



中国生态系统研究网络丛书

豫北平原农业生态系统研究

(第2集)

徐富安 周凌云 主编

气象出版社

《中国生态系统研究网络丛书》编辑委员会

主任:孙鸿烈

委员:(以下按姓氏笔画为序)

王明星 孙鸿烈 孙九林

陈宜瑜 沈善敏 陆亚洲

张新时 赵士洞 赵其国

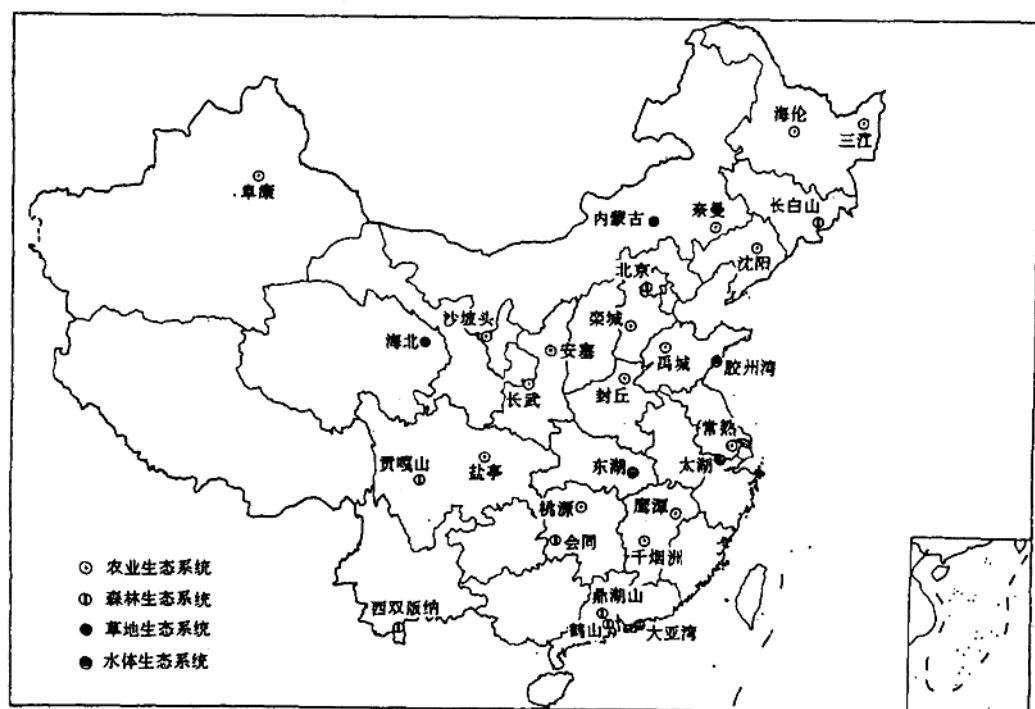
钱迎倩 唐登银

秘书:王群力

《中国生态系统研究网络丛书》序

中国科学院自 1949 年建院以来,陆续在全国各重要生态区建立了 100 多个以合理利用资源,促进当地农业、林业、牧业和渔业发展,以及观测和研究诸如冰川、冻土、泥石流和滑坡等一些特殊自然现象为目的的定位研究站。在过去几十年中,这些站无论在解决本地区资源、环境和社会经济发展所面临的问题方面,还是在发展生态学方面,都发挥了重大的作用。

自本世纪 80 年代以来,一方面由于地球系统科学的出现与发展,特别是由于国际地圈-生物圈计划(IGBP)的提出与实施;另一方面,由于日益严重的全球性资源、环境问题所造成的压力,使生态学家们提出了以从事长期、大地域尺度生态学监测和研究为目的的国家、区域乃至全球性网络的议题。就是在这种背景下,中国科学院从已有的定位研究站中选出条件较好的农田、森林、草原、湖泊和海洋生态系统定位研究站 29 个(见中国生态系统研究网络生态站分布图),并新建水分、土壤、大气、生物和水域生态系统 5 个学科分中心及 1 个综合研究中心,于 1988 年开始了筹建“中国生态系统研究网络(英文名称为 Chinese Ecosystem Research Network,缩写为 CERN)”的工作。目前,中国科学院所属 21 个研究所的千余名科技人员参与了该网络的建设与研究工作。



中国生态系统研究网络生态站分布图

网络筹建阶段的中心任务,是完成CERN的总体设计。1988~1992年的5年间,在中国科学院、国家计委、财政部和国家科委的领导与支持下,来自我院各有关所的科技人员,详细研究了生态学的最新发展动向,特别着重研究了当代生态学研究网络所提出的种种新的要求;了解了世界上已有的或正在筹建的各个以长期生态学监测和研究为目标的网络的设计和执行情况;特别是分析了“美国长期生态学研究网络(英文名称为 U. S. Long-Term Ecological Research Network,缩写为 U. S. LTER Network)”的发展过程,注意吸取了它的经验和教训;同时,结合我国的具体情况,经过反复推敲,集思广益,于1992年底完成了网络的设计工作,并开始建设。

与其他网络相比较,CERN的设计有如下特征:在整个网络的目的性方面,强调网络的整体性和总体目标,强调直接服务于解决社会、经济发展与资源、环境方面的问题;在观测方面,强调观测仪器、设备和观测方法和标准化,以便取得可以互比的数据;在数据方面,强调数据格式的统一和数据质量的控制、数据共享和数据的综合与分析;在研究方法上,强调包括社会科学在内的多学科参与的综合研究,强调按统一的目标和方法进行的,有多个站参与的网络研究。

几年来,通过国内、外专家的多次评议,肯定了上述设计的先进性和可行性,这为CERN的总体目标和各项任务的实现奠定了可靠的基础。

CERN的长期目标是以地面网络式观测、试验为主,结合遥感、地理信息系统和数学模型等现代生态学研究手段,实现对我国各主要类型生态系统和环境状况的长期、全面的监测和研究,为改善我国的生存环境,保证自然资源的可持续利用及发展生态学做贡献。它的具体任务是:

1. 按统一的规程对我国主要类型农田、森林、草原、湖泊和海洋生态系统的重要生态学过程和水、土壤、大气、生物等生态系统的组分进行长期监测;
2. 全面、深入地研究我国主要类型生态系统的结构、功能、动态和持续利用的途径和方法;
3. 为各站所在的地区提供自然资源持续利用和改善生存环境的优化经营样板;
4. 为地区和国家关于资源、环境方面的重大决策提供科学依据;
5. 积极参与国际合作研究,为认识并解决全球性重大资源、环境问题做贡献。

为了及时反映该网络所属各生态站、分中心和综合研究中心的研究成果,CERN科学委员会决定从1994年起设立出版基金,资助出版《中国生态系统研究网络丛书》。我们希望该丛书的问世,将对认识我国主要类型生态系统的基本特征和合理经营的途径,对促进我国自然资源的可持续利用和国家、地区社会经济的可持续发展,以及对提高生态学的研究水平发挥积极作用。



1995年4月16日

前 言

近 50 年来,豫北地区粮食亩产由不足 50kg 上升到 300kg 以上。以粮食生产为代表的农业产业有了长足的进展。这不仅与国家的正确政策和资金投入有关,也与长期的科技投入有关。对限制农田生态系统产出效率的盐碱、土壤缺乏营养元素等障碍因子的认识和防治,优良种子资源的推广应用,灌溉条件的改善等等使农业生产持续发展。但是,实践表明,随着生产进展,旧的生态环境问题获得解决的同时,又会产生一些新的生态环境矛盾。目前水资源超采,农田营养元素消长失衡,农田温湿环境变迁,有害生物种群消长的激变,污染物对水体、土体的侵入等等问题已紧迫地呈现在人们面前。因此,对本地区生态系统演变规律及其与生产力和环境影响的深入研究是十分必要的。它是使本地区实现农业高产与资源可持续利用、环境生态良性循环的统一所必须。这对一个人多地少、资源不足的农区更为重要。

本论文集收集了中国科学院封丘农业生态实验站在承担“九五”课题以来获得的主要成果。该站“九五”期间承担了国家科技攻关,中科院生态网络研究,中科院农业综合开发,国家重大基金研究,国际合作等多项重点研究任务。本论文集反映了近 3 年来围绕豫北平原农业生态系统结构功能及提高生产力途径;农业综合开发的配套技术研究等方面的基础研究和应用技术研究成果。

本论文集共收集了 39 篇论文,分为四个部分。

第一部分为“土壤水动力学与生态环境”。重点介绍了 SPAC 系统中水及溶质等物质运移规律及其影响因素的研究成果。这些定量研究成果对深入揭示水、肥、盐的迁移规律及其与作物生长和环境关系是十分有益的。

第二部分为“农田生态系统生产力及其影响因素”。集中介绍了栽培方式、水分、养分等因素对农田生态系统生产力影响,及进一步提高资源产出效率的途径。

第三部分为“区域发展与资源的可持续利用”。通过对生态系统长期观察研究,论述了伴随着区域农业发展而出现的新的环境生态问题及其对策,为农业可持续发展提供思路。

第四部分为“农业技术开发和应用”。重点介绍了新型肥料及节水灌溉监控系统等新技术示范应用,为农业持续发展提供配套技术。

在编辑过程中,傅积平、张佳宝、杨劲松、李德平、徐绍辉、王慎强、汪金舫、陈德明等同志提供了宝贵的意见。李欣同志做了大量细致的工作。谢佩珠、黄翠琴二位同志为文集绘制了插图。在此一并感谢。

由于编者水平所限和时间仓促,文集必然存在不少缺点和问题,敬请读者批评指正。

编者

1999年4月

目 录

《中国生态系统研究网络丛书》序

前言

一、土壤水动力学与生态环境

模拟土壤中优势流现象的几种模型的比较研究	徐绍辉、张佳宝(1)
入渗过程中的溶质迁移	陈志雄、周凌云、徐梦熊、阮立山(7)
分形理论在不同土壤对优势流敏感性研究中的应用	程竹华、张佳宝(25)
作物根系吸水对土壤水盐运动的影响及其数学模型	尤文瑞、肖振华、孟繁华、张丽君(31)
土壤蒸发作物蒸腾强度的影响因素及其定量计算方法	张丽君、肖振华、孟繁华、尤文瑞(39)
作物生长条件下土壤水盐运动的数学模型	肖振华、孟繁华、张丽君、尤文瑞(46)
灌溉水质对土壤水力性质和物理性质的影响	肖振华、万洪富(54)

二、农田生态系统生产力及其影响因素

封丘地区玉米、小麦的耗水规律及其若干影响因素研究	赵炳梓、徐富安(61)
水肥(N)条件对小麦、玉米 N、P、K 吸收的影响	赵炳梓、徐富安(68)
水肥(N)双因素下的小麦产量及水分利用率	赵炳梓、徐富安、周刘宗、徐梦熊(74)
矿化水灌溉下小麦和甜菜的离子吸收特性、产量和品质	李加宏、俞仁培(78)
我国干旱半干旱地区灌溉水质分类分级研究	肖振华、万洪富、唐万龙(85)
小麦—玉米轮作种植方式下的高产施肥模式研究	汪金舫、李德平、李阿荣(94)
潮土施肥制度对土壤物理性状影响初报	李 欣、徐富安、赵炳梓、钦绳武(97)
测坑土壤结构以及对水分动态影响	阮立山(104)
泡桐蒸腾耗水规律的研究	杨 修、杨长群、武本玉(110)
锰在潮土中的化学形态转化和影响因子研究	汪金舫、刘 铮(113)
黄河背河洼地水稻高产群体结构研究	陈学良、李子先、宋荣华(117)
瓦碱的改良(一)碱化土壤养分和生化性质的变化	张绍德、俞仁培(123)
瓦碱的改良(二)碱化土壤物理和化学性质的变化	张绍德、俞仁培(130)

三、区域发展与资源的可持续利用

封丘地区粮食生产水分利用效率历史演变及其潜力分析	徐富安、赵炳梓(137)
豫北地区水分生态环境要素演变及其原因初探	徐富安、赵炳梓(145)
河南农业的现状和可持续发展研究	王慎强、蒋其璠、逢焕成(151)
华北平原土壤水文状况及其评价	陈志雄、周凌云(158)
浅论土壤水资源	陈志雄、周凌云(161)
黄淮海中部平原水资源失衡问题与对策	周凌云、陈志雄(168)
黄淮海平原农业持续高产的潜在土壤钾素亏缺问题与补钾工程技术	张佳宝(172)

封丘县潘店乡土壤肥力现状及评价	赖辉比、李淑秋、傅积平(179)
封丘地区粮食高产不同栽培模式的初步研究	阮立山、逢焕成(190)

四、农业技术开发与应用

棉铃虫病毒杀虫剂研究和应用新进展	张忠信、孙修炼、张光裕(194)
微机节水灌溉管理系统的监测参数选择与软件编程要求	徐富安(201)
GenaMap 在建立封丘生态站图形库中的技术(一)	
——GenaMap 与 Ca134480 数字化仪的软件连接	唐万龙、杨爱平(208)
GenaMap 在建立封丘生态站图形库中的技术(二)	
——从 Ca134480 数字化仪上采集地图数据	唐万龙(216)
黄河背河洼地区水稻复合药肥的试验研究与增产效益	
..... 蔡阿兴、蒋正琦、宋荣华、吴素芝、赵秀敏、常运诚(227)	
涂层尿素在农业综合开发项目区推广应用	石万普、张 杰、花建明(233)
优质果树的栽培与示范研究	李德平、张家勋(237)
农药肥料的配制和试验	李德平、汪金舫(242)
叶面肥的应用研究	李阿荣(246)
毛细真空式土壤湿度计	徐富安(249)
NT—2 型微机节水灌溉指导系统简介	徐富安(254)

一、土壤水动力学与生态环境

模拟土壤中优势流现象的几种模型的比较研究

徐绍辉 张佳宝

(中国科学院南京土壤研究所, 南京 210008)

摘 要 本文详细地比较了模拟土壤中优势流的几种方法的优缺点, 并对未来优势流的研究作了展望。

关键词 土壤 优势流 模型

土壤中的优势流(Preferential flow)是指土壤在整个入流边界上接受补给, 但水分和溶质绕过土壤基质, 只通过少部分土壤体的快速运移。

土壤中优势流的存在, 降低了作物对水和养分的可利用性。同时, 由于同土壤基质接触的面积小、时间短, 使得许多污染物来不及降解就快速向下运移, 从而增加了污染地下水的危险性。

使用平均运移参数的模拟模型已被广泛用来预测水和溶质通过非饱和土壤的运移(Gee等, 1991; Van Genuchten, 1991)。然而, 在模型计算的结果和实际田间测量之间常常出现差异(Jury 和 Fluhler, 1992)。这是因为, 建立在 Richards 方程和对流-弥散方程基础上的模拟模型, 其中所用的流速是平均流速, 它表示了水和溶质在非饱和土壤中运移时的所有路径, 而体现不出能使水和溶质快速运移的优势路径。尽管土壤中优势流的定量研究非常困难, 但人们还是提出了许多方法来模拟它。常见的有以下几种模型:

1 可动-不可动(mobile-immobile)模型

该模型是由 Coats 和 Smith(1956)首先提出的, 后来被 van Genuchten 及其合作者(van Genuchten 和 Wierenga, 1976, 1977; Van Genuchten, 1976)把它应用到土柱中的溶质运移问题。在模型中, 湿润的空隙空间由两部分组成: 一是可动的水分含量 Q_m (水通过它流动), 二是不可动的水分含量 $Q_{im} = Q - Q_m$ (含有停滞水)。对这个系统来说, 溶质的浓度分为可动区域中的平均浓度 c_m 和不可动区域中的浓度 c_{im} 。溶质在可动区域中的运移是一对流-弥散过程, 而且以有限速率扩散方式与不可动区域进行溶质的交换。

对非反应性溶质来说, 其质量守恒方程可写为(假定 J_w, Q_m, Q_{im}):

$$Q_m \frac{\partial c_m}{\partial t} + Q_{im} \frac{\partial c_{im}}{\partial t} = D_e \frac{\partial^2 c_m}{\partial z^2} - J_w \frac{\partial c_m}{\partial z} \quad (1)$$

式中 D_e 为弥散系数; J_w 为土壤水通量速率; 其它符号同前。

土壤中溶质的总浓度为: $c_T = Q_m c_m + Q_{im} c_{im}$

可动区域与停滞区域之间有限速率的质量转换在模型中表示为:

$$Q_{im} \frac{\partial c_{im}}{\partial t} = \alpha (c_m - c_{im}) \quad (2)$$

式中 α 是速率系数。式(2)表明,贮存于不可动区域中的溶质的变化速率与两个区域中的浓度差成比例。这样,当溶质以一个脉冲加入到土壤中时,它首先从可动区域扩散到停滞区域中,然后,在脉冲通过系统后,再返回到可动区域中。

用该模型来模拟优势流的难点之处在于速率系数 α 的确定问题。 α 值的变化范围很大,它对溶质浓度的计算有比较大的影响。

另外,在可动-不可动概念的基础上,Skopp 等(1981)发展了一种二流域(two-flow domain)模型,它实际上可看作是双重空隙概念的应用。一个区域代表土壤基质(微空隙),另一个区域表示土壤中的大空隙,水和溶质在该区域中的运移比前者要快得多,而且,基质区域中的水和溶质还要流入大空隙区域中。我们把在大空隙中的快速流动用 F 表示;在土壤基质中的慢速流动用 S 表示。整个土壤系统通过流速(V_F, V_S)、水分含量(Q_F, Q_S)、溶质浓度(c_F, c_S)和弥散系数(D_F, D_S)来表征。

两个区域由一个相互反应项 Γ 联系起来:

$$\Gamma = \alpha (c_F - c_S) \quad (3)$$

当 $\Gamma = 0$ 时,该模型简化为空隙簇模型;随着 Γ 的增加,二流域模型趋近于传统的单域对流弥散模型;而当 V_s 等于零时,该模型也可简化成可动-不可动模型。

两个区域中的对流弥散方程可写为:

$$\frac{\partial c_F}{\partial t} = D_F \frac{\partial^2 c_F}{\partial z^2} - V_F \frac{\partial c_F}{\partial z} - \frac{\alpha}{Q_F} (c_F - c_S) \quad (4)$$

$$\frac{\partial c_S}{\partial t} = D_S \frac{\partial^2 c_S}{\partial z^2} - V_S \frac{\partial c_S}{\partial z} - \frac{\alpha}{Q_S} (c_S - c_F) \quad (5)$$

式中 α 是两个水流区域间的一阶转换系数(T^{-1})。

对于大空隙区域中的快速流($i = F$)和土壤基质区域中的慢速流($i = S$),其初始和边界条件可表述为:

$$c_i = 0 \quad t = 0, 0 < z < L \quad (6)$$

$$V_i c_{i0} = -D_i \frac{\partial c_i}{\partial z} + V_i c_i \quad z = 0, 0 < t < t_p \quad (7)$$

$$0 = -D_i \frac{\partial c_i}{\partial z} + V_i c_i \quad z = 0, 0 < t < t_p \quad (8)$$

$$\frac{\partial c_i}{\partial z} = 0 \quad z = L, t > 0 \quad (9)$$

通过引进下列比率:

$$\beta = \frac{Q_F}{Q} \text{ 和 } \gamma = \frac{V_F}{V_S} \quad (10)$$

$$\text{有 } V = \beta V_F + (1 - \beta) V_S \text{ 和 } c = \frac{c_F \beta \gamma + c_S (1 - \beta)}{\beta \gamma + (1 - \beta)} \quad (11)$$

式中 θ 为总的体积水分含量; V 是平均空隙水流速(LT^{-1}); c 是平均溶质浓度(ML^{-3})。在上式中, t_p 为地表面处脉冲注入持续时间(T); L 是地下某一指定深度(L)。

虽然二流域模型在概念上简单易懂,在预测能力方面也有大的改善,但由于两个区域各需

要许多参数来描述水和溶质在其中的运移,而这些参数并不能方便地独立测定,特别是在野外条件下,这就大大地限制了该方法的应用。

2 运动波(kinematic wave)模型

它是由 Germann 和 Beven(1985)在二流域(two-flow domain)模型概念的基础上发展起来的。第一个区域是土壤基质,水在其中一般受毛细力的控制,因而可以应用 Darcy-Richards 方程;第二个区域是土壤的大空隙系统,水只在重力下运动通过该区域,大空隙流可以用运动波理论来解决。在运动波理论中,包括一个与大空隙流有关的汇函数,在入渗期间,水从大空隙系统渗入到土壤基质中,围绕大空隙系统的土壤基质起着吸附边界的作用。

对于包含一个汇函数(该汇函数意指把水吸附进土壤基质中)、沿着大空隙的垂向水流的运动波方法的质量守恒方程为:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + v \frac{\partial q}{\partial z} + vrQ = 0 \quad (12)$$

式中 q 是体通量密度(LT^{-1});是运动波速率(LT^{-1}); r 是吸附函数(T^{-1}); Q 为大空隙体积水分含量(L^3/L^3)。

在 q 和 Q 之间存在下列关系:

$$q = bQ^a \quad (13)$$

运动波流速可表示为:

$$v = \frac{dq}{dQ} = ab \frac{1}{a} Q^{\frac{a-1}{a}} = abQ^{(a-1)} \quad (14)$$

吸附函数具有下列形式:

$$r = - \frac{1}{Q} \frac{dQ}{dt} \quad (15a)$$

应用链式法则可以得到:

$$r = - \frac{1}{aq} \frac{dq}{dt} \quad (15b)$$

湿润锋以速率 v_w 到达深度 z_w , 速率 v_w 可表示为:

$$v_w = \frac{q}{Q_w} = b \frac{1}{a} Q_w^{\frac{a-1}{a}} = bQ_w^{a-1} \quad (16)$$

式中 Q_w 是湿润锋处的水分含量,式中 a 、 b 都是待求的常数。

该模型的缺点是大空隙系统中的体积通量密度、水分含量以及所涉及到的参量的确定都很困难。

3 水力传导率的分片线性近似数值模型(numerical model)

为了描述非饱和土壤中存在优势流情况下的溶质运移问题, Steenhuis 等(1990)提出了一种数值模型。他们认为,水和溶质在流动路径中基本上是以重力为主要驱动力作垂向运移。模型是建立在下面两个基本且重要的假定基础上:一是每个空隙组中的水力传导率是其水分含量的线性函数;二是尽管与基质势梯度有关的力和重力相比并不是必然可以忽略的,但仍假定水力梯度是近似为 1 的常数。Steenhuis 模型的基本思想是:把作为水分含量函数的水力传导率进行分段线性近似,来识别流动路径(或空隙组),使水以独特的流速运移。通过以这样的

方式选择线性近似,即在某一空隙组中的流速是其相邻空隙组中流速的整数倍,那么,就可以获得水和溶质以优势流运移的一个简单的数值解。空隙组间溶质交换的特征可以根据被模拟系统本身的要求加以改变。当空隙组间的溶质完全混合时,数值模型就简化成对流-弥散方程;如果空隙组间没有混合,也就是空隙组间没有溶质的交换,则模型变为空隙簇模型。

建立在上述假定基础上的质量守恒方程为:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial z} = -A \quad (17)$$

式中 A 是每单位体积土壤的汇项; Q 是体积水分含量; q 是单位面积上的平均通量; t 是时间; z 是空间坐标(以地面为原点,向下为正)。

由链式求导法则和前面的假定,式(17)中的第二项可写为:

$$\frac{\partial q}{\partial z} = \beta \frac{dk(Q)}{dQ} \frac{\partial Q}{\partial z} \quad (18)$$

式中 β 是水力梯度(假定为常量,在实际应用中,当以重力为主时,接近于 1); $k(Q)$ 是水力传导率。

根据每个空隙组中的水力传导率是其水分含量的线性函数这一假定条件,对 $M_{i-1} < Q < M_i$, 水力传导率可表示为:

$$k_i(Q) = K_{i-1} + (K_i - K_{i-1}) \frac{Q - M_{i-1}}{M_i - M_{i-1}} \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (19)$$

式中 n 是可移动水空隙组的数目; M_i 是对水力传导率函数进行分片线性近似的第 i 片(组)的水分含量的上限; K_i 是分片线性近似的第 i 组水力传导率值的上限; K_n 是最大空隙组中的水力传导率的上限值或饱和水力传导率(k_s); M_n 是饱和水分含量(Q_s)。

对停滞水而言,即 $0 < Q < M_0$, 有

$$k_0(Q) = 0 \quad (20)$$

式中 M_0 是土壤中停滞水水分含量的上限。

每个空隙组中水和溶质的运移速度为:

$$v_i = \beta \frac{K_i - K_{i-1}}{M_i - M_{i-1}} \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (21)$$

$$v_0 = 0 \quad (22)$$

第 i 组空隙中的水量一般地可表示为:

$$m_i \leq M_i - M_{i-1} \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (23)$$

假设已建立了一个长度为 Δx 的固定网格,那么,任一空隙组中的水通过 Δx 距离所需的时间为:

$$t_i = \frac{\Delta x}{v_i} \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (24)$$

从上式可以看出,第 n 组空隙中所用时间 t_n 最短,它在优势流模型中被用作基本时间步长。而其它时间间隔 t_i 总是 t_n 的整数倍。

利用以上各式,就可进行土壤中水和溶质优势运移的计算。

Steenhuis 模型,由于要求某个空隙组中的流速是其相邻空隙组中流速的整数倍,这有很大的约束性,限制了空隙组的最大数,因而得到的解很粗糙。

4 两阶段(two-phase)模型

该模型是由 Jurg Hosang(1993)提出的。他把在有水入渗情况下,优势流的形成分为两个阶段:第一阶段,只有少量的水缓慢入渗,使水分再分布,在此阶段不产生优势流。第二阶段,大量的水快速入渗并产生优势流。在这两个阶段,都可用 Richards 方程来描述水的流动,只不过是后一阶段的水力传导率比前一阶段的大而已。这个模型做了三个基本假设:(1)如果降水分别超过或低于某一临界强度,优势流则瞬时产生或停止;(2)优势流向推进的深度和临界降水强度不随时间变化;(3)野外测定的结果充分反映了在不同深度上优势流效应比(2)中所给出的临界深度要大。

两阶段模型的具体数学表达式为:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_d(\Psi) \left(\frac{\partial \Psi}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad (25)$$

$$d = \begin{cases} 1, 0 \leq q(t) < q_{crit}, 0 \leq z < z_{crit} \\ 2, q(t) \geq q_{crit}, z \geq z_{crit} \end{cases} \quad (26)$$

式中 Q 是体积水分含量; K 是水力传导率; Ψ 是基质势; z 是深度(向下为正); t 为时间; 指标 d 是指前面定义的两个阶段; q 是土壤表面通量条件; q_{crit} 为临界降雨强度, 超过该值将产生优势流; z_{crit} 开始发生优势流的深度。

为了解方程(1-4-25), 式中的水力函数 $Q(\Psi)$ 和由 Van Genuchten 模式给出:

$$Q(\Psi) = S(\Psi)(Q_s - Q_r) + Q_r \quad (27)$$

$$\text{式中 } S(\Psi) = \left[\frac{1}{1 + (\alpha\Psi)^n} \right]^m \quad (28)$$

$$\text{而 } m = 1 - \frac{1}{n} \quad (29)$$

$$K_d(\Psi) = K_r(\Psi) K_{sd} \quad (30)$$

$$K_r(\Psi) = \frac{\{1 - (\alpha\Psi)^{n-1} [1 + (\alpha\Psi)^n]^{-m}\}^2}{[1 + (\alpha\Psi)^n]^{\frac{m}{2}}} \quad (31)$$

式中 Q_r 和 Q_s 分别为剩余和饱和体积水分含量值; K_s 为饱和水力传导率; α , n 和 m 为参数。

两阶段模型简单易懂, 可操作性强, 两个阶段都可用 Richard 方程来模拟。但它也存在一些不足, 如两个阶段的划分及临界入渗强度的确定任意性大, 难以把握; 第二阶段是否仍可用 Richard 方程来描述, 证据不足等。

总之, 优势流的模拟还处于初期阶段, 许多方面还很不成熟, 几种模型都有这样或那样的缺陷, 需要人们在发展新的观测技术, 获取大量的野外和室内试验的基础上, 更加准确地描述、刻画优势流, 并进一步地建立新的模型, 以便合理地模拟优势流。

参 考 文 献

- [1] Beven, K., and Germann, P. (1982) Macropores and water flow in soils. Water Resour. Res., Vol. 18, 1311-1325
- [2] Brusseau, M. I., and Rao, P. S. C. (1990) Modeling solute transport in structured soils: A review. Geoderma 46, 169-192

- [3] Jury Hosang (1993) Modeling preferential flow of water in soils – a two – phase approach for field condition. *Geoderma* 58, 149—163
- [4] Jury. W. A. and K. Roth etc. (1990) Evaluating role of preferential flow on solute transport through unsaturated field soils. Field – scale water and solute flux in soils
- [5] Skopp. J. , Gardner. W. R. and Tyler. E. J. (1981) Solute movement in structured soils: two – region model with small interaction. *J. soil sci. soc. Am.* , 45; 837—842
- [6] Steenhuis. T. S. , Parlange. J – Y. and Andreini. M. S. (1990). A numerical model for preferential solute movement in structured soils. *Geoderma* 46, 193—208

入渗过程中的溶质迁移

陈志雄 周凌云 徐梦熊 阮立山

(中国科学院南京土壤研究所, 南京 210008)

摘 要 本研究拟用一个经实验室验证的物理性非平衡模型模拟田间的溶质迁移过程, 以其模拟结果与一个大型原状土柱的试验结果加以比较, 以确定该模型的适用程度, 从而探讨它在实际应用的可能性。试验结果表明, 田间土壤的溶质迁移既有一定的规律性, 又有一定的随机性。 NH_4^+ 绝大部分被表层土壤吸附, Cl^- 则随水移动, 是指示溶质迁移的良好示踪剂。不论实验室人工土壤系统或田间土壤系统, 都含有一定比重的不流动水体, 他们影响溶质迁移过程, 使其穿透曲线发生“拖尾”现象。田间溶质移动的方向与入渗水流的方向基本一致, 但在剖面粘质土夹层的交接处, 局部位置的溶质移动不是一维的。用实验室人工土柱确定的参数模拟田间过程不能得到满意的结果, 但预报接近终结时刻时其误差 3%。对一些应用问题来说, 这个预报结果是有价值的。

关键词 入渗过程 溶质 迁移

土壤中的溶质迁移是土壤圈物质循环的一部分。土壤中一些养分元素向根际运移, 土壤的盐碱化、有毒物质(重金属元素、农药、硝酸盐)对水土资源的污染等农业生产及人类生活有关的问题, 都与溶质迁移有直接关系, 故其研究日益为人们所重视。

近二三十年来, 这一领域的研究工作大部分集中在模型研究上, 这似乎应归因于计算机技术的发展与普及。借助于这种技术, 过去一度感到棘手的方程现已能够求解, 这有利于促进模型研究的开展, 并对我们深入认识溶质移动的规律, 的确很有帮助。但是值得指出, 这些模型大多是从理想化、均一化介质中推导出来的, 只通过小尺度的人工土柱的检验。这种研究方法对发展理论也许是必要的。但田间土壤介质绝不是均一的, 以与溶质移动密切有关的饱和导水率为例, 在田间尺度内其变异可能在 1000 倍以上。因此, 能否将这些确定性模型在田间加以运用, 以实现其预报的功能呢? 这是当前模型研究普遍关注的问题, 还未得到确切的回答。

本研究拟用一个经实验室验证的物理性非平衡模型模拟田间的溶质迁移过程, 以其模拟结果与一个大型原状土柱的试验结果加以比较, 以确定该模型的适用程度, 从而探讨它在实际应用中的可能性。原状土柱设在封丘县试验站黄河冲积物发育的潮土上, 是华北平原典型的土壤。试验采用的边界条件是渍水入渗, 类似盐渍土淹灌洗盐或植稻改良的措施, 故其研究结果对该地区解决这类问题也有一定的参考价值。

1 研究目标

本研究试图通过室内和田间的 NH_4Cl 入渗试验, 认识和解决下列问题:

- (1) NH_4^+ 和 Cl^- 在华北石灰性潮土中的行为;
- (2) 溶质在层次性冲积土中的移动特征;

(3) 鉴别物理性非平衡溶质迁移模型在田间小尺度土壤系统中的适用性。

2 原理

在入渗条件下,土壤中的溶质移动通常以一维的对流-弥散方程描述。若为稳态流动,且溶质与土壤无相互作用,它可写为:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = D \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - v \frac{\partial c}{\partial x} \quad (1)$$

式中 c 为溶质浓度 (ML^{-3}), D 为弥散系数 (L^2T^{-1}), t 为时间 (T), V 为平均孔隙水流速 (LT^{-1}), x 为距离 (L)。

若溶质与土壤存在相互作用,则(1)式可改写为:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\rho \partial s}{Q \partial t} = D \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - V \frac{\partial c}{\partial x} \quad (2)$$

式中 s 为土壤固相的吸附浓度 (MM^{-1}), θ 为容积含水率 (L^3L^{-3}), ρ 为土壤容重 (ML^{-3})。

固相吸附浓度 s 与溶液浓度 c 的关系通常用等温平衡吸附表示

$$S = Kc \quad (3)$$

式中 K 为经验系数。

将(3)式代入(2)式有:

$$R \frac{\partial c}{\partial t} = D \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - V \frac{\partial c}{\partial x} \quad (4)$$

式中 R 为阻滞系数,定义为:

$$R = 1 + \rho K / \theta \quad (5)$$

(1)、(4)式隐示全部土壤水入渗与溶质的对流传输,并且所有固相的吸附位都是均等地接受溶质的,故其穿透曲线呈对称形。但是许多试验结果表明其穿透曲线是非对称的,其浓度锋面超前达到预定位置,或需以“过量”的水才能将所有溶质冲洗掉,呈现所谓“拖尾”现象,这说明系统中存在非平衡的阻滞作用。

研究表明,这种非平衡阻滞作用可能是化学性的,也可能是物理性的。对于后者,其模型认为土壤系统中存在一些封闭的或半封闭的孔隙,其中的水分是不流动的,故将土壤水分分为动水与非动水两部分,它们占有的区域相应地为动水区与非动水区(图1)。溶质的对流-弥散运动只在动水区进行,而动水与非动水之间的溶质交换则以扩散机制来实现,其控制方程可写为:

$$Q_m \frac{\partial c_m}{\partial t} + Q_{im} \frac{\partial c_{im}}{\partial t} = Q_m D \frac{\partial^2 c_m}{\partial x^2} - Q_m V_m \frac{\partial c_m}{\partial x} \quad (6)$$

$$Q_{im} \frac{\partial c_{im}}{\partial t} = \alpha (c_m - c_{im}) \quad (7)$$

式中下标的 m 和 im 分别表示动水和非动水。 α 为溶质的迁移系数,表征动水与非动水的溶质交换速率。动水的平均孔隙水流速为:

$$V_m = q / Q_m = V / \phi_m \quad (8)$$

式中 q 为水流通量, ϕ_m 为动水占土壤水的比率:

$$\phi_m = Q_m / Q \quad (Q = Q_m + Q_{im}) \quad (9)$$

在存在平衡吸附作用的条件下, vanGenachten 与 Wierenga 将(6)式和(7)式修正为:

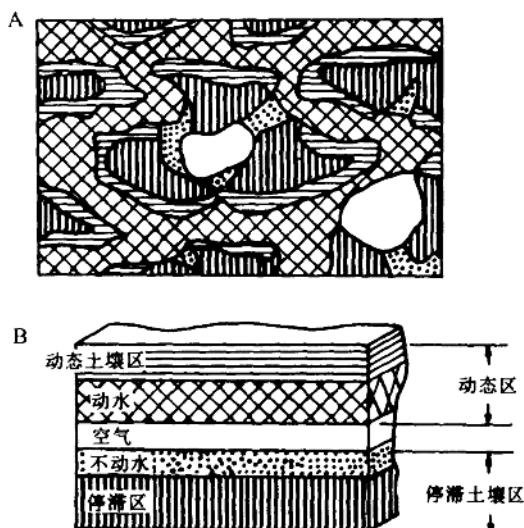


图1 团聚性土壤示意图

$$Q_m \frac{\partial c_m}{\partial t} + f\rho \frac{\partial s_m}{\partial t} + Q_{im} \frac{\partial c_{im}}{\partial t} + (1-f)\rho \frac{\partial s_{im}}{\partial t} = Q_m D \frac{\partial^2 c_m}{\partial x^2} - Q_m V_m \frac{\partial c_m}{\partial x} \quad (10)$$

$$Q_{im} \frac{\partial c_{im}}{\partial t} + (1-f)\rho \frac{\partial s_{im}}{\partial t} = \alpha(c_m - c_{im}) \quad (11)$$

式中 S_m 和 S_{im} 分别表示动水区与非动水区固相的吸附溶质浓度, f 为动水区的固相部分占固相的比率。

(10)式和(11)实际将固相的吸附位分为两部分,一部分与动水靠近,另一部分只和非动水接触,它们的总吸附量 S 为:

$$S = fS_m + (1-f)S_{im} \quad (12)$$

假定它们的吸附为等温平衡吸附[(3)式], 则有

$$(Q_m + \rho f k) \frac{\partial c_m}{\partial t} + [Q_{im} + (1-f)\rho k] \frac{\partial c_{im}}{\partial t} = Q_m D \frac{\partial^2 c_m}{\partial x^2} - Q_m V_m \frac{\partial c_m}{\partial x} \quad (13)$$

$$[Q_{im} + (1-f)\rho k] \frac{\partial c_{im}}{\partial t} = \alpha(c_m - c_{im}) \quad (14)$$

为了求解(13)和(14)式,使变量无量纲化,令

$$TVt/L = V_m t \varnothing_m / L \quad Z = x/L \quad (15)$$

$$P = V_m L / D \quad \omega = aL/q = aL/(Q_m V_m) \quad (16)$$

$$\beta = \frac{Q_m + f\rho k}{Q + \rho k} = \frac{\varnothing_m R_m}{R} \quad (17)$$

$$R_m = 1 + f\rho k / Q_m \quad R = 1 + \rho k / Q \quad (18)$$

$$C_1 = \frac{C_m - C_1}{C_0 - C_1} \quad C_2 = \frac{C_{im} - C_1}{C_0 - C_1} \quad (19)$$

式中 T 和 Z 分别表示相对时间和相对距离, P 为土柱的 Peclet 数, C_1 和 C_2 分别表示动水与非动水的相对浓度。

将(15) - (19)式代入(13)和(14)式则有