

土壤学 原理

下册

〔苏〕B. A. 柯夫达 著



ly13/28

土 壤 学 原 理

(下 册)

〔苏〕 B. A. 柯夫达 著

陆宝树 周礼恺 吴珊眉 等 译
李玉山 刘良梧 姜象鲤
盛相昭 校

科 学 出 版 社

1 9 8 1

内 容 简 介

本书论述了有关土壤科学的基本理论,把土壤看作是生物圈和生态系统的组成部分,同时,也看作是农业生产和土壤改良中的劳动对象。

本书分两册出版。

在下册中,详细论述了土壤水分状况,风化和土壤形成的地球化学,成土过程的主要类型和世界土壤的分类和分类系统。

本书可供土壤、农业、地理科学工作者及高等院校有关专业师生参考。

В. А. Ковда

ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О ПОЧВАХ (2)

Издательство «Наука» Москва 1973

土 壤 学 原 理

(下 册)

【苏】В. А. 柯夫达 著

陆宝树 周礼恺 吴珊麓 等 译
李玉山 刘良梧 姜象鲤

盛祖貽 校

责任编辑 洪庆文

科学出版社 出版

北京朝阳门内大街137号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1981年11月第 一 版 开本: 787×1092 1/16
1981年11月第一次印刷 印张: 21
印数: 0001—5,100 字数: 489,000

统一书号: 13031·1720

本社书号: 2347·13—12

定价: 3.25 元

目 录

第五篇 水分状况和土壤形成	1
土壤水分形态	3
汽态水	3
化学结合水和结晶水	3
物理束缚水	4
毛管水	5
自由水	9
土壤的持水性能	12
土壤饱和持水量 (IIB)	12
毛管持水量 (KB)	12
最大分子持水量 (MMB)	15
最大吸湿量 (MT')	16
凋萎系数 (K3)	17
土壤水分状况的要素	19
汽态水的运动和变化	19
薄膜水的运动	20
毛管水的移动	21
重力水的移动	24
土壤水分的蒸发	29
土壤水的植物蒸腾	30
地下水的动态和平衡	32
地下水平衡的要素	33
干旱地区地下水平衡类型	41
水分状况类型和土壤形成的平衡	46
侵蚀-淋洗(冲洗)状况	46
淋洗的自成型状况	46
淋洗的水成型状况	49
蒸发的水成型(泄出、渗出)状况	50
蒸发的自成型状况	51
浸洗(两栖、水下)型状况	51
冻结状况	52
第六篇 风化和土壤形成的地球化学	55
风化壳和土壤形成	56
基本概念和定义	56
矿物和岩石的基本风化过程	58
风化产物及其相互作用	67
岩石风化程度的标志	72

风化过程的阶段和次序	74
风化壳类型	77
土壤形成过程的地球化学	80
风化和成土产物的运动、再分配和积聚的因素	80
风化和成土产物的水地球化学流动性的类型	89
土壤地球化学伴生物和顽渍物	92
最主要的无机化合物的土壤地球化学特点	93
风化和成土产物的垂直迁移和再分配	104
坡流-洪流引起的风化和成土产物的再分配	106
土壤水潜水引起的风化和成土产物的再分配	107
河水引起的风化和成土产物的再分配	111
风化和成土产物堆积分布区	119
在大陆和陆棚带中风化和成土产物的分布规律	120
海洋和土壤的地球化学相互关系	123
土壤地球化学景观	125
俄罗斯平原上风化和成土产物的分异方式	128
土壤和风化壳中微量元素的地球化学	137
第七篇 成土过程的主要类型	161
岩生植被下岩石的成土作用	162
岩生微生物影响下的成土作用	162
地衣覆盖下的成土作用	164
岩生苔藓植物覆盖下的成土作用	168
岩生植物下矿物质的循环特点	173
森林植被覆盖下的成土作用	175
作为成土因素的森林群落的特性	176
森林生物群落的矿物质循环	178
森林枯枝落叶层及其特性和作用	181
森林植被的类型与成土作用的关系	184
草本植被覆盖下的成土作用(生草成土过程)	188
草本植被的生物量	189
草本植物的矿物质组成和成土作用	194
干草原植被在盐分积聚中的作用	197
黑钙土草原和湿草原的生草过程	201
热带稀树干草原的成土作用	204
水成条件下的成土作用	210
水积平原冲积物的沉积和地形的形成	212
泛滥地和三角洲土壤形成的地理和地球化学特征	218
水成土壤形成过程的特点	232
耕种土壤的形成和特点	240
农作物对土壤的影响	240
机械耕作对土壤的影响	247
施肥对土壤的影响	250
土壤的熟化	251

熟化土壤的研究方法	257
耕种土壤的分类	257
第八篇 世界土壤分类和分类系统	259
土壤的命名和分类	261
土壤的命名,问题的现状	261
土壤分类的一般问题	263
世界土被的一般规律	265
陆地土被的现代特性	267
世界土壤-地球化学群系	270
黑色腐殖质蒙脱-伊利石型土壤群	273
盐渍土和碱土群	275
酸性灰化土群	276
棕色森林土群	277
富铝风化壳和富铝化土壤群	278
地震-火山活动带的土壤群	280
人类生产活动过程中创造的土壤	281
世界上土壤历史发生分类的经验	282
地球陆地上的土壤分类系统	286
I. 酸性富铝化土壤群系	286
II. 酸性富铝-高岭化土壤群系	286
III. 酸性高岭化土壤群系	287
IV. 酸性硅铝化土壤群系	287
V. 中性与弱碱性硅铝化土壤群系	289
VI. 中性与弱碱性蒙脱型土壤群系	291
VII. 碱土与盐渍土群系	291
VIII. 火山灰土壤群系	292
IX. 岩石露头与其他非土壤形成物	292
世界土壤图图例与国际命名	294
第九届(1968年)国际土壤学会采纳的世界土壤图图例与1969年、1970年所作的修改	296
世界土壤命名对照	300
参考文献	305

第五篇 水分状况和土壤形成

土壤水分形态

土壤的持水性能

土壤水分状况的要素

地下水的动态和平衡

水分状况类型和土壤形成的平衡

土壤水分性质和水分状况是土壤形成和土壤合理利用学说最重要的部分。土壤过程的季节动态在很大程度上是在天然水的作用下进行的。土壤生产力与土壤水分状况有极为密切的关系。排水和灌溉土壤改良、防止干旱、防止土壤侵蚀和土壤盐渍化,均需通晓和利用土壤水文学的规律。土被和土被上生长着的植被,在全球水循环中也起着极大的作用。

土壤水分性质和水分状况的学说,现今已成为土壤学领域的一专门学科——土壤水文学。我国的几代学者(А. А. Измаильский, В. Г. Ротмистров, Г. Н. Высоцкий, А. Ф. Лебедев, А. Г. Дояренко, Н. А. Качинский, А. А. Роде, С. И. Долгов)和国外的研究者(Б. Кин, Г. Цункер, Р. Скофилд, В. Гарднер, Л. Ричардс等)建立了土壤学的这一分支学科。在上述这些作者的著作中,特别是在 А. А. Роде 的多卷著作中,均对土壤水文学的对象作了详尽无遗的叙述。本篇结合土壤形成过程的理论问题,对土壤水文学的基本原理予以研究。

土 壤 水 分 形 态

水分在土壤中以三种状态存在：固态、液态和气态。根据物理状态、移动性、有效性和对植物以及对其它生物的作用，可以把土壤水区分为不同的形态：汽态水，化学结合水，物理束缚水，毛管水，自由水，重力水，冰(结晶水)等。

汽 态 水

土壤空气中任何时候都存在有水汽，它与土壤空气形成气态混合物。在大多数情况下，土壤空气被水汽饱和达 100%，这时土壤中水汽的含量约为 0.001%。仅当土壤湿润程度小于所谓最大吸湿量(MF)时，土壤空气的湿度才低于 100%。温度增高时，土壤空气中水汽压力随之增大；温度降低导致空气被水汽饱和和水汽凝结。水汽不断地在土壤中形成，不断地从这一部分土层进入另一部分土层，并以凝结或吸附方式，不断地转变为其他形态的水。负温引起汽态水特别强烈和快速地凝结与冻结成冰。在大气压力、温度、湿度变化的影响下，汽态水被迫随着土壤空气在土壤中移动，或者由于水汽压力梯度的存在，以扩散的方式积极地移动。水分以气态运动时，营养物质和盐类自然不迁移。但是汽态水形成过程经常伴随着原先存在于溶液中的物质在蒸发层中的积累。

化学结合水和结晶水

很多土壤矿物都含有水分：石膏($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)——约含 21% (重量)，芒硝($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$)——约 69% (重量)，氯化镁($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$)——约 50% (重量)。

化学结合水的作用在盐渍土中是特别大的。带有大量化学结合水的结晶盐的含量在盐渍土中为 2—5% (重量)，甚至 20—30% (重量)。在这种情况下，土壤含有颇大数量的结晶水。某些化合物中的化学结合水在 20—25°C 时(芒硝)就易被分离出来；对石膏来说，在 60—65°C 时，化学结合水即开始逸出。

次生粘土矿物也含有水，它参加次生粘土矿物结晶格的组成(呈 OH^-)。这种水分只有在 165—175°C 温度的作用下，才可能被完全释放出来，而对某些水分组别而言，则需 300—500°C 或更高一些的温度才能被完全释放出来。氢氧化铁、氢氧化铝、氢氧化锰或氢氧化硅中的化学结合水，就是类似形态的化学结合水。

结晶水按其物理性状而论，是固态水的变态。它是固定不动的，不具有溶解营养物质和盐分的作用，对植物完全无效。

例如在盐土和粘重土壤中，对化学结合水和结晶水的大量存在考虑不够，可能成为灌溉前估计土壤中有效水储量时犯严重错误的根源。例如，在土壤盐渍度和石膏化程度很高的情况下，甚至 25% 的湿度(105°C 烘干测定)也主要是对植物生理上无效的结晶水。在强石膏化土壤中，应当在 60—65°C 下烘干样品测定湿度。

物理束缚水

水是一种具有自身独特性质的液体。水是由表现出明显偶极性的松驰联合的分子所组成。因为水具有很高的电解质的稳定(76—80)反应和中性反应,于是高度分散的土壤矿物颗粒和有机颗粒对水的关系来说,主要是荷负电。水分子极易且牢固地被大量的土壤孔隙表面以及分散颗粒的表面所吸收或吸附,形成水的定向偶极体的薄膜。接近土壤颗粒的表面,被吸附水分子定向排列程度和固着强度最大;在多分子薄膜的外层随着远离土壤颗粒的程度,此种定向排列程度和固着强度则逐渐减弱。

根据活动程度(束缚强度)可分为两种形态的吸附水:紧束缚水——吸湿水和松束缚水——薄膜水。

物理紧束缚(吸湿)水 所有的土壤在风干状态都含有一定(一般不多)数量的吸湿水,此种水分系土壤固体颗粒表面对土壤空气中水汽的吸附。吸湿水在土壤中处于近似固体的状态,在土壤颗粒表面以很高的压力——10,000—20,000个大气压被吸持着。

土壤中紧束缚水的密度显著地高于自由水的密度而达到1.5—1.8。处于紧束缚状态的吸湿水只有转变为气态,才能够移动。这种转变依赖于温度的变化和土壤空气的湿度变化。吸湿水仅在105—110°C时才可完全被土壤释放出来。由于自身的不移动性,在土壤中吸湿水不溶解也不能迁移营养物质和盐类,因而它对植物在生理上是完全无效的。吸附水的偶极体围绕土壤颗粒定向排列,如同被引力固定起来似的。吸湿水以由若干分子层组成的很薄的薄膜包裹着土壤颗粒,而同时减少了自由孔隙的容积。

吸湿水的含量决定于土壤和土质的机械组成,在腐殖质土壤、泥炭土和粘土中显著增高,在砂壤土和砂土中则减少。温度和空气湿度也影响土壤吸湿水的含量。如果把土壤样品长期放置在接近于被水汽完全饱和的大气中,那末吸湿水的含量将慢慢增加。但是从一定的时刻起,吸湿水含量的增加即停止,土壤湿度达到最大吸湿量的水平。

物理松束缚(薄膜)水 除被吸附的水汽外,高分散的土壤颗粒的自由表面还能够牢固地保持着某些数量的水分,这种水分就是围绕着土壤颗粒、颗粒接触点周围和最细小空隙内部的独特的多分子薄膜水。在土壤颗粒表面保持这些松束缚(薄膜)水的力仅为极小的压力——1—10个大气压(Долгов, 1946, 1948)。

按物理状态而言,薄膜水似乎处于粘滞—液体形态。可以预想,松束缚(薄膜)水是依次相继地一个包被一个的数百个偶极体层。薄膜中水的偶极体的定向程度和固着程度显著小于吸湿水的定向程度和固着程度。

看来,在颗粒接触点外围和细孔隙中这种复杂的多样性的土壤水分种类向毛管水逐渐过渡。薄膜水能够向各个方向移动,从高湿度处向低湿度处移动,也就是说从水分子层多的地方向水分子层少的地方移动。但是这种移动的速度是特别小的。薄膜水对植物的有效性是有限的。植物细胞内部汁液的渗透压力使根毛能够吸取这种水分。可是由于薄膜水极端小的移动性,植物对贮水的消耗快于植物体内水分的恢复,结果在炎热而干燥的气候下,植物开始凋萎。

实验室的试验和田间条件下的观察证明,薄膜水能够溶解和移动盐分。特别是向蒸发点移动的同时,薄膜水可以把土壤中的盐分在水平方向或垂直方向上带走4—6米。薄

膜水难于冻结。有资料指出,薄膜水只有在零下 70、80℃ 以下才能冻结。

根据 А. Ф. Лебедев (1927) 的意见,底土和土壤中松束缚水(薄膜水)最大含量称之为最大分子持水量(MMB)。土壤中水分的含量接近 MMB 时,水分往往凝聚并出现毛管水。所以土壤中这两种水分形态之间的界限是假定性的。

土壤湿度值在薄膜(松束缚)水的含量下,经常都高于最大吸湿量,但不高于最大分子持水量。

紧束缚水和松束缚水有时占据很大的容积,而减少了内部孔隙和毛细管的断面(有时减少 20—40%)。在机械组成粘重的土壤和底土中,物理束缚水完全能够充满细孔隙,这就造成了不透水性。

毛 管 水

处在和接近液体最表面的水分子,经受水分-空气界面下部大量水分子的吸引力,这就引起表面张力膜的形成和内部分子压力的增强,可高达 11000 个大气压。表面张力值通常用达因/厘米表示,它与用尔格/厘米²表示的薄膜的表面能相适应。

对于不同的液体,表面张力值变动于 16 到 75 尔格/厘米²之间。温度的降低能显著地增高表面张力;反之,温度的升高,则显著地减小表面张力。温度变动于 0—40℃ 之间时,水的粘滞度可变动 2—3 倍,而表面张力仅变动 10% (表 1)。这一点就极为显著地影响土壤水分状况和盐溶液以及营养液的空间移动。

表 1 温度和水的性质

温 度 $t(^{\circ}\text{C})$	密度(克/厘米 ³)	粘 滞 度 (泊)	表面张力(达因/厘米)
0	0.9999	1.78	75.6
10	0.9997	1.30	74.2
40	0.9922	0.65	69.6

水与毛管壁接触时,由于湿润和静电引力的作用,在毛细管中形成弯液面。毛管直径愈小,弯液面的曲率愈大。凹形弯液面的表面压力小于平面表面张力膜的表面压力。这种压力的减小,称为“负毛管压力”,而且弯液面的曲率愈大(即是孔隙和毛管愈细小),土壤愈干燥,这种负毛管压力就愈高。

与吸力等值的负毛管压力的增大,引起水分在毛管和孔隙中上升到相应于毛管压力(或吸力)的高度。水分推移入毛细管似乎是弯液面在毛管中把水分提高。这种毛管作用的现象如图 1 所示。

溶液的毛管运行高度(距离)决定于表面张力(随张力增大而增加)和毛管半径(随毛管半径减小而增加)。一般认为, 20℃ 时连续充分浸润的情况下,用茹林(Журен)公式足以满意地表示水分毛管上升的势能高度: $h=0.15/R$, 式中 R 为孔隙半径¹⁾。对于半径为 $R=10^{-6}$ 厘米的毛管,吸力可达 150 公

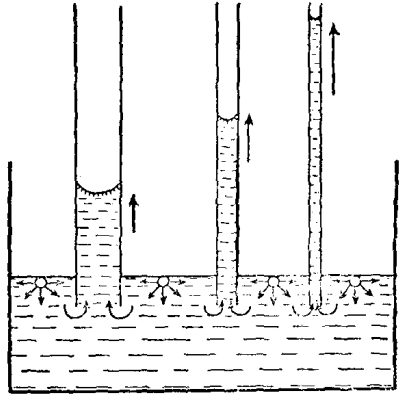


图 1 毛管中凹形弯液面下负压力增强示意图

1) 根据 А. А. Роде 的意见(1965),不同颗粒排列下的底土层,孔隙半径相当于土质颗粒半径的 0.29—0.73。

斤/厘米², 而水分上升的势能高度为 1.5 公里(Лыков, 1950)。在自然底土和土壤的实际条件下, 这种半径的毛管和孔隙是广泛可见的。可是在绝大多数情况下, 此类毛管和孔隙

的连续性被粗孔隙、小孔洞、明显可见的和分枝状的构造, 以及半径粗大的毛管反复扰乱, 所以土壤中毛管水的实际运行是无比复杂的。

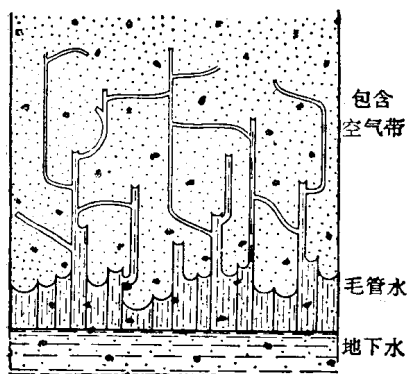


图2 毛管活动层以及土壤中分枝毛管示意图(Ф. Пункер, 1937)

土体内隔离的分枝状毛管中, 产生了大量能升高和保持水分的凹形弯液面。在相通的毛管中, 其中比较细的毛管可以把水分输送到很高的高度, 同时可利用较粗的毛管作为供给库, 从中吸取水分(图2)。

在过湿的土壤中水分逐渐流入的情况下, 念珠状的、分枝状的、相通的和隔离的毛管中所保持的水分, 一般地要多于从下面湿润这同一体系时所保持的水分。这是一种被称之为毛管的阻滞现象, 这种

现象在灌溉农业实践中和灌溉土壤的盐分状况中, 起很大的作用。

许多学者把毛管水看作是自由-重力水。在一定的意义上来说, 这是正确的, 因为, 毛管水在某种程度上依赖于重力。但是土壤中毛管水的产生和存在是由于纯粹物理的毛管-弯液面力的作用, 这种力使水分保持在复杂的土壤细孔隙中。所以毛管水不是绝对自由水。

毛管水和土壤结合的强度用从土壤中消除此种毛管水而必须支付的功来表示。Букининем(1907) 称这种功为“毛管势”。土壤愈干燥, 毛管势愈高。因为随着土壤湿度的减小, 保持在最细孔隙中的水的弯液面的曲率增大, 于是细孔隙的吸取(和水分上升的)力也增大。这样, 干土可以达到 10^{10} 达因的力吸收水分 (Роде, 1966)。

毛管势, 亦即在土壤中不同毛管水含量下由弯液面引起的张力-吸力的数值, 用专门的仪器(毛管压力计, 张力计)来测量, 用大气压力、厘米水柱或达因和巴表示。借助于类似的仪器, 可以测定土壤实际湿度(按照湿度和毛管势的相关比值)、该土壤中水分毛管上升的可能高度和各级孔隙度(按照吸力和孔隙大小的相关比值)。在图3中可以看出, 用张力计所测得的为缓慢干燥的粘土和壤质土所特有的毛管势的最高指标。

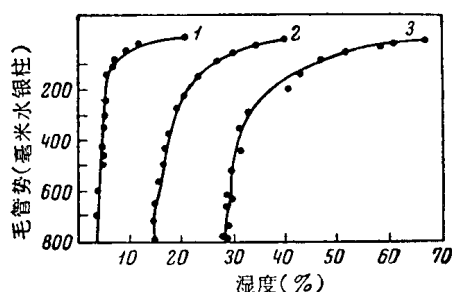


图3 毛管势和湿度的曲线关系 (Richards, 1928)

1——砂; 2——壤质土; 3——粘土

Schofield(1935) 建议不用厘米水柱值表示毛管弯液面的吸力(吸取压力), 而用以 10 为底的厘米水柱值的对数 pF 来表示。例如一个大气压为 1000 厘米水柱, 其相应的 $pF=3$, 干土中弯液面的压力增大到 10000 大气压, 相当于 10000000 厘米水柱, 用指数 $pF=7.0$ 表示。Schofield 法指明, 湿度值、湿度的有效性和移动性之间, 湿度值和吸取压力之间, 都存在着密切的联系和依赖关系(表2), 虽然带有平稳的过渡。从这一观点出发, 能量因素, 即结合强度和为了消除这些水分所需力的数值(势, 压力)是进行土壤水分分级和分类的决定性因素。

表 2 吸取压力和水有效性之间的关系

水分形态	吸取压力(pF)	对植物的意义	水分形态	吸取压力(pF)	对植物的意义
自由水	—	有效的	紧束缚水	4.1—4.2	稳定凋萎
毛管水	<3	有效的	吸湿水	4.6—7.0	无效的
薄膜水	3—4	有效性降低	干土	>7	无效的

孔隙和毛管的直径愈小,换言之,即弯液面的曲率愈大,则弯液面的吸力愈大,即使水分上升到一定高度时弯液面可能做的功愈大。因为底土和土壤是高度分散的体系,它们的机械组成愈是粘重,则其中的弯液面力也表现得愈强。因为如此,土壤在自身中能保持毛管水,并能使之移动一定的距离。无论在垂直方向还是在水平方向上,毛管水总是向低湿度方向移动。若考虑到时间因素,在水平方向上的移动距离是很大的。

按物理状态而言,毛管水是液态的。在常温条件下毛管水可从弯液面的表面自由蒸发。如果从弯液面表面蒸发掉部分水分,那么当有固定湿润源时,新的一份水将进入毛管,同时力图达到与毛管直径相适应的水平。负温可迫使毛管水冻结。土壤中可溶性盐类含量越高,毛管水的冰点越低。如上面所指出的,毛管水并不服从于重力,在粘土和黄土性壤土中,弯液面能使水上升 3—7 米。但是毛管水对重力的“不依赖性”是有限的。当灌溉、冲洗或借助于接近地面地下水(2—2.5 米)使土壤自然强烈湿润时,会发生毛管水向重力水形态的过渡(毛管排出水,根据 А. Ф. Лебедев)。

毛管水是高度移动性的,在植物强烈需水或蒸发条件下,能够保证土壤储水的补给。移动时,毛管水可自由溶解和转移可溶性盐类、胶体状有机和无机化合物以及细悬浮体。毛管水的移动和蒸发在盐渍土的形成、三氧化物和次生二氧化硅的累积中起很大的作用。灌溉主要目的在于创造占土壤溶液大部分的毛管水的储量。根据土壤的岩石学与地下水的相互关系,可区别出若干毛管水的变种。

毛管支持水 毛管支持水是以所谓毛管活动层的形式存在于土壤和底土层中的毛管水;而毛管活动层是位于地下水位以上依靠毛管弯液面力而上升的水层。

在地下水位之上毛管活动层上升的潜在高度直接决定于土壤的机械组成和结构,在砂土和砂壤土中其上升高度降到 40—60 厘米,而在壤土和粘土中上升高度可增加到 2—7 米。当毛管水消耗于植物蒸腾和蒸发时,可由地下水重新进入而得到补给。伴随着地下水位的上升,毛管活动层也随之上升。地下水位的下降也引起毛管活动层的下降。毛管活动层高度的增加(由于大气降水或灌溉水入渗),超过弯液面的吸力就会引起部分水分从毛管中泄入地下水,而使毛管活动层的高度下降。

如图 4 和表 3 所示,毛管支持水沿剖面的分布表明,湿度自下而上逐渐减小到薄膜水和吸湿水的数值。这个湿度变更在砂土中具有急剧变化的特点,而在壤土和粘土中,则是逐渐降低的。

毛管悬着水 是在土层中的毛管水与地下水没有联系的情况下形成的。毛管悬着水在土壤中的出现、移动和保持与降雨、灌溉的重力水下运动时毛管孔隙中弯液面力的产

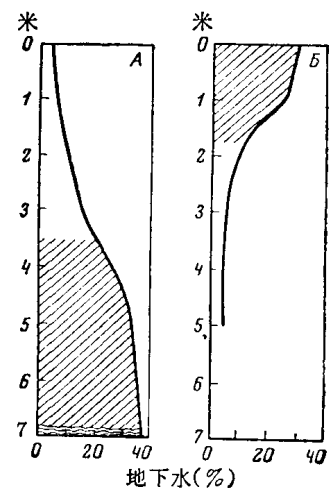


图 4 毛管支持水(A)和毛管悬着水(B)在土壤中的分布示意图

表 3 机械组成均匀的土壤中毛管支持水的分布 (Л. И. Попова 的资料, 1956)

土壤机械组成	距 地 下 水 位 不 同 高 度 (厘 米) 的 土 壤 湿 度 (%)												
	0—10	10—20	20—40	40—60	60—80	80—100	100—120	120—140	140—160	160—180	180—200	200—240	240—280
粘土	40.5	40.0	37.5	35.2	32.5	30.6	30.6	29.5	28.4	27.0	26.0	25.4	23.2
重壤土	33.4	32.2	30.4	28.5	26.6	25.4	25.0	24.5	24.0	23.5	22.0	21.0	20.0
中壤土	26.4	25.7	23.2	20.4	18.5	16.9	14.2	10.3	8.5	—	—	—	—
砂壤土	23.5	22.0	18.4	14.3	10.4	8.6	5.3	—	—	—	—	—	—
粗砂	21.9	18.0	11.7	6.3	2.5	1.2	—	—	—	—	—	—	—

生密切相关。

在自然条件下毛管悬着水沿土壤剖面的分布中可观察到, 土壤湿度随深度逐渐降低(表 4)。同时, 砂质土壤中湿度总是比较小, 而毛管悬着水的数量随深度的减少较之粘质土表现得更为强烈。

表 4 均匀底土上的土壤中毛管悬着水的分布 (С. В. Астапов 的资料, 1958)

土壤的机械组成	不 同 深 度 (厘 米) 的 土 壤 湿 度 (%)									
	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80	80—90	90—100
重壤土	40	39	35	34	33	32	31	30	29	28
中壤土	30	28	28	28	28	27	26	25	25	—
砂壤土	24	23	22	21	20	17	15	13	—	—

毛管悬着水能够迁移可溶性盐类。如果在心土层中含有大量的易溶性盐类, 在蒸发的情况下, 上升的毛管悬着水流就可把这些易溶性盐类迁移到根栖层和耕层, 并自地表开始引起土壤盐渍化。在灌溉具有残留底土盐渍化的土壤时, 此种现象是不少见的。在用矿质化水灌溉土壤时也会产生土壤盐渍化, 此时毛管悬着水的部分回流带来盐分在蒸发溶液中的聚集。在这种情况下为了防止盐渍化, 应当借助于比较经常的灌溉和冲洗, 以保持下行水流的优势。

土壤愈是结构化, 愈是遮荫, 毛管悬着水的运行速度和蒸发速度愈小。所以松土和种草是减少土壤中水分和盐类向上运行的有效措施。毛管悬着水上行速度, 比直接依靠地下水供给的毛管支持水的上行速度, 一般要小好多倍。

毛管悬坐水 区分出的毛管水第三种类型——毛管悬坐水。当细孔隙的粘重的或结构差的土层被砂质的、比较疏松的或较多结构的土层垫底, 而底土有明显层次性情况下, 土壤孔隙和毛管中就可形成毛管悬坐水。这时, 由于毛管水连续性断裂, 在细分散层和粗分散层分界面上产生附加下弯液面, 同时产生附加吸力。在细粒土层和粗粒土层交叠的情况下, 由于附加弯液面力的影响, 土壤能够保持附加的毛管水, 这种水分好象是“悬坐”在土层下界面附加的毛管弯液面之上似的。

所以, 在间层土壤底土中, 毛管水的分布不同于均质土层中毛管水的分布。沿着土壤剖面向下, 在间层底土中不同机械组成层次的接触点之上, 附加的弯液面使湿度梯级增加, 替代了水分逐渐减少的现象。因此, 在其他条件相同的情况下, 间层底土的湿度常高于均质土层的湿度。

间断毛管水 已查明, 在土壤中除了连续的毛管水形态之外, 还存在有间断毛管水,

它是不移动的,但在生理上对植物是完全有效的。这类水分是指处在孔隙的角隙处、颗粒接触点处以及间断微毛管孔隙中的微滴和弯液面的复杂网系中的水分。这种水分被弯液面力所保持。该弯液面可把干燥土壤状况下的水分,以楔状紧紧地吸入到孔隙或颗粒接触角隙之中。由于间断微孔隙中的弯液面处于隔离状态,以及由于大空气泡的存在,角隙水是不移动的,但它对植物是有效的,并且有溶解的作用。但是因为这种水分形态的有效水是不移动的,而且储量极小,植物能够很快地把它消耗掉,过后植物就凋萎。当毛管湿润的土壤经受干燥时,在水分储量减少到一定程度之后,毛管系统的连续性就消失。水、盐溶液和营养物质运转中止。毛管连续断裂湿度(BPK)是土壤水分物理性质的一个常数(Роде, 1965)。

从上述内容显然易见,土壤中毛管水移动性能和移动速度,取决于湿度水平和土壤以及成土母质的物理性质。在高湿度条件下,包括无论是细毛管还是粗毛管的构造,如在接近地下水位的土壤中经常发生的那样,毛管水的移动进行得最快。在降低湿度的条件下,溶液的毛管移动速度随之减小,而从毛管连续性断裂时起,移动即完全停止。

土壤愈粘重,愈能使毛管水远距离移动。但是在重粘土中,紧束缚水实际上能够用自身的容积“封闭”毛管系统和封锁水分,使毛管水的移动中断。此外,粘质土在相当高湿度指标下,毛管连续性就开始断裂。因此,自然界的重粘质而又缺乏结构的土壤,实际的毛管上升和水分移动很少超过 180—200 厘米。和采用均一的人工毛管系统进行的试验和换算所取得的理论推断相反,土壤学和土壤改良的实践确定,含有大量粉粒和微结构的黄土性壤质土,具有最大的由地下水位向上的毛管移动速度和高度。大家知道,乌兹别克斯坦,塔吉克斯坦以及里海沿岸低地黄土和黄土性壤质土,能使地下水位之上的毛管溶液强烈地上升 3—4 米,而且可以缓慢地上升到 5—7 米。

土壤中属于间断形态的毛管水愈多,属于高活动性毛管水的残余量愈少,则土壤中的水分储量,由于扩散和向蒸发点移动而耗损得愈少。

农业上有结构的土壤,具有很高的积聚和保持毛管水的性能,同时由于存在许多大孔隙和大部分毛管水处于分离状态,而使毛管水以对植物有效的,但却是移动性很小的(因而是蒸发极慢的)形态保持在土壤之中。

分散土壤在同样的湿度下,由于高活动毛管水形态占优势,水分储量可很快地消耗于蒸发和毛管扩散。

自 由 水

土壤中自由水有几种类型。自由水的特征是液体状态,在重力作用下倾向于垂直的下行(或侧向的沿地面坡度)运动,具有很强的溶解作用,能够以溶液状态转运盐分、胶体溶液和很细的悬浮体。

土壤中自由水的存在证明,或是孔隙被水充满,而超过了弯液面持水能力的极限;或是自由水沿着粗孔道而流出。

土壤中存在大量自由水是不良的特征,说明临时性或经常性的过度湿润和沼泽化,这通常会引发嫌气的和潜育化过程,从而降低农作物的产量。

排干的土壤改良措施在于减少土壤中自由水的储量。

重力水 就是当时在土壤中向下或向侧面渗漏的水分，作为自由水的一个主要类型被区分出来。渗漏水分的出现，与超过毛管中弯液面吸力的水分在土壤中的聚集相关。水分在土壤中逐渐聚集，引起弯液面曲率减小和弯液面消失，致使弯液面引起的吸力减少。结果超过土壤持水能力的水分，在重力作用下开始向下移动。

重力水可以到达地下水位，并在其上层积累，提高地下水位。在地下水埋藏很深的情况下，重力水在下行移动的过程中逐渐扩散，同时转变为毛管悬着水和薄膜水的状态。

地下水 地下水是土壤和土质中自由水的第二种类型。在底土全部孔隙被自由水充满时，就形成地下水，这可能是阻截下行重力水流的不透水层存在的结果，也可能是重力水进入的体积超过流走体积的结果。

地下水的形成也与深层地下水的压力和尖灭有关，或与山麓、河谷和河口三角洲形成的地下水流有关。当土壤中有地下水存在时，全部孔隙空间被水所占据，可是仍有 2—3% 的容积是被闭塞和吸附的空气气泡所占据。地下水位之下的含水层的湿度值接近该层孔隙值，即为容积的 40—55%。

但实际上这时真正的自由水容积并不等于 40—55%，而要小得多：在粘土中约为 3—5%，壤质土中为 7—10%，砂壤土和砂土中为 12—15%。减去这些数值后，含水层中其余的孔隙空间容积被毛管水、薄膜水和吸湿水所占据。自由水所占据的仅仅是含水层中的所谓重力孔隙。含水层中用百分数表示的自由水容积，被称为给水量系数。根据这个系数可计算出排干或建设排水设施和抽水井时必须和可能的排出的水量。

假定称之为“镜面”的地下水的表面，接近于水平，或者与水平间夹一角度。总之，地下水表面的形态，重复和反应着地表的地形。

地下水可能是停滞的。在这种情况下，嫌气过程强烈地发展，而在干热条件下，在地下水长期蒸发的情况下，地下水中就会集聚大量盐分。

如果含水层具有粗机械组成或高孔隙度的特点，那么地下水也可能具有或多或少流失的径流。砂土和砾石中地下水的特点是具有很大活动性，而在粘土中其活动性则最小。

在地形切割较少的洼地，地下水的埋藏接近地表（1.0—2.5 米），并通过毛管活动层供给植被水分（草甸条件，水成型状况）。如果地下水矿质化，那末毛管水的蒸发将导致盐土的形成（在干热条件下）。

在分水岭和山前平原，在被河流和沟谷切割的古老高阶地上，地下水的埋藏一般很深，从而失去了毛管活动层参与土壤形成过程和植物营养的可能性（深于 10—15 米）。

冰 冰，即处于固态的晶体状态中的水，是自由水的一个特殊类型。水以冰的形态出现，具有季节性或永久性的特点。

土壤中水以冰的形态呈季节性出现，即所谓的季节性冻结，与冬季相关，并具有一个变动极大的持续期限，该期限取决于冬季的长短和春季的特征。季节性冻结在土壤水分状况中起着很大的作用，它促使汽态水凝结，把毛管水转变成冰，并在一年的寒冷季节内在土壤剖面上部引起大量储水。

在苏联欧洲部分的东北地区，特别是在苏联的亚洲部分，广泛分布着“永久”冻层。处于永冻层状态的土壤-底土，其特点是自由水以冰的状态多年存留。冻层的厚度可达 200—300 米。冻层的表层以季节为转移，在 1.5—3 米深度范围内变动自己的位置，夏季冻层的表层下降，而冬季复又上升到地表，在“永久冻结”的底土中，夏季冰的储量常常起

着类似地下水的作用。在解冻的情况下,冰转变为液体状态,成为形成毛管水和携带溶解性化合物,向地表迁移的土壤溶液毛管上升运动的源泉。

地表自由水 最后,应当谈到地表自由水,它是当径流大大超过土壤渗透速度时,沿地面坡度流动的水分。

表5列举了所研究水分形态的基本特征。它们之间的界限是假定的,而且不是任何时候都是明晰的。水分形态的名称和分类需要进一步修改。现在已经明确,各种形态水分的活动性,首先是湿度、土壤分散程度、弯液面吸力、吸附和渗透力的函数。但从应用目的来说,所采用的水分形态分类足以说明土壤水分状况的现象。

表5 土壤中最主要的水分形态

水分形态	与土壤的关系(或土壤中水分的状态)	活动性能	在低矿化度下对植物的有效性	盐分运转
化学结合水	化学的	不动的	无效	不能
汽态水	在土壤空气中	活动的	无效	不能
吸湿水	吸附的,分子的	被固定的	无效	不能
薄膜水	分子的	很少活动的	很少有效(凋萎)	缓慢地向蒸发方向
毛管水	弯液面的	活动的	有效	向蒸发的和低湿度的方向
重力水	自由的	活动的(呈下行水流)	有效	主要是向下的方向
地下水	自由的	活动的	有效	主要的是向侧面方向
冰	自由的	不动的	无效	不能
地面水	自由的	活动的	有效	沿着地面坡度

(赵沛伦译;李玉山、盛祖胎校)