的转折点。蒸发速度的改变，与水分运行机制的改变有关。他认为，在饱和含水量时属重力机制，在最小持水量后，主要受毛管力作用，运行速度较快，在植物生长阻滞含水量时，弯月面减少，水分运行属薄膜-弯月面机制，运行速度减慢，在雕萎含水量和最大吸湿量以后，水分的运行主要根据扩散规律进行，运行速度进一步减慢。

A. A. Роде^[23]也基本上同意将水分运行机制分成上述几类，不过认为：(1)毛管机制在整个饱和含水量—最小持水量之间或稍低些时均起作用，(2)薄膜机制起主要作用的含水量上限为最小持水量，甚至更低。

我们最近的工作也证实^[1]：水分运行机制的划分与土壤质地和结构有密切的关系。土壤质地

和结构影响各级孔隙的分配，因此也影响水分存在和运行的形态，以及水分运行的速度。如土壤中具有多量的大孔隙（其中水分往往以触点态等存在），可使毛管机制提早失去作用。例如紧砂土、重壤土、粘土等当含水量为最小持水量和最大分子持水量之间时，水分主要以液态运行，受毛管力支配，这时盐分向蒸发面的移动比较强烈。但在 1—0.25 毫米的砂粒中，这时水分运行以气态为主。当含水量降至最大分子持水量以下时，团聚作用强的粘土，由于比较大的团集体间孔隙比较多，所以水分运行也开始以气态为主，紧砂土和重壤土中，水分仍以液态运行为主。在雕萎系数时，各土壤中水分运行均以气态为主。

M. M. Абрамова 发现^[2,3]，当含水量降至某一点时，蒸发时液态水运行速度显著减慢，这一点她称之为毛管联系破裂含水量，含水量大于此点时，盐分能比较迅速地向蒸发面运行，小于此点时，盐分移动很少。毛管联系破裂含水量的大小约为最小持水量的 70%，在某些情况下，等于 Колясев 所说的第二个蒸发速度转折点，即生长阻滞含水量^[2]。但毛管联系破裂含水量表现的明显程度及其与最小持水量之间的关系与土壤质地和结构有关^[23,29]。如在砂性土壤中，毛管联系破裂含水量表现得最明显，在轻砂土和砂壤土中，它大于最小持水量，在轻壤土或有大结构的土壤中，约相当于最小持水量，而在粉砂壤土中，则处在最小持水量和雕萎系数之间。在 0.2—0.25 毫米或大于 1 毫米的砂粒中，或在无结构的壤质和粘质土壤中，由于水分全是结合水或触点水，所以即使含水量很大时，水分运动性也很小，而且在无结构的粘质土壤中，随着含水量的减小，水分运动性是逐渐减小的，所以没有毛管联系破裂含水量出现。

在有微结构的壤质或粘质土壤中，A. A. Роде 认为水分运动性可分几个阶段^[25]：

饱和含水量—最小持水量：易运动。

最小持水量—毛管联系破裂含水量：中度运动。

小于毛管联系破裂含水量：难运动。

另外，在雕萎系数时也可能出现另外一个水分运动性的转折点。

由上可见，在一个均一土壤中，蒸发速度随着含水量的改变而改变，并且这种改变往往是突变。但是毛管联系破裂含水量与最小持水量的关系也受到土壤层次排列的影响^[25,26]。

当两个不均一的土层相接触时,水分运行的情况就更复杂,不仅取决于一个土层的含水量,还取决于两个土层的含水量之间的关系^[23]:(1)如果两个土层的含水量均大于最小持水量,则水分运动很快;(2)如果两个土层的含水量均小于最小持水量,则原来比较干的土层的含水量愈高,水分由湿层向其渗透的深度愈小。在水分由湿层向干层移动时,即使含水量为最小持水量至毛管联系破裂含水量之间,水分运动性也是不大的。

另外,在土表蒸发时,如果由下向上的液体水流的传导度小于表层的蒸发速度,则表层逐渐干燥,形成干燥的复盖层^[55],这时水分通过水气的分子扩散通过干燥层,虽然这时干燥层以下土体内可能仍含有比较多的水分,但水分损失速度显著减小。干燥层抑制蒸发的作用在含水量高时比较大,含水量低时则较小^[11,40,55]。

湿土蒸发的最初速度也影响水分总蒸发量和盐分移动的数量。在蒸发的最初速度小时,液体水流将继续较长的时间,水分损失速度在较长的时间内都可接近于自由水面的蒸发速度,总蒸发量大,因而积聚到土表的盐分总量也将比较大,在蒸发的最初速度高时,由于土表很快干燥,形成复盖层,蒸发速度迅速降低,蒸发总量减少^[42,47,55],因而可以想象,积聚到表土的盐分总量将减少。

由于由下向上的液体水流传导度的降低而形成的土表干燥的复盖层的厚度与土壤质地及结构状况有关^[5],一般不超过几厘米^[11,40],因此,蒸发时盐分积聚的地带一般只限于表层几厘米以内。

二、影响水分蒸发的因子

土壤水分的蒸发速度决定于二个因子^[39],一个是潜在蒸发力(potential evaporation),它决定于外界条件;另一个因子是水分由地下水面上升至地表的**最大速度。水分的蒸发速度决定于上述二个因子中速度较小的一个,并接近于这个较小值。一般土壤在含水量高时,土壤导水性大,蒸发速度决定于潜在蒸发力,也即决定于外界条件^[47],随着含水量的减少,土壤导水性降低^[23],这时水分的蒸发速度决定于土壤导水性^[39]。影响土壤水分蒸发的外界因子很多,其中温度是重要的因子之一。土壤导水性主要取决于土壤性质,特别是土壤的孔隙性。地下水位的高低影响土壤含水量

的分布,因此也影响土壤导水性。现就土壤孔隙性、地下水位以及温度梯度对土壤水分蒸发的影响分述于后:

(一) 土壤水分蒸发与土壤孔隙性的关系

土壤孔隙的形态、大小和数量影响土壤水分存在的形态及土壤水分的连续性,因而影响水分的蒸发情况。A. A. Pone^[24]认为,在直径为0.1—0.001毫米的孔隙中,毛管现象最显著,在直径大于8毫米的孔隙中,水分不受毛管力作用,在直径小于0.001毫米的孔隙中,水分大部分为结合水,不受毛管力影响。我们最近的工作^[1]也表明,在水分蒸发快的土壤中,0.05—0.005毫米的孔隙比较多。C. H. Diebold^[34]研究了有效孔隙与传导度的关系,认为5个直径为 $\frac{1}{40}$ — $\frac{1}{20}$ 吋的孔隙与一个直径大于 $\frac{1}{20}$ 吋的孔隙同样有效,有效孔

隙量 = $\frac{\text{直径} \frac{1}{40} - \frac{1}{20} \text{吋的孔隙量}}{5} + \text{直径} > \frac{1}{20} \text{吋的孔隙量}$,当有效孔隙数量在每平方呎内少于11吋,有效孔隙数量对传导度影响很小。孔隙的形态也直接影响到水分蒸发的情况。土壤的孔隙情况与土壤质地、土壤层次性以及结构状况密切相关,因此在研究土壤水分蒸发时,就要研究它与这些因子的关系。

1. 土壤质地和孔隙性与蒸发的关系:黄土型粘壤土中毛管孔隙最多,水分的毛管运行最强烈^[24]。我们最近的工作表明^[1],质地轻(如砂粒)和团聚作用强的土壤(如团聚化的粘土),水分蒸发慢,砂土、重壤和团聚体少的粘土,水分蒸发快。水分蒸发的快慢主要与0.05—0.005毫米孔隙的数量有关。前二个土壤中,这一级孔隙的数量分别为容积百分数的1.76和6.31,在后三个土壤中,分别为16.6,16.4和10.0。C. H. Diebold^[34]研究了粉砂含量和水分传导度的关系,认为对中等质地土壤而言,当粉粒含量为40%以上,有机质含量小于2.5%,代换性Na少于15%时,水分传导度比较小;当粉粒少于40%时,水的流动较快。在粉砂质土壤中,孔隙对传导度的影响较在粉粒少于40%的土壤中为小,粉砂质土壤传导度的增加较粉粒少于40%的土壤更为困难,但也更为重要。D. E. Miller和N. H. Gardner^[50]测定了各级颗粒中占多数的孔隙的直径,以及水分通过它们所需的时间(各该颗粒层厚0.5厘米,距水源8厘米):

颗粒直径 (毫米)	大部分孔隙 的直径 (毫米)	上述直 径的孔 隙的%	水分通过砂层 所需的时间	
			向下运行 (秒)	向上运行 (秒)
<0.05	<0.04	93	—	—
0.05—0.1	<0.04	97	—	—
0.1—0.3	0.06—0.12	82	180	550
0.3—0.5	0.08—0.20	79	260	4120
0.5—1.0	0.20—0.60	77	303	未进入砂层*

* 15 小时内未见进入。

由上可见,土壤质地对水分蒸发有显著影响。

2. 土壤层次排列和孔隙性与蒸发的关系: 在层次性土壤中,土层交界处的孔隙状况与均质土壤不同。当质地剖面下重上轻时,土层交界处的孔隙呈酒杯形分布,上大下小;反之,则上小下大,呈倒酒杯状。孔隙的这种分布,影响到土层含水量^[25]、水分压力^[47,54]、水力梯度和传导度^[13],因而影响水分的运行。影响的程度随着土层间孔隙大小差异的增加而增大。

J. R. Eagleman^[36], D. E. Miller 等^[51], Willis, W. O.^[67] 的研究表明,在水分从小孔隙体系流向大孔隙体系时,大孔隙体系实际上阻止了小孔隙体系中水分的流动,阻止了蒸发,因为进入交界处的水分,只有一部分进入上层土壤,而其中一部分又迅速蒸发或变为结合水,所以当湿锋接触大孔隙层后,大孔隙层中孔隙被水充满的程度显著减少,因此水分的毛管上升会暂时停止,只有经过一定时间后,上层大孔隙层中形成弯月面后,毛管运行才能继续进行。土层交界处水分停止毛管上升运行的时间,随着土层间孔隙大小差异的增加而增加。在水分从大孔隙体系流向小孔隙体系时,水分的流动实际上是不受限制的,只有当小孔隙体系中的孔隙太小,水分运动的阻力太大时,水分运动速度才减慢^[36,51],但是在这种情况下,下面的粗孔隙对于上面的细孔隙层中的水分有支持作用,使上面细孔隙下部的持水量增加,因而在蒸发时就可能有更多的水分带着盐分比较迅速地流向蒸发面^[25,26]。

И. Н. Фелициант^[29,30] 研究了层次性土壤中水分毛管上升的速度和高度,认为在与地下水相接的情况下,如质地剖面是下重上轻,下层土壤中水分运行的速度较均质土壤中稍有增加,而上层土壤中水分的毛管运行速度则显著降低,毛管上升高度也较均质土壤小,而且这种差别在下层土壤增厚时进一步增加;如质地剖面是下轻上重,下

层土壤中毛管上升速度较均质时降低,上层土壤则有所增加,下层土壤厚度的增加,对速度的影响不甚明显,这时毛管上升高度较均质土壤(粘重的)为大。水分毛管上升高度和速度的变化必将影响到水分蒸发的情况。由上可见,在层次性土壤中,水分运行不仅取决于上面土层的性质,也取决于毛管水活动层内各个土层的性质、厚度以及它们相互间的排列情况。

3. 土壤结构和孔隙与蒸发的关系: 在有结构的土壤中,不仅有团聚体内部孔隙,而且有团聚体间的孔隙,后者往往比较大,当水分由下向上运行,遇到有结构的土层时,就象在质地下重上轻的剖面中一样,水分停止上升,蒸发量大大减少^[50],因而有效地保持了剖面中的水分并防止或减少土表盐分的积聚。但是土壤结构对水分上升和蒸发的影响,与机械成分又不完全一样,如 D. E. Miller 等的研究表明,团聚体的作用较同样大小的砂粒小,因为前者有较小的内部孔隙,当水分遇到团聚体层后,就进入这些小孔隙,水分就能比较容易地传导过去。随着团聚体的增大,其充满水分的团聚体内部孔隙的数量相对减少,团聚体间的接触点也减少(水分必须通过这些接触点),因此其抑止水盐运行的作用也增大。J. W. Holmes 等^[43] 认为,直径 2.5 毫米的团聚体抑止蒸发的作用较小于 2 毫米的团聚体大,而且这种差别在风力大时尤为明显。其他的人也得出了类似的结论^[5,6]。在团聚体进一步增大时,由于团聚体间的孔隙比较大,促进了空气的对流,因此抑止蒸发的作用显著降低,而且随着风力的增大,土壤蒸发速度将大大增加^[43]。团聚体的数量也影响水分的蒸发,Hubbell^[44] 的研究表明,当将团聚体加入磨细土壤中时,开始时水流速度增加,随着加入的团聚体数量的增加,水流速度逐渐降低,当加入的团聚体直径为 2 毫米,加入数量为 60% 时,水流速度达到最大。由此看来,团聚体对蒸发的作用,不仅与团聚体本身的性质、大小和数量有关,而且也与被加入团聚体的土层的性质有关,两者一起决定了土壤的孔隙状况,因而决定了土壤的蒸发。

土壤结构对蒸发的影响,也与土壤含水量有关,A. Feodoroff 等^[38] 认为,只有在蒸发的第一阶段,即土壤饱和水分时,结构的作用才比较明显,随着含水量的减少,其作用也就愈益减小。

由上可见,土壤结构对水分蒸发的影响是肯定的,因此,随着土壤肥力水平的提高,土壤蒸发

和返盐强度将会减弱,对地下水临界深度的要求将会降低。

(二) 土壤水分蒸发与地下水位的关系

地下水位对蒸发的影响,实质上就是含水量的影响。土层中含水量的分布与该层距地下水位的距离有关。A. A. Роде^[25]认为,地下水上面土层中含水量的分布可分二个区域:(1)含水量从下向上由饱和含水量逐渐下降的地区,此区为毛管水活动层;(2)含水量稳定区,含水量等于最小持水量。由于土壤含水量随着离地下水位距离的不同而不同,所以蒸发情况也随着变化^[21,22]。当整个土体均处在毛管水活动层以内时,水分的弯月面互相联接,能以液态迅速向上运行,这时土表返盐可能比较严重;当土壤剖面上部处在毛管水活动层以上时,则根据土壤性质,水分或者不能以液态运行,或者运行数量比较少,这时土表返盐的威胁也较小。

Richards^[58]曾提出离地下水位的距离 z (厘米)和潜在毛管水损失 q (水分在毛管力影响下从水位可能上升至地表的速度,如果这时蒸发蒸腾速度与之相等的話)的关系:

$$z = -\frac{q}{q^2 a} \ln \frac{q + gb}{q + ga\psi + gb} - \frac{\psi}{g}$$

式中 ψ 为毛管势(或张力)尔格/克, a 、 b 为常数。这一公式只在很狭窄的含水量范围内适用。

W. R. Gardner, Milton Fireman^[39]研究了蒸发速度和地下水位的关系,认为在地下水位很浅时,蒸发主要取决于外界条件,这时降低地下水位对蒸发速度影响很小,只有当水位降低到一定深度后,蒸发速度随着地下水位的下降而迅速降低,但在水位降到一定深度后,水位进一步的降低对蒸发速度的影响又很小,这可能是因为这时土壤剖面上部已处在毛管水活动层之上,水位的降低对表土含水量的影响已消失之故。

B. B. Колпаков^[44]研究了地下水位的升降与上层土壤中盐分含量的关系,认为当根生长层中的含水量随着地下水位的下降而减少到毛管联系破裂含水量时,土壤蒸发显著减少,盐分的移动也显著减少。S. Terasawa^[64]认为,当含水量大于持水当量时,随着表土含水量的减少,水分能从底土向上运行。

由此看来,土壤临界水位与土壤毛管上升性能以及上层土壤中所含的水分的性质是密切相关的。

地下水和土壤水在蒸发时向上运行的情况不仅与地下水位有关,也与地下水的矿化度和土壤中的盐分浓度等有关。地下水中盐分的浓度愈大,蒸发时地下水的上升速度愈小,补给量愈少。Penman^[55]研究了土壤表层盐分浓度对水分运行的影响,认为当土壤表层盐分浓度高时,蒸发初速降低,因此表面干燥层不易形成,在较长的时间内都能有液体流向表层,因此水分损失增加,表层积聚的盐量增多。但也有人认为^[52,56]土壤中少量的盐分能使水分传导性降低,有利于土壤水分的保持。

剖面中盐分的分布除受蒸发影响外,也受作物的影响。在休耕地中,水分主要从土壤表面蒸发掉,因此表土盐分含量高,而在种有作物的土壤上,水分从整个根系层中损失掉,因此在较深的土层中含有较多的盐分^[49]。

(三) 土壤水分蒸发和温度梯度的关系

温度的高低对水分的蒸发强度有显著影响,温度高时,蒸发快,反之则慢。H. L. Penman^[55]将土壤温度条件分为二种,一为等温条件(isothermal condition),这时气温平均小于 48°F ;另一种为非等温条件(non-isothermal condition),平均气温大于 48°F 。在等温条件下,很长一段时间内土壤蒸发等于自由水面蒸发,以后逐渐降低;在非等温条件下,开始时土壤蒸发大于自由水面蒸发,但这个时间很短,以后就小于自由水面蒸发。温度梯度也影响到水流运行的方向,由于温度梯度的变化,一年的某些季节中,土壤上上升水占优势;另一些季节中,则向下运动占优势,这是因为随着温度的变化,水分的表面张力和水汽压力发生改变,温度高的地方水汽压力大,表面张力小,水汽由水汽压大的地方向小的地方运行,液态水则从表面张力小的地方向表面张力大的地方运行^[20,37]。这种在温度梯度影响下水分运行的数量与土壤最初的含水量有关^[9,20,41,61],在含水量太多和太少时,水分移动的数量都较少,只有在含水量中等时才比较多,这时相当于持水当量的三分之一^[41],也有说相当于毛管联系破裂含水量^[9]。温度梯度对水分蒸发的影响也表现在剖面中高含水量层的形成上。Г. И. Тараканов^[27]的试验表明,在温度梯度影响下,蒸发层下面可发生水汽的浓集过程,形成高含水量层,这一层中的水分,在蒸发时,将带着盐分一起运行,因而在这里就形成一个盐分浓度低的土层^[59]。这一高含水量层相当于根系活动层,因此对农业生产有重要的作用。

土壤中有冻层存在时,水分仍能在温度梯度影响下运行,这时,水分可以液相也可以汽相向冻层流动,它们的强度决定于孔隙的形状和化学势梯度。这时,除了普通的水流以外,还可能有膜状运动,以及它们在液—气相面上正切力的作用下发生的运动。以上这些机制在总的水流中的作用取决于体系的饱和度和土壤结构性等^[7,8]。当土层冻结时,其中的液态水就减少,其边界上的毛管势降低,并在一个狭窄的地带中造成高的水势梯度,这时如果土壤含水量大,毛管导水性大的话,就有液态水毛管流向冻层迅速流动,因此在冻层下面就形成含水量不足的地带,在这里,温度梯度和毛管势梯度具有同一个方向。当含水量接近于田间持水量时,由于水—空气分界面的减少,液体的毛管流和扩散都减弱或消失。这时液相水的运行是由于冻层边界上总的水势的降低所引起的^[9]。

由上可见,在土体上部冻结时,冻层边界上的含水量和盐分含量均可继续增加。

关于在温度梯度影响下水分热运行的机制,各研究者的意见尚不统一。一些人认为,在温度梯度影响下水分的运行只是水汽运行^[9,27,41,61];一些人则认为,除了水汽以外还有液相运行^[8,40,41,47,59,63]。A. M. Глобус^[9]认为,水分热运行的机制,在不同的含水量阶段是不同的:(1)在土壤风干—最大吸湿水时,水分的热运行是水汽的扩散,可以扩散方程式表示;(2)在最大吸湿水—毛管联系破裂含水量时,水分的热运行主要由于液相—汽相—液相的多次转变所致,仍可以扩散方程式表示,这时盐分不能移动;(3)在含水量大于毛管联系破裂含水量时,液相的热毛管运行越来越多,这种热毛管流进行的方向与水汽流的方向相反。

C. G. Gurr, T. J. Marshall, J. T. Hutton^[41]根据温度对水分表面张力和静水压力的影响,解释了不同含水量时水分热运行的机制,但对各阶段的含水量范围没有说明。

结 束 语

土壤水分蒸发可分三个阶段:(1)水分蒸发速度高而稳定,蒸发速度主要决定于外界条件;(2)蒸发速度随含水量的降低而降低;(3)蒸发比较慢,属扩散运行。在后两个阶段时,蒸发速度主要取决于土壤性质,特别是土壤的孔隙性。土壤水分的蒸发情况影响土壤的墒情和返盐情况,为

了保墒和防治盐渍化,必须控制土壤水分的蒸发。控制途径除了改变小气候,如植树造林等外,一般有二,一为调节地下水位,一为改变表层土壤的性质,两者应是相辅相成,没有矛盾,究以何者为主,应根据具体情况而定。地下水位的调节,主要通过排水等工程措施来实现,表层土壤性质的改变,主要通过农业措施,而且应根据水分蒸发的不同阶段和不同机制,采取不同的措施,如在毛管运行阶段,可进行中耕、松土等措施,以促进上下土层间水分毛管联系的破裂。创造良好的团聚体,在这方面更具有重要的意义。在水分以扩散方式进行时,可采取镇压等措施,减少土壤水汽与外界空气的交换。另外,加入表面活性剂,如石脑油皂化合物、 FeCl_3 等,改变土壤的湿润性质,也能达到减少蒸发的目的^[42,47]。最近的一些工作表明,将十六(烷)醇加入土壤,对于降低某些土壤的蒸发也是有效的^[46,53]。总之,抗旱保墒,防治盐渍化的途径和措施是多种多样的,应根据土壤性质和水分运行的机制等情况而定。

参 考 文 献

- [1] 袁剑飭、周月华:水分运行与土壤质地的关系。土壤学报,12卷2期,143—154页,1964。
- [2] Абрамова, М. М.: Опыты по изучению передвижения капиллярно-подвешенной влаги при испарении. Почвоведение, № 1, 24—33, 1948.
- [3] Абрамова, М. М., Большаков, А. Ф., Орешкина и Н. С., Роде, А. А.: Испарение из почвы подвешенной влаги. Почвоведение, № 2, 27—42, 1956.
- [4] Абрамова, М. М.: О передвижении парообразной влаги в почве. Почвоведение, № 10, 49—63, 1963.
- [5] Буров, Д. И.: К вопросу о зоне испарения воды в условиях черноземных почв заволжья. Почвоведение, № 1, 43—53, 1951.
- [6] Буров, Д. И.: Влияние количественного содержания пылеватых элементов в пахотном слое на условия плодородия черноземных почв заволжья. Почвоведение, № 12, 11—19, 1954.
- [7] Гальдин, Г. Б.: Сравнительное изучение закономерностей передвижения почвенной влаги в выщелоченных черноземах пензенской области на целине и под различными сельскохозяйственными культурами. Почвоведение, № 10, 64—72, 1963.
- [8] Глобус, А. М.: Экспериментальное исследование фазового состава влаги почв и грунтов,

- передвигающейся под влиянием градиента температуры. Докл. Акад. Наук СССР, в2:4:918—921, 1960.
- [9] Глобус, А. М.: О термоградиентных механизмах миграции почвенной и грунтовой влаги и передвижении воды в промерзающем грунте. Почвоведение, № 2, 7—18, 1962.
- [10] Дл Долгов, С. И.: Исследования подвижности почвенной влаги и её доступности для растений. М.-Л., Изд-во АН СССР, 42, 41, 42—43, 186—193, 1948.
- [11] Доценко, Л. С.: О значении сухого слоя в испарении влаги из песка. сб. тр. по агрономической физике. вып. 8:44, 1960.
- [12] В. А. Ковда (席承藩等译): 盐渍土的发生和演变. 上册, 326 页, 科学出版社, 1957.
- [13] Кожевников, К. Я.: Причина неравномерности засоления слоистых почв и грунтов. Почвоведение, № 4, 40—45, 1957.
- [14] Колпаков, В. В.: Влияние повышения уровня грунтовых вод на испарительную способность и изменение бытовых запасов воднорастворимых солей в почвогрунтах присыпашья. Известия ТСХА, 1—3, 132, 1961.
- [15] Колясев, Ф. Е.: Испарение воды почвой. Почвоведение, № 5, 33—54, 1939.
- [16] Колясев, Ф. Е.: О факторах движения воды в почве. Почвоведение, № 2—3, 80—85, 1944.
- [17] Колясев, Ф. Е.: Рыхление и уплотнение почвы как приемы сохранения почвенной влажности. Сб. трудов по агрономической физике, 4:165—177, 1948.
- [18] Колясев, Ф. Е.: Методы определения водных свойств почвы по кривым скорости сушки почвенных образцов. Бюллетень научно-технической информации по агрономической физике, 3:18—22, 1957.
- [19] Колясев, Ф. Е.: О подвижности воды в почве и путях её регулирования. Почвоведение, № 4, 53—61, 1957.
- [20] Кулик, Н. Ф.: О физическом испарении влаги из песков и песчаных почв. Почвоведение, № 4, 103—106, 1960.
- [21] Орешкина, Н. С.: Опыты по изучению свойств подвешенной влаги в песке. Вопросы агрономической физике, 107—115, 1957.
- [22] Орешкина, Н. С.: Опыты по изучению вододерживающей способности фракций мелкого песка и крупной пыли. Почвоведение, № 1, 79—86, 1959.
- [23] Роде, А. А.: Почвенная влага. 210, 412, 417, 420—421, 243—249. Изд. АН СССР Москва, 1952.
- [24] Роде, А. А.: Развитие учения о почвенной влаги в СССР. Почвоведение, № 10, 1—16, 1957.
- [25] А. А. Роде (袁剑舫译): 土壤和土质的水分性质. 66—68, 47—48, 8, 47—50 页, 科学出版社, 1958.
- [26] Рыжов, С. Н.: Распределение легкоподвижной влаги при различной строении почвенно-грунтовой толщ. Почвоведение, № 11, 62—68, 1960.
- [27] Тараканов, Г. И.: Роль термического фактора в перераспределении влаги в почве. Почвоведение, № 9, 25—36, 1955.
- [28] Урсулов, А. Н.: Испаряющая способность различных структурных фракций почвы. Почвоведение, № 4, 567—579, 1937.
- [29] Фелициант, И. Н.: Опыт исследования капиллярного передвижения влаги в слоистых грунтах. Почвоведение, № 3, 22—33, 1959.
- [30] Фелициант, И. Н.: О закономерностях капиллярного передвижения и накопления влаги в слоистых грунтах. Почвоведение, № 10, 59, 1961.
- [31] Черноухов, А. М., Нуждин, А. В.: К вопросу о подвижности почвенной влаги и доступности её для растений. Почвоведение, № 4, 98—101, 1959.
- [32] Baver, L. D.: Soil Physics. p. 251, 282, Third edition. 1956.
- [33] Danielson, R. E., Russell, M. B.: Ion absorption by corn roots as influenced by moisture and aeration. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 21:3—6, 1957.
- [34] Dichold, C. H.: Permeability and intake rates of medium textured soils in relation to silt content and degree of compaction. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 18:339—343, 1954.
- [35] Doering, E. J., Reeve, R. C., Stockinger, K. R.: Salt accumulation and salt distribution as an indicator of evaporation from fallow soils. Soil Sci., 97:312—320, 1964.
- [36] Eagleman, J. R., Jamison, V. C.: Soil layering and compaction effects on unsaturated moisture movement. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 26:519—522, 1962.
- [37] Edlefsen, N. E., Bodman, G. B.: Field measurements of water movement through a silt loam soil. Agronomy Journal, 33:713—731, 1941.
- [38] Feodoroff, A., Rafi, M.: Evaporation of water from bare soil. The effect of structural condition. Soil and Fertilizer, 27:115, 1964.
- [39] Gardner, W. R., Milton Fireman: Laboratory studies of evaporation from soil columns in the presence of a water table. Soil Sci., 85: 244—249, 1958.
- [40] Gardner, W. R.: Soil water relations in arid and semi-arid conditions. Plant-water rela-

- tionships in arid and semi-arid conditions. Review of research. UNESCO, 15:37—61, 1960.
- [41] Gurr, C. G., Marshall, T. J., Hutton, J. T.: Movement of water in soil due to a temperature gradient. *Soil Sci.*, 74:335—345, 1952.
- [42] Hide, J. C.: Observations on factors influencing the evaporation of soil moisture. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 18:234—238, 1954.
- [43] Holmes, J. W., Greacen, E. L., Gurr, C. G.: The evaporation of water from bare soils with different tilths. *Trans. 7th Int. Cong. Soil Sci.*, 1, 188—194, 1960.
- [44] Hubbell, D. S.: Effect of soil aggregates on water movement in two calcareous soils. *Journal Amer. Soc. Agron.*, 39:763—770, 1947.
- [45] Hutcheon, W. L., Rennie, D. A.: The relationship of soil moisture stress and nutrient availability to the growth characteristics and quality of wheat. *Trans. 7th Int. Cngr. Soil Sci.*, 3:488—495, 1960.
- [46] Joseph, T. Woolley: Soil-applied hexadecanol as an evapotranspiration Suppressant. *Journal of Soil and water conservation*, 17:130, 1962.
- [47] Lemon, E. R.: The potentialities for decreasing soil moisture evaporation Loss. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 20:120—125, 1956.
- [48] Mederski, H. J., Wilson, J. H.: Relation of soil moisture to ion absorption by corn plants. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 24:149—152, 1960.
- [49] Micah, W. M. Leo.: Effects of cropping and fallowing on soil salinization. *Soil Sci.*, 96:422—428, 1963.
- [50] Miller, D. E., Gardner, N. H.: Water infiltration into stratified soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 26:115—119, 1962.
- [51] Miller, D. E., Bunger, Wm. C.: Moisture retention by soil with coarse layers in the profile. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 27:586—590, 1963.
- [52] Muhamad, A. Qayyum., Kemper, W. D.: Salt-concentration gradients in soils and their effects on moisture movement and evaporation. *Soil Sci.*, 93:333—342, 1962.
- [53] Olsen, S. R., Watanabe, F. S., Clark, F. E., Kemper, W. D.: Effect of hexadecanol on evaporation of water from soil. *Soil Sci.*, 97:13—18, 1964.
- [54] Paul R. Day, James, N. Luthin: Pressure distribution in layered soils during continuous water flow. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 17:87—91, 1953.
- [55] Penman, H. L.: Laboratory experiments on evaporation from fallow soil. *J. Agric. Sci.*, 31, part 4, 454—465, 1941.
- [56] Ramacharlu, P. T.: Rate of evaporation of water in relation to particle size distribution in soils. *J. of Indian Soc. Soil Sci.*, 5:117—123, 1957.
- [57] Raymond, E. Shapiro, Armigar, W. H., Maurice fried: The effect of soil water movement vs. phosphate diffusion on growth and phosphorus content of corn and soybeans. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 24:161—164, 1960.
- [58] Remson, I, Fox, G. S.: Capillary losses from ground water. *Trans. Am. Geophys. Union*, 36:303—310, 1955.
- [59] Richards, L. A., Gardner, W. R.: Physical processes determining water loss from soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 20:310—314, 1956.
- [60] Rose, E. Moore: Water conduction from shallow water tables. *Hilgardia*, 12:383—426, 1936.
- [61] Smith, W. O.: Thermal conductivities in moist soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 4:32—40, 1939.
- [62] Stanhill, G.: The effect of differences in soil-moisture status on plant growth: A review and analysis of soil moisture regime experiments. *Soil Sci.*, 84:205—214, 1957.
- [63] Sterling, A. Taylor, Luigi, Cavazza: The movement of soil moisture in response to temperature gradients. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 18:351—358, 1954.
- [64] Torasawa, S.: The movement of water in upland soils. 5. Changes of soil moisture affected by the presence or absence of water. *Soil Sci. and Plant Nutrition*, 9:38, 1963.
- [65] Vefferlein, E.: 用真空毛管计研究土壤中水分移动的结果。农业文摘, 土壤学部分, 5:0974, 1963。
- [66] Veihmeyer, F. J., Hendrickson, A. H.: Rates of evaporation from wet and dry soils and their significance. *Soil Sci.*, 80:61—19, 1955.
- [67] Willis, W. O.: Evaporation from layered soil in the presence of a water table. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 24:239—242, 1960.