

土壤水分通量法实验研究

(ZFP 方法、定位通量法、纠偏通量法应用基础)

荆恩春 等著

地震出版社

土壤水分通量法实验研究

(ZFP 方法、定位通量法、纠偏通量法应用基础)

荆恩春 费 瑾 著
张孝和 韩双平 许文锐

地 震 出 版 社

1994

(京)新登字 095 号

内 容 简 介

本书是地质矿产部水文地质工程地质研究所物理模拟组研究成果之一。它系统介绍了零通量面方法、定位通量法和纠偏通量法的原理、计算方法、应用效果检验、误差分析、不同方法配合运用效果、应用条件等应用基础问题和土壤水分通量方法研究的新进展,以及与土壤水分通量方法紧密相关的 ZFP 方法原位测参、土壤水势和含水量测量技术等应用基础技术。

本书适于从事水文地质、农田水利、农业生态、环境保护以及与非饱和带土壤水分运动相关研究领域的科技工作者、研究生参考。

土壤水分通量法实验研究 (ZFP 方法、定位通量法、纠偏通量法应用基础)

荆恩春 费瑾
张孝和 韩双平 许文锬 著

责任编辑:曹可珍

地震出版社出版发行

北京民族学院南路9号

中国地质大学轻印刷厂印刷

787×1092 1/16 11.5 印张 287 千字
1994 年 9 月第一版 1994 年 9 月第一次印刷
印数 001—850

ISBN 7-5028-1155-9/P·697

(1548) 定价: 12.00 元

序

非饱和带是大气圈、生物圈、岩石圈与水圈交叉的敏感地带,它既是自然界水循环系统的一个组成部分,也是大气-作物-土壤-地下水的物质能量传输系统的一个重要环节。四水转化、农业生态、环境问题等许多方面的研究工作都与非饱和带有密切关系。非饱和带土壤水分运动的研究又是诸方面研究的基础,土壤水分运动遵循的基本规律是达西定律和质量守恒原理,在此基础上建立了各种形式的土壤水分运动基本方程,以适应研究不同应用场合的实际问题。在实际应用中,有许多情况不便于使用土壤水分运动基本方程,而是使用具有重要应用价值的土壤水分通量方法。因此,土壤水分通量方法的研究具有重要的科学意义和实用价值。

土壤水分通量方法的研究已有一百多年的历史,1931年Richards将达西定律引入非饱和带土壤水分运动研究领域,1956年理查德等人试用零通量面方法原理计算非饱和土壤导水率。但是,在很长时间内因受测量土壤剖面含水量分布和土壤水势分布的技术限制,所以零通量面方法的研究和应用受到制约。直到70年代英、法、美等国研制出便携式液晶显示的中子水分仪以及较可靠实用的负压计,为较精确地测量土壤剖面含水量分布和土壤水势分布提供了先进手段。英国水文所、英国农业研究协会等部门先后运用零通量面方法研究非饱和带水均衡问题,进行了理论探讨和观测手段的更新,使零通量面方法的基础理论研究和应用研究取得了引人注目的进展。1983年地质矿产部水文地质工程地质研究所在执行CPR/81/036国际合作项目时,引进了零通量面方法最新研究成果和相应的测试技术方法,并结合我国实际情况,通过南宫、南皮试验场的现场试验和石家庄室内物理模拟实验研究,在我国华北平原引进零通量面方法计算浅层地下水入渗补给量试验获得初步成功。室内外大量实验研究结果进一步证明了零通量面方法在我国北方干旱、半干旱(半湿润)平原区具有推广应用前景。在此期间地质矿产部水文地质工程地质研究所设计研制成功了具有精度高、一致性好、可靠性强、适用性广的WM-1型负压计系统,大大提高了水势测量资料的质量,为提高土壤水分运动的研究水平和推动土壤水分通量方法的研究发挥了重要作用。地质矿产部把零通量面方法和WM-1型负压计系统分别作为地质矿产部新技术推广项目,在全国近20个省、市、自治区的地质、水利、农业、核工业和中国科学院系统及高等院校等许多单位的研究工作中得到推广应用。由于零通量面方法还存在一些局限性,如零通量面方法的间断失效性,在零通量面方法的失效期需要应用其他土壤水分通量方法。通常,采用气象方法(表面通量法)精确性可靠性都很差。清华大学、地质矿产部水文地质工程地质研究所等单位,对定位通量法(达西方法)进行了初步

探讨研究,作为解决上述问题的一个新的思路。之后,地质矿产部水文地质工程地质研究所在以往研究基础上,并在地质行业科学技术发展基金会资助下于1988年开始应用大型物理模拟实验和田间试验相结合的方法对零通量面方法、定位通量法应用基础问题进行了系统的实验研究。经过数年的研究,不仅在零通量面形成发育规律和零通量面方法应用研究、零通量面方法和定位通量法联合运用研究、零通量面方法原位测参等方面取得重要成果,而且在全面分析零通量面方法和定位通量法的优点和局限性的基础上,提出了纠偏通量法,建立其计算公式。解决了零通量面方法和定位通量法间断失效性带来的难题,使土壤水分通量计算结果的精确性和可靠性显著提高。纠偏通量法成为一个独立有效的土壤水分通量法,而零通量面方法作为该方法配合使用的原位测参方法,两者以新的形式联合应用。上述研究成果表明,土壤水分通量方法的研究取得了新的突破性进展。

《土壤水分通量法实验研究》一书对土壤水分运动通量法的理论、方法、测试技术及应用条件等方面进行了深入的分析 and 系统的阐述,是近年来土壤水分通量方法的最新研究成果。

《土壤水分通量法实验研究》一书的出版,无疑对推动和发展非饱和带土壤水分运动的理论研究和应用研究有着重要意义。因此,我愉快地展阅全文并作此序,并将此书介绍给我国水文地质、水利、农、林、资源与环境保护等各界的广大科学工作者在相关领域的理论研究和应用研究工作中参考。

張其成

前 言

非饱和带是自然生态环境的一个重要组成部分,它与人类的生产和生活有着非常密切的关系。土壤水分又是固、液、气三相组成中最活跃的因素。它是联系地表水和地下水的纽带,是陆地上植物和作物赖以生存的源泉。大气水、地表水、土壤水、地下水相互转化关系、农业生态、环境问题等许多方面的研究都与非饱和带土壤水分运动的研究有密切的关系。通常,非饱和带土壤水分运动近似地看作一维垂向运动,并且在许多情况下可以直接运用土壤水分通量方法定量分析土壤水分运动。因此,研究和发展土壤水分通量方法是非饱和带土壤水分运动研究领域一项具有实际应用价值的重要课题。近年来,随着先进技术的引进和发展,土壤水分通量方法的研究取得了新的进展。由于国内尚无系统介绍土壤水分通量方法的著作出版,为此,我们总结近期土壤水分通量方法的研究成果撰写此书,系统介绍土壤水分通量方法取得的新进展和应用基础问题以及相应测量技术方法。全书共分八章。第一章介绍土壤水分运动的基础知识。第二章介绍 ZFP 基本概念和 ZFP 方法。第三章介绍 ZFP 方法应用效果、计算误差分析和应用条件。第四章介绍非饱和带某些重要特征分析,探求 ZFP 方法失效期应用定位通量法的可能性。第五章介绍定位通量法(达西方法)及其独立应用效果和与 ZFP 方法联合应用效果。第六章介绍纠偏通量法(纠偏定位通量法),包括定位通量法误差分析基础上提出纠偏通量法并建立数学模型、应用效果、应用条件等。第七章介绍 ZFP 方法原位测定非饱和土壤导水率,即定位通量法和纠偏通量法原位测参的配套方法。第八章介绍土壤水势及含水量测量技术,即土壤水分通量法的应用基础技术。

本书由荆恩春执笔,韩双平完成数据处理和编制图、表工作,许文锬、荆继红参加部分图、表编制工作,荆恩春、费瑾、张孝和、韩双平、许文锬共同研究、修改。此书是反映物理模拟组近期在非饱和带土壤水分运动研究领域取得的成果之一,所以本书为物理模拟组集体劳动成果。参加与撰写本书内容相关的实验研究工作的还有夏树森、周金荣、彭玉荣、王骥、荆继红、李国建同志。

我们在开展土壤水分通量方法研究及编写此书过程中一直得到了地质行业科学技术发展基金会资助和李光岑先生的大力帮助。在原位测参研究方面,同时得到地质矿产部环境地质开放研究实验室资助。确定编写大纲和章节安排过程中得到了张宗祜先生、任福弘先生的指导和帮助,在此表示衷心的感谢。

书中缺点错误之处,恳请读者批评指正。

目 录

第一章 土壤水分运动	(1)
第一节 土壤水	(1)
一、土壤水的数量	(1)
二、土壤水的形态	(1)
三、土壤水的能态	(2)
第二节 土壤水分运动	(6)
一、非饱和土壤水流运动的达西定律	(6)
二、土壤水分运动基本方程	(7)
三、土壤水分通量基本方程	(9)
第二章 ZFP 基本概念与 ZFP 方法	(10)
第一节 ZFP 基本概念	(10)
第二节 ZFP 方法基本原理及公式	(10)
一、ZFP 方法基本原理	(10)
二、ZFP 方法计算公式	(12)
第三节 ZFP 形成发育规律	(14)
一、ZFP(D)的两种成因及其发育趋势	(14)
二、ZFP(C)的两种成因及其发育趋势	(16)
三、引起 ZFP 消失的主要因素	(18)
四、一个土壤剖面同时存在多个 ZFP	(19)
五、ZFP(D)发育深度	(19)
六、ZFP(D)存在期	(20)
七、冬春两季同样是有利于 ZFP(D)发育的时期	(20)
第三章 ZFP 方法计算效果检验及其误差分析	(25)
第一节 检验方法	(25)
第二节 ZFP 方法计算效果检验	(25)
第三节 冬季应用 ZFP 方法实例	(33)
第四节 ZFP 方法计算误差分析	(36)
一、ZFP 位置误差	(36)
二、修正项误差	(37)
三、中子仪测量误差	(37)
第五节 土壤水势测量技术在 ZFP 方法中的重要性	(44)
一、土壤剖面上部第一支负压计测头安装位置对测定 ZFP 出现时间的影响	(44)
二、负压计测头安装间距对监测 ZFP 发育位置及水分通量计算效果的影响	(44)
三、实例	(45)
第六节 ZFP 方法主要优缺点及其应用条件	(48)

一、ZFP 方法主要优点	(48)
二、ZFP 方法局限性及其应用条件	(48)
第四章 非饱和带某些重要特征分析	(53)
第一节 非饱和带土壤剖面水势分布 $\psi(z,t)$ 的基本类型	(53)
一、入渗型	(53)
二、蒸发型	(53)
三、蒸发-入渗型	(54)
四、下渗-上渗交替型	(55)
第二节 土壤剖面水势梯度分带性	(58)
一、土壤水势梯度强烈变化带	(58)
二、土壤水势梯度基本不变带	(58)
三、土壤水势梯度缓变带	(59)
第三节 非饱和土壤导水率的垂向分布特征	(60)
第四节 非饱和土壤水分通量垂向分布特征	(62)
一、滞后特性	(62)
二、方向性	(63)
三、渐变特性	(65)
第五章 定位通量法	(68)
第一节 定位通量法基本原理	(68)
第二节 应用达西定律计算定位边界水分通量的可行性分析	(69)
第三节 定位通量法计算效果	(71)
一、ZFP 方法有效期, 定位通量法计算效果	(71)
二、长计算时段定位通量法的计算效果	(75)
三、定位通量法与 ZFP 方法联合运用的效果	(77)
四、定位通量法选用不同定位边界联合运用效果	(80)
第六章 纠偏通量法	(82)
第一节 定位通量法计算误差分析	(82)
第二节 纠偏通量法	(90)
一、基本思路	(91)
二、纠偏通量法计算公式	(93)
第三节 纠偏通量法计算效果	(95)
第四节 纠偏通量法主要优缺点及其应用条件	(111)
一、纠偏通量法主要优点	(111)
二、纠偏通量法的局限性	(112)
三、纠偏通量法的应用条件	(112)
第七章 ZFP 方法原位测定非饱和土壤导水率	(113)
第一节 ZFP 方法原位测参	(113)

一、基本原理	(113)
二、原位测定非饱和土壤导水率	(113)
第二节 ZFP 方法原位测参效果检验	(125)
一、检验	(125)
二、检验结果分析	(132)
三、ZFP 方法原位测参应用实例	(133)
第三节 ZFP 方法原位测参主要优缺点及应用条件	(136)
一、主要优点	(136)
二、局限性	(136)
三、应用条件	(137)
第八章 土壤水势及含水量测量技术	(138)
第一节 土壤水势测量技术	(138)
一、WM-1 型负压计系统的结构原理	(138)
二、WM-1 型负压计主要技术性能和特点	(139)
三、WM-1 型负压计系统在水势测量中解决的主要问题	(140)
四、WM-1 型负压计系统的应用方式	(145)
五、WM-1 型负压计系统安装使用中应注意的问题	(148)
第二节 土壤含水量测量技术	(149)
一、中子测水原理	(149)
二、中子仪的使用	(149)
三、中子仪标定方程	(151)
四、中子测水的可能误差	(152)
五、中子测水技术优缺点及应用中应注意的问题	(156)
参考文献	(157)
附录	(158)
表 1 定位通量法计算降雨入渗补给量结果($Z'=265\text{cm}$)	(158)
表 2 定位通量法计算降雨入渗补给量结果($Z'=85\text{cm}$)	(161)
表 3 纠偏通量法计算降雨入渗补给量结果($Z'=85\text{cm}$)	(164)
表 4 定位通量法计算降雨入渗补给量结果($Z'=105\text{cm}$)	(167)
表 5 纠偏通量法计算降雨入渗补给量结果($Z'=105\text{cm}$)	(170)

第一章 土壤水分运动

第一节 土壤水

一、土壤水的数量

土壤水的数量是研究土壤水分运动和变化的基础。土壤水分的含量是土壤主要性状之一，它与土壤的性质有关。

土壤水的数量通常是由土壤水分在土壤的三相体中所占相对比例表示的，主要有以下表示方法。

(一)重量含水量

重量含水量 W_s 是土壤中水分的重量和相应固相物质重量的比值，即水分重量占干土重量的百分数，即

$$W_s = \frac{G_w}{G_s} 100\% \quad (1.1.1)$$

式中， W_s ——土壤含水量(占干土重%)；

G_w ——土壤中含水量重量(克)；

G_s ——干土重(克)；

(二)体积含水量

体积含水量 θ 是土壤中水分所占的体积与土壤总体积的比值。表示为

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} 100\% \quad (1.1.2)$$

式中， θ ——土壤含水量(占体积%)；

V_w ——土壤中水的体积(立方厘米)；

V_t ——土壤总体积(立方厘米)；

土壤的重量含水量与体积含水量之间存在如下关系：

$$\theta = W_s \gamma_d$$

式中， γ_d ——土壤干容重。

二、土壤水的形态

进入土壤的水分受到土粒表面的分子引力，土粒间水和空气接触的弯月面上的毛管力和重力的作用，这些力对土壤水分的作用也会随着土壤含水量的变化而变化。根据这些力对土壤水分的作用和水分存在状态，土壤水可分为以下四种状态。

(一)吸湿水

土壤颗粒特别是胶体颗粒表面具有很强的吸附力(分子引力)，能将周围环境中的水分子吸附在自身表面，这种被紧紧束缚在土粒表面的水分称为吸湿水，亦称吸着水。据一些文献介绍，土颗粒对水分子的吸附力，最里层高达几千至上万个大气压，最外层大约为 31 个大气压(一个大气压为 101325Pa)。吸附水接近固态水的性质，其密度可达 1.4—1.7g/cm³。吸附水对溶质没有溶解能力，导电性能极弱甚至不导电，冰点下降到 -78℃，不能呈液态流动，不能被植

物吸收。吸湿水量主要取决于单位质量土壤的表面积、胶体及可溶性物质的数量。土壤质地愈粘重,胶体愈分散,吸附力愈强,吸湿水含量就愈高。土壤吸湿水含量与空气的相对湿度成正比。当土粒周围空气的湿度达到饱和时,土壤吸湿水的含量达到最大值。这时的土壤含水量称为最大吸湿量或吸湿系数。

(二)薄膜水

当吸湿水达到最大值后,分子引力已经不能再吸附空气中的水分子,但是土粒表面仍有剩余的分子引力可吸引周围环境中的液态水分子,增加了土粒周围的水膜厚度,在吸湿水的外层形成一层水膜,称为薄膜水。薄膜水达到最大值时的土壤含水量称为最大分子持水量。薄膜水的内层紧靠吸湿水,受到的引力约为 31 个大气压,薄膜水的外层受到的引力约为 6.25 个大气压。薄膜水的性质介于吸湿水与自由的液态水之间,水分子因受土粒的引力而排列比较紧,其密度大于 1g/cm^3 ,冰点约为 -15°C ,具有较高的粘滞性和非溶解性。相邻土粒的接触处在分子引力的驱动下,水分从水膜厚的土粒表面向水膜薄的土粒表面上移动,但是其运移速度相当缓慢,一般为 $0.2\text{--}0.4\text{mm/h}$ 。随着水膜变厚移动速度逐渐变得更加缓慢。

(三)毛管水

土壤颗粒之间形成的孔隙,可以近似地看作细小的毛管。当土壤和液态水接触时,毛管中水气介面成一弯月面,在此面以下的液态水因表面张力作用承受吸持力,该力称为毛管力。土壤中依靠毛管力保持在土壤孔隙中的水分称为毛管水。毛管力的大小与土壤孔隙的直径成反比。一般认为,当土壤孔隙直径大于 8mm 时,毛管作用不明显。当毛管直径为 $0.03\text{--}0.0006\text{mm}$ 时,毛管作用最明显。当毛管直径小于 0.0006mm 时,土壤孔隙为薄膜水所充填。

通常潜水在毛管力的作用下沿着土壤中细小孔隙上升,由此保持在毛管孔隙中的水分称为毛管上升水。当潜水位埋深足够大时,毛管上升水远远不能接近或达到表层土壤,此时降雨或灌溉保持在土壤孔隙中的水分称为毛管悬着水。形成毛管悬着水的原因主要是土壤细孔隙,即毛管各处的截面的直径不等,因此在不同位置的弯月面产生的毛管力是不相等的。悬着毛管水实际上是毛管中水分形成的上下弯月面曲率半径不等引起的毛管力之间的差异造成的。当毛管悬着水达到最大值时的土壤含水量,称为田间持水量,此时的毛管力约在 $0.1\text{--}0.3$ 个大气压的范围内。

(四)重力水

当土壤含水量超过田间持水量时,多余的水分超过土壤颗粒的分子吸引力和毛管力的作用范围,在重力作用下将沿着非毛管孔隙下降,这部分水称为重力水。重力水很少能供植物利用,而且常常会引起肥料流失,抬高地下水位造成土壤盐渍化或沼泽化。重力水又能补给地下水,增加地下水资源。

三、土壤水的能态

土壤水的形态类型只能表明土壤水的存在状态和存在的数量,很难反映土壤水分运动的规律,不能定量研究大气水—地表水—土壤水—地下水之间的相互转换关系。也不能描述土壤—水分—植物—大气系统的循环过程。因此,必须用能量的观点研究土壤水分运动的理论和应用问题。

土壤水和任何物质一样,它所具有的能量可分为动能和势能两部分。土壤水的动能为 $\frac{1}{2}mv^2$,其中 m 为土壤水的质量, v 为土壤水的运移速度。一般情况下土壤水的运移是非常缓

慢的,其动能可以忽略不计。因此通常所说的土壤水的能量是指土壤水的势能,简称土壤水势或土水势。在标准参考状态下的土水势为零。单位数量的土壤水从标准参考状态下移动到某一状态时,若环境对土壤水做了功,则该状态下的土水势为正值;若土壤水对环境做了功,则该状态下的土水势为负值。土水势也可以这样定义,将单位数量的土壤水从某一状态移动到标准参考状态时,若环境对土壤水做了功,则该状态下的土水势为负值;若土壤水对环境做了功,则该状态下的土水势为正值。土水势的两种定义结果是完全一致的。在数值上,土水势的值和所做功的值是相等的。

在研究土壤水分运动时,并不重视土壤水势的绝对值,而是注重考虑土壤水势的差值或土壤水势梯度(即土壤水分运动驱动力)。土壤水的总土水势(也称总水势或总水头)是由各分势组成的,

$$\psi = \psi_m + \psi_g + \psi_p + \psi_s + \psi_t \quad (1.1.4)$$

式中, ψ ——总水势,单位为 Bar、Pa、atm(以往也用 cmH₂O、mmHg 等表示,土壤水势单位换算见表 1.1.1);

ψ_m ——基质势;

ψ_g ——重力势;

ψ_p ——压力势;

ψ_s ——溶质势;

ψ_t ——温度势。

各分势的单位与总水势 ψ 的单位相同。

土壤水势的各分势分别讨论如下。

表 1.1.1 土壤水势单位换算表

Pa	bar	atm	mmHg	cmH ₂ O
1	1×10^{-5}	9.87×10^{-6}	7.50×10^{-3}	1.02×10^{-2}
1×10^5	1	9.87×10^{-1}	7.50×10^2	1.02×10^3
1.01×10^5	1.01	1	7.60×10^2	1.03×10^3
1.33×10^2	1.33×10^{-3}	1.32×10^{-3}	1	1.36
9.80×10	9.80×10^{-4}	9.68×10^{-4}	7.35×10^{-1}	1

(一)重力势 ψ_g

重力势是由于重力场的存在引起的,其大小取决于所论土壤水在重力场的位置。将单位数量的土壤水分从某一位置移动到标准参考状态平面处,其它各项保持不变时,土壤水所做的功即为该位置土壤水的重力势。在实际研究工作中,一般将参考平面选在地表(或地下水面)处,垂直坐标 z 的原点设在参考平面上,并根据需要取向上为正或向下为正。参考平面选定后,土壤水重力势可写为

$$\psi_g = \pm Mgz \quad (1.1.5)$$

式中, M ——土壤水的质量;

g ——重力加速度。

当 z 坐标向上为正时,上式取正号;当 z 坐标向下为正时,上式取负号。可见,位于参考平

面以上各点的重力势为正值,即 $\psi_g > 0$,而位于参考平面以下各点的重力势为负值,即 $\psi_g < 0$ 。

单位质量土壤水分的重力势为

$$\psi_g = \pm g z \quad (1.1.6)$$

单位容积土壤水分的重力势为

$$\psi_g = \pm \rho_w g z \quad (1.1.7)$$

单位重量土壤水分的重力势为

$$\psi_g = \pm z \quad (1.1.8)$$

式中, ρ_w ——土壤水密度。

(二) 基质势

土壤水基质势表征土壤基质对土壤水分的吸持能力,它是由土壤的毛管作用和吸附作用引起的。由于自由水不会有土壤基质的作用,因而以自由水为标准参考状态。单位数量的土壤水分从非饱和土壤中某一点移动到标准参考状态,除土壤基质作用外,其他各项保持不变,则土壤水所作的功为该点土壤水分的基质势。由于在实现上述土壤水的移动时,为了反抗土壤基质的吸持作用,必须对土壤水做功,所以土壤水所做的功实际上是负值。显然,非饱和土壤水的基质势永远是负值,即 $\psi_m < 0$ 。而在饱水情况下,土壤水基质势 $\psi_m = 0$ 。可见土壤水基质势的大小与土壤含水量的关系很大,它是土壤含水量 θ 的函数。土壤水的基质势可以通过负压计等仪器测定(详见第八章)。土壤水基质势是土水势的一个非常重要的分势,它对非饱和土壤水分运动的研究起着重要的作用。

(三) 压力势 ψ_p

压力势是由压力场中压力差的存在引起的。标准参考状态下的压力定义为标准大气压或当地大气压。若土壤中任一点的土壤水所受压力与标准参考状态下的压力存在一个压力差 Δp ,那么单位数量的土壤水由该点移至标准参考状态下,其它各项不变时,该压力差对土壤水分所做的功称为该点的压力势。

对于非饱和土壤水,在一般情况下,考虑到通气孔隙的连通性,各点承受的压力均为大气压,各点之间压力差为零,即各点的压力势 $\psi_p = 0$,但是在非饱和带土壤含水量比较高的位置,可能存在未充水的闭塞孔隙,其中与土壤水相平衡的气压与大气压不同,存在不等于零的压力势(或称气压势)。目前在非饱和带土壤水分运动的研究中,一般忽略此项。

对于饱和土壤水,在潜水面以下 h 深度位置,土壤水所受压力与参考状态下的大气压之间存在压力差。该处单位质量土壤水的压力势为

$$\psi_p = g h \quad (1.1.9)$$

单位容积土壤水分的压力势为

$$\psi_p = \rho_w g h \quad (1.1.10)$$

单位重量土壤水分的压力势为

$$\psi_p = h \quad (1.1.11)$$

因此对于饱和土壤水,压力势 $\psi_p \geq 0$ 。虽然压力势 ψ_p 与土壤基质势 ψ_m 在机理上有本质区别,但是为了将饱和带和非饱和带做为一个完整的系统进行研究,有时把基质势称为负压势或负压水头,而把压力势 ψ_p 和基质势 ψ_m 统称为压力水头 h 。在非饱和带 $h < 0$,饱和带 $h \geq 0$ 。

(四)溶质势 ψ_s

溶质势是土壤水溶液中所有溶质离子和水分子之间存在吸引力引起的,以不含溶质的纯水作为标准参考状态,即溶质势为零。如果土壤中某一点的土壤水含有溶质时,该点的土壤水分就具有一定的溶质势。单位数量的土壤水分从土壤中某一点移至标准参考状态时,其它各项保持不变,仅仅由于土壤水溶液中溶质离子的作用,土壤水所做的功称为该点土壤水的溶质势。由于实施上述移动时,必须克服土壤水溶液溶质离子和水分子之间的引力对土壤水做功,所以溶质势 $\psi_s < 0$ 。

溶质势的表达式为

$$\psi_s = - \frac{c}{\mu} RT \quad (1.1.12)$$

式中, c ——土壤溶液浓度(g/cm^3);

R ——气体常数;

T ——热力学温度;

μ ——溶质的摩尔质量(g/mol),数值上等于溶质的分子量;

c/μ ——摩尔表示的溶液浓度(mol/cm^3)。

由式(1.1.12)可知,溶质势与溶液浓度和热力学温度成正比,而与溶液的种类无关。一般情况下,土壤中不存在半透膜,所以土壤水溶质势对土壤水分运动无显著影响。

(五)温度势 ψ_t

温度势是由温度场的温度差引起的,土壤中某一点土壤水分的温度势是由该点与标准参考状态的温度差决定的。温度势可以表示为

$$\psi_t = - Se \Delta T \quad (1.1.13)$$

式中, Se ——单位数量土壤水分的熵值;

ΔT ——温度差。

由于温度差对土壤水分通量的影响较小,因此在研究土壤水分运动时,通常对土壤水温度势忽略不计。

在研究土壤水分运动的实际工作中,土水势的五个分势并不是同等重要的,往往忽略掉溶质势和温度势。对于非饱和和土壤水分运动的研究,一般也不考虑压力势,总水势 ψ 由基质势 ψ_m 和重力势 ψ_g 组成,即

$$\psi = \psi_m \pm \psi_g \quad (1.1.14a)$$

或

$$\psi = \psi_m \pm z \quad (1.1.14b)$$

对于饱和土壤水分运动的研究,基质势 $\psi_m = 0$,总水势(总水头)由压力势 ψ_p (或压力水头

h)和重力势 ψ_g 组成

$$\psi = \psi_g \pm z \quad (1.1.15a)$$

或

$$\psi = h \pm z \quad (1.1.15b)$$

为了把饱和土壤水和非饱和土壤水分运动的研究有机的结合起来,若以水头表示,基质势也可以用压力水头 h 表示。这样公式(1.1.15b)对饱和土壤水和非饱和土壤水分运动都能适合。

实际上,在非饱和土壤水分运动研究中,确定总水势 ψ ,关键就是测量土壤水基质势 ψ_m 。关于基质势的测量技术将在第八章详细论述。

第二节 土壤水分运动

一、非饱和土壤水流运动的达西定律

土壤是一种孔隙介质,在自然界水循环过程中,地表以下的水在土壤孔隙中存储和运移。当土壤全部孔隙充满水时,土壤中水分处于饱和状态,称该区域为饱水带或饱和带。当土壤孔隙未被充满水时,土壤中的水分处于非饱和状态,该区域称为非饱和带或包气带。

1856年,Darcy通过饱和沙层的渗透试验获得了水分通量 q 和水力梯度成正比的达西定律,即

$$q = K \frac{\Delta H}{L} \quad (1.2.1)$$

式中, q ——通量,即单位时间内通过单位断面面积的水量。单位和速度单位相同;

L ——渗流路径的直线长度;

ΔH ——渗流路径 L 始末断面之间的总水头差;

K ——孔隙介质透水性能综合比例系数,称为渗透系数或饱和导水率。

对于非均质土壤或非恒定流动情况,由于水势沿流程呈非线性变化,达西定律可表示为微分形式

$$q = -K \frac{dH}{dL} \quad (1.2.2)$$

式中,负号表示水流方向与水势梯度方向相反。

对于三维空间的水流运动,达西定律表示为

$$q = -K \nabla H \quad (1.2.3)$$

式中, ∇ ——nabla算子,即

$$\nabla = i \frac{\partial}{\partial x} + j \frac{\partial}{\partial y} + k \frac{\partial}{\partial z}$$

式中, x, y, z ——分别为垂直坐标系中三个坐标;

i, j, k ——分别为三个坐标方向的单位向量。

达西定律是地下水运动遵循的一个基本定律。许多文献指出,达西定律只适用于层流状态,当水流呈紊流状态时,通量和水势梯度的关系不再是线性的,即上述达西定律的表达式不

再适用。另一种情况是,当流速极低和在微细孔中流动时,也可能出现偏离达西定律的情况。

非饱和土壤水分运动和饱和土壤水分运动一样,水分从水势高处向水势低处运动,水势梯度是土壤水分运动的驱动力。一般认为,在许多情况下,达西定律同样适用于非饱和土壤水分运动。这一事实已被 Richards 的实验所证明。非饱和水流达西定律形式为

$$q = -K(\theta) \nabla \psi \quad (1.2.4a)$$

或

$$q = -K(\psi_m) \nabla \psi \quad (1.2.4b)$$

式中, $K(\theta)$, $K(\psi_m)$ ——分别是以土壤含水量和基质势为自变量的非饱和土壤导水率;

ψ ——土壤水势。

从形式上看,饱和水流的达西定律和非饱和水流的达西定律相同,但是两者的水势和导水率的含义和特点不同。

虽然非饱和土壤水分运动和饱和土壤水分运动都是由于土壤水势梯度引起的,但是两种土壤水的水势组成是不同的。对于饱和带任一点的水势由重力势 ψ_g 和压力势 ψ_p 组成,它们分别由该点相对参考平面的高度和水位以下的深度来确定。对于非饱和土壤水,一般不考虑溶质势、温度势和气压势。所以任一点的土壤水势由重力势 ψ_g 和基质势 ψ_m 组成。土水势除了与相对参考平面的高度有关外,还与土壤的干湿程度有关。

导水率也是非饱和土壤水分运动和饱和土壤水分运动的重要区别之一。对于饱和土壤水分运动,所有孔隙都充满水,并可以导水,因此土壤导水率是饱和导水率,其值高并且是常数。对于非饱和土壤水分运动,土壤中一部分孔隙充气,特别是大的孔隙首先充气,使导水孔隙大大减少,即水流通导减少(实际过水断面面积减少),水流实际流程增加,水流在小孔隙中流动时受到薄膜水层的粘滞,土壤导水率显著下降。故非饱和土壤导水率的值低于饱和导水率的值,而且它是土壤含水量或基质势的函数,随着土壤含水量或基质势的减小非饱和土壤导水率的值急剧减小。当土壤基质势 ψ_m 从零减小至 -100kPa 时,非饱和土壤导水率 $K(\psi_m)$ 可减小几个数量级,甚至会降低到饱和土壤导水率的 10^{-5} 或更小。

二、土壤水分运动基本方程

土壤水分运动遵守达西定律和质量守恒原理。质量守恒原理在多孔介质中水流运动的具体应用是连续性方程。当土壤水不可压缩时,连续性方程可表示为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \quad (1.2.5a)$$

或

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \nabla \cdot q \quad (1.2.5b)$$

将非饱和水流运动达西定律代入上式,即可得到非饱和土壤水分运动基本方程:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot [K(\theta) \nabla \psi] \quad (1.2.6)$$

即

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K_x(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_y(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] \quad (1.2.7)$$

假定土壤为各向同性,那么 $K_x(\theta) = K_y(\theta) = K_z(\theta) = K(\theta)$ 。对于非饱和土壤水分运动,

总水势 ψ 由基质势 ψ_m 和重力势 ψ_g 组成, 取单位重量土壤水分的水势, 则 $\psi = \psi_m \pm z$, 将此关系式代入式(1.2.7)得

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] \quad (1.2.8)$$

式(1.2.8)就是非饱和土壤水分运动的基本方程式。为了适用于各种实际问题, 使问题分析比较简单, 土壤水分运动基本方程可以表示为基质势、含水量等为因变量的形式。

(一)以基质势为因变量的基本方程

非饱和土壤导水率 K 和比水容量 C 可以表示为基质势的函数, 即 $K(\psi_m), C(\psi_m)$ 。这时, 基本方程(1.2.8)可以改写为以基质势为因变量的基本方程

$$C(\psi_m) \frac{\partial \psi_m}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(\psi_m) \frac{\partial \psi_m}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K(\psi_m) \frac{\partial \psi_m}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi_m) \frac{\partial \psi_m}{\partial z} \right] + \frac{\partial K(\psi_m)}{\partial z} \quad (1.2.9a)$$

或记为

$$C(\psi_m) \frac{\partial \psi_m}{\partial t} = \nabla \cdot [K(\psi_m) \nabla \psi_m] + \frac{\partial K(\psi_m)}{\partial z} \quad (1.2.9b)$$

若为一维垂向流动, 可简化为

$$C(\psi_m) \frac{\partial \psi_m}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi_m) \frac{\partial \psi_m}{\partial z} \right] + \frac{\partial K(\psi_m)}{\partial z} \quad (1.2.10)$$

以上各式中 $C(\psi_m) = \frac{\partial \theta}{\partial \psi_m}$ 。

(二)以土壤含水量 θ 为因变量的基本方程

以土壤含水量 θ 为因变量, 基本方程(1.2.8)可以改写为以下形式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1.2.11a)$$

或表示为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot [D(\theta) \nabla \theta] + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1.2.11b)$$

对于一维垂向流动, 可简化为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1.2.12)$$

式中, $D(\theta)$ 为非饱和土壤水的扩散率, 定义为非饱和导水率 $K(\theta)$ 与比水容量 $C(\theta)$ 的比值, 即

$$D(\theta) = \frac{K(\theta)}{C(\theta)} = K(\theta) \left/ \frac{d\theta}{d\psi_m} \right. \quad (1.2.13)$$

另外, 还有以 x 或 z 位置坐标为因变量以及以某一参数为因变量的基本方程。

不同形式的基本方程表达式, 有其各自的特点和应用条件, 如以基质势 ψ_m 为因变量的基本方程, 最突出的优点是适用于饱和-非饱和系统水流问题的求解。也可用于分层土壤的水分运动计算。但是非饱和土壤导水率 $K(\theta)$ 随着土壤基质势变化范围太大, 增加了方程运用的难度。以土壤含水量 θ 为因变量的基本方程, 非饱和扩散率 $D(\theta)$ 值随土壤含水量的变化范围较导水率要小得多。用方程求解土壤含水量的时空变化也较符合人们使用习惯。但是对求解饱和-非饱和流动问题以及对层状土壤中水分运动问题均不适用。

由于滞后作用, 土壤含水量和基质势不是单值函数, 土壤吸湿过程和土壤脱湿过程不相