

# 塔里木盆地绿洲农田土壤水盐运动 动力学模式研究\*

姚德良

(中国科学院力学研究所,北京 100080)

李 新

(中国科学院新疆地理研究所,乌鲁木齐 830011)

**提 要** 本文采用改进型 Picard 迭代差分法求解土壤水分运动的混合型 Richards 方程,避免了采用 Picard 迭代法求解 h 型 Richards 方程所出现的质量平衡误差问题。同时,采用迎风二次型插值差分法求解土壤盐分运移的对流扩散方程,避免了采用一般差分格式时所出现的数值弥散问题。最后,将上述动力学模型对塔里木盆地绿洲农田,在灌溉入渗条件下的土壤水盐运动过程进行了数值模拟,模拟结果与测量值吻合较好。

**关键词** 绿洲农田 水盐运动 动力学模式 塔里木盆地

## 1 引 言

研究土壤水盐运动的运移规律有很大的理论意义和实际意义,目前对此课题的研究已引起国内外很多学者的关注。土壤水含有盐分及其它溶质对人类生活和生产活动有着重要的影响,不仅会引起土壤盐碱化问题,而且还会发展成更为广泛和深远的水土环境问题,因此愈来愈引起人们的重视。为了防止土壤的盐碱化,必须制定有效的防治规划,采取合理的措施。为此需要了解盐分在土壤中运移规律,以便对土壤中盐分的时空分布和变化情况进行预报。

中国有大面积盐碱荒地和盐碱耕地,据初步统计,盐碱耕地面积共约 670 万  $\text{hm}^2$ ,其中一部分属于次生盐碱化土地,盐碱荒地面积 2000 万  $\text{hm}^2$  左右。在盐碱化地区,土壤中含有大量盐分,土壤水浓度高,渗透压力大,使农作物吸水困难,同时盐分对农作物有直接毒害作用,因此影响产量的提高。我国广大地区对盐碱地进行了综合治理,取得了很大成就,积累了丰富的盐碱地改良经验。盐碱地改良的水利措施主要是修建排水系统并利用淡水冲洗土壤,在水分入渗过程中,溶解土壤中的盐分,并且排水系统将高浓度水排走。对于盐碱地改良和次生盐碱化防治问题,主要研究水、盐在土壤表层的运移特征。用各种措施使农作物生长的土层中含盐量保持在一定的限度之内,这就需要研究土壤中水盐运移过程和分布规律。

土壤中水盐运动是十分复杂的,盐分随着土壤水分的运动而迁移,并认为盐分运移主要

\* 本文是国家自然科学基金项目(编号 49471005)成果之一  
收稿日期:97-08-05

是通过对流和扩散两种作用实现的。描述非饱和土壤中水盐运动方程是对流扩散方程。由于运动方程的非线性和边界条件的复杂性,只有理想的个别情况才有解析解,一般只能采用数值解<sup>[1]</sup>。近年来,由于高速电子计算机的出现,用数值求解发展较快,常规数值方法有有限差分法及有限元素法<sup>[2,3,4]</sup>。在对流项较小或扩散项作用较大时,一般结果不会有太大问题。但当对流项大小扩散项很多时,由于处理对流项低阶格式出现伪扩散现象,致使陡峭的峰面过快抹平,因此近年来计算数学界对此作了较多研究。本文利用改进型 Picard 迭代差分法求解土壤水分运动的混合型 Richards 方程,对土壤盐分运移的对流扩散方程采用了性能较好的二次迎风播值差分隐式格式,对新疆塔里木盆地绿洲农田,在灌溉入渗条件下的土壤水盐运动进行了数值模拟,模拟值与实测值吻合较好。

## 2 农田水盐运动数学模型

土壤水分运动是盐分运动的驱动力,预测土壤水盐运动十分重要。水分由土壤进入植物体再向大气扩散,然后又由大气回入土壤,这是一个连续而统一的过程。在这个过程中,不断变化着的天气条件、作物根系的错综分布、以及土壤质地和结构的特性等,都对过程的定量描述起着关键性的影响。考虑作物根系的吸水因素及土壤的非均质性,由质量守恒原理可得到土壤水分的运输的混合型 Darcy—Richards 方程<sup>[5,6]</sup>在取向下为正的坐标系中,一维形式和初边值条件为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left( K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(h)}{\partial z} = S(z, t) \quad (1)$$

$$K(h) - K(h) \frac{\partial h}{\partial z} = Q_p \quad (z = 0) \quad (2)$$

$$h = 0 \quad (z = L_r) \quad (3)$$

$$h = h_0(z) \quad (t = 0) \quad (4)$$

式中: $\theta$  为土壤含水量, $h$  为土壤毛细管压力(等于负的土壤吸力), $K(h)$  为土壤导水率, $S(z, t)$  为源汇项,此处作为作物根系吸水率。对于模拟降雨及灌溉入渗、裸土及有植被时蒸发等自然现象,上边界均取第三类边界条件,入渗时  $Q_p$  取正的降雨或灌水率,蒸发时  $Q_p$  取负的蒸发率。下边界取第一类边界条件,即水势为零。

植物根系的分布取对数函数或双曲线函数<sup>[7,8]</sup>,文献[7]详细给出了多种植物不同时期根系的对数函数分布,根系吸水函数  $S(z, t)$  的表达形式也是多种多样,<sup>[9,10]</sup> 它不但与根系的分布函数有关,而且与土壤的水分含量或水势有关,本文取为:

$$S(z, t) = \frac{E_r(t)L(z)f(\theta)}{\int_0^{L_r} L(z)f(\theta)dz} \quad (5)$$

$$f(\theta) = \begin{cases} 0 & 0 \leq \theta < \theta_w \\ \frac{\theta(\theta - \theta_w)}{\theta_j(\theta_j - \theta_w)} & \theta_w \leq \theta < \theta_j \\ 1 & \theta_j \leq \theta \end{cases} \quad (6)$$

式中:  $E_c(t)$  为作物蒸腾量,  $L(z)$  为根系分布函数,  $f(\theta)$  是与土壤对根系吸水阻力有关的函数,  $\theta_w$  和  $\theta_f$  分别是凋萎含水量和田间持水量, 本文中分别取  $\theta_w=0.145$ ,  $\theta_f=0.25$ ,  $L_r$  为根系达到的最大深度。作为土壤水的运输物质的盐分, 在忽略它在土壤中的化合与分解、溶解与沉淀及离子交换等影响, 盐分的运输方程为溶质运移的对流—扩散型方程, 下面给出盐分方程和初边值条件:

$$\frac{\partial(\theta c)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [D_s(\theta, q)] \theta \frac{\partial c}{\partial z} - \frac{\partial(qc)}{\partial z} \quad (7)$$

$$qc - D_s(\theta, q) \theta \frac{\partial c}{\partial z} = J_p \quad (z=0) \quad (8)$$

$$c = c_b \quad (z=L_r) \quad (9)$$

$$c = c_o(z) \quad (t=0) \quad (10)$$

式中:  $c$  为盐分在水中的浓度,  $D_s(\theta, q)$  为扩散系数,  $q$  为土壤水通量,  $J_p$  为通过土壤表面的盐分通量, 蒸发时取为零, 入渗时为  $qc_R(t)$ 。当给定了  $K(h)$  和  $D_s(\theta, q)$ , 方程(1)~(4)和方程(7)~(10)分别构成了一组适定的求解问题。

### 3 数值方法

由于土壤水分方程相对盐分方程是独立的, 因此下面本文对它们进行分别讨论。首先给出土壤水分运动 h 型形式的 Richards 方程

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} (K(h) \frac{\partial h}{\partial z}) + \frac{\partial(K(h))}{\partial z} = 0 \quad (11)$$

式中:  $C(h) = d\theta/dh$  为土壤比水容量。

传统的 h 型方程(11) Picard 迭代差分格式可以写成为:

$$C^{n+1,m} \frac{h^{n+1,m+1} - h^n}{\Delta t} - \frac{\partial}{\partial z} (K^{n+1,m} \frac{\partial h^{n+1,m+1}}{\partial z}) + \frac{\partial K^{n+1,m}}{\partial z} = 0 \quad (12)$$

式中  $n$  表示时间层,  $m$  表示迭代次数,  $C^{n+1,m}$  及  $K^{n+1,m}$  都是土壤水分运动参数, 通过  $h^{n+1,m}$  求得。反复迭代, 直到  $|h^{n+1,m+1} - h^{n+1,m}| \leq \epsilon$ ,  $\epsilon$  为允许的误差精度。

而混合型 Richards 方程(1)的改进型 Picard 迭代差分格式<sup>[11]</sup>为:

$$C^{n+1,m} \frac{h^{n+1,m+1} - h^{n+1,m}}{\Delta t} + \frac{\theta^{n+1,m} - \theta^n}{\Delta t} - \frac{\partial}{\partial z} (K^{n+1,m} \frac{\partial h^{n+1,m+1}}{\partial z}) + \frac{\partial K^{n+1,m}}{\partial z} = 0 \quad (13)$$

上式中利用了  $\theta^{n+1,m+1}$  对自变量  $h$  在  $h^{n+1,m}$  点的 Taylor 展开式:

$$\begin{aligned} \theta^{n+1,m+1} &= \theta^{n+1,m} + \frac{d\theta}{dh} \Big|^{n+1,m} (h^{n+1,m+1} - h^{n+1,m}) + O(\delta^2) \\ &= \theta^{n+1,m} + C^{n+1,m} (h^{n+1,m+1} - h^{n+1,m}) + O(\delta^2) \end{aligned} \quad (14)$$

式中:  $\delta = |h^{n+1,m+1} - h^{n+1,m}|$ , 令  $h^{n+1,1} = h^n$ , 作为迭代的初值, 反复迭代, 直到

$|h^{n+1,m+1} - h^{n+1,m}| \leq \varepsilon$ 。  $\theta^{n+1,m}$  和  $\theta^n$  均通过  $\theta-h$  的关系式分别由  $h^{n+1,m}$  和  $h^n$  得到。

土壤导水率  $K(h)$  可由下式计算确定:

$$K(h) = \begin{cases} a_r(-h)^{-1.4} & (h \leq h_r) \\ K_r \exp(\alpha_r h) & (h > h_r) \end{cases} \quad (15)$$

式中  $a_r, K_r, \alpha_r, h_r$  为土壤特性参数。

对于盐分方程(7)的解法为:当土壤含水量  $\theta(z, t)$  和水通量  $q(z, t)$  给定后,方程(7)是一个线性变系数对流扩散方程。本文采用具有二阶精度的二次迎风插值差分隐式格式<sup>[2,4]</sup>。

若已知  $\theta_j^n, \theta_{j+\frac{1}{2}}^n (j=1, 2, \dots, k, n=0, 1, \dots, M)$  和  $c_j$ , 其中  $n$  表示时间步,  $j$  为空间的格点数, 则:

$$\frac{(\theta c)_j^{n+1} - (\theta c)_j^n}{\Delta t} = -\frac{1}{2} \left[ \frac{\bar{f}_{j+\frac{1}{2}}^{n+1} - \bar{f}_{j-\frac{1}{2}}^{n+1}}{z_{j+\frac{1}{2}} - z_{j-\frac{1}{2}}} + \frac{\bar{f}_{j+\frac{1}{2}}^n - \bar{f}_{j-\frac{1}{2}}^n}{z_{j+\frac{1}{2}} - z_{j-\frac{1}{2}}} \right] \quad (16)$$

式中通量项  $\bar{f}$  中的对流项采用文献[2]中提出的二阶精度格式, 而扩散项采用中心差分格式, 也具有二阶精度, 如

$$\begin{aligned} \bar{f}_{j+\frac{1}{2}}^n &= q_{j+\frac{1}{2}}^n \left[ \frac{1}{2} (c_j^n + c_{j+1}^n) - \frac{1}{8} (c_{j+1}^n - 2c_j^n + c_{j-1}^n) \right] \\ &\quad - (D_s \cdot \theta)_{j+\frac{1}{2}}^n \frac{c_{j+1}^n - c_j^n}{z_{j+1} - z_j} \end{aligned} \quad (17)$$

取盐分扩散系数  $D_s(\theta, q)$  为

$$D_s(\theta, q) = \alpha q / \theta + D_0 \quad (18)$$

则

$$(D_s \cdot \theta)_{j+\frac{1}{2}}^n = \alpha q_{j+\frac{1}{2}}^n + D_0 \frac{\theta_j^n + \theta_{j+1}^n}{2} \quad (19)$$

式中  $\alpha$  和  $D_0$  分别为与土壤结构有关的常数。方程(16)~(19)整理后可得:

$$E_j c_{j-2}^{n+1} + A_j c_{j-1}^{n+1} + B_j c_j^{n+1} + F_j c_{j+1}^{n+1} = D_j \quad (20)$$

方程(20)为一四对角方程组, 可用高斯消去法求解, 或变形为

$$A_j c_{j-1}^{(n+1)(m)} + B_j c_j^{(n+1)(m)} + F_j c_{j+1}^{(n+1)(m)} = D_j - E_j c_{j-2}^{(n+1)(m-1)} \quad (21)$$

可采用追赶法进行迭代求解,  $m$  为迭代次数。

## 4 结果分析

为了检验模型和应用模型, 利用上述动力学模型, 对新疆塔里木盆地阿克苏地区绿洲棉田入渗条件下的土壤水盐运动进行了数值模拟。

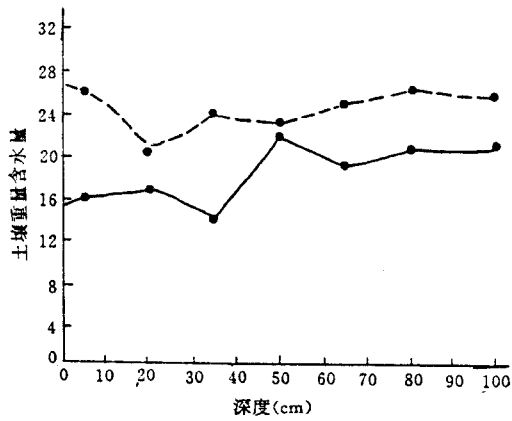


图1 作物灌溉前后土壤含水量变化  
Fig.1 Variation of moisture content in soil of cropland before and after irrigation

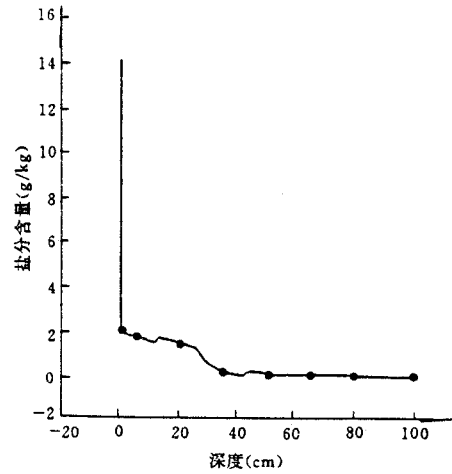


图2 灌溉前盐分随深度的分布  
Fig.2 Distribution of salt with depth before irrigation soil

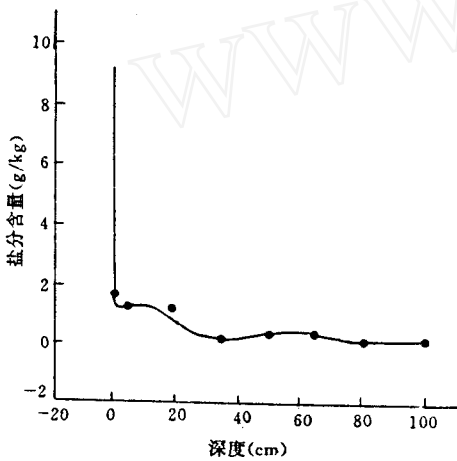


图3 入渗第4天盐分随深度的分布  
Fig.3 Distribution of salt with soil depth after permeance for 4 days

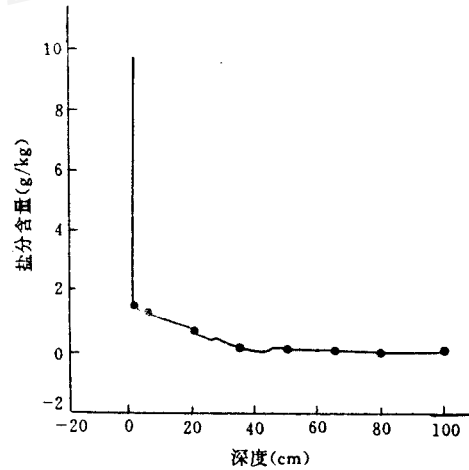


图4 蒸发第1天盐分随深度的分布  
Fig.4 Distribution of salt with soil depth on the first day of evaporation

塔里木盆地是中国最干旱的地区之一,中科院阿克苏水平衡试验站位于塔里木盆地北部平原绿洲农业区内,海拔高度1028m,气候属于暖温带内陆型,与同纬度地区相比,夏季温度偏高,冬季偏低,春秋季节气温升降剧烈,气候干燥,蒸发强烈,年平均降水量为44.7mm,

全年日照 2940 小时,年太阳辐射总量为  $6000\text{MJ}/\text{m}^2$ ,无霜期 200 天,光热资源丰富,具有一定的水资源,水分供给主要依靠高山降水和冰雪融化,这对发展农业生产比较有利。本地区是我国重要的棉花生产区,农业全部依靠灌溉。试验地原始土壤为荒漠盐土,质量中壤,平均容量  $1.4\text{g}/\text{cm}^3$ ,由于开垦前是阿克苏河的冲积平原荒漠区,土壤空间分布具有非均质性,相对不透水的淤泥层和沙土层呈不规则的斑状分布于不同深度的土壤中,使得土壤水分运动比较复杂。

模拟对象选择在阿克苏水平衡试验场的棉田里,试验时间为 1996 年 8 月 4 日至 22 日,棉花处在开花—孕蕾期,棉田在 8 月 5 日开始灌水,灌水深约 13cm,8 月 6 日灌水结束,地表积水消失。灌水前后在棉田取样,分析灌水前后的土壤水盐分布,并观测了小气候,地温和辐射等数据。

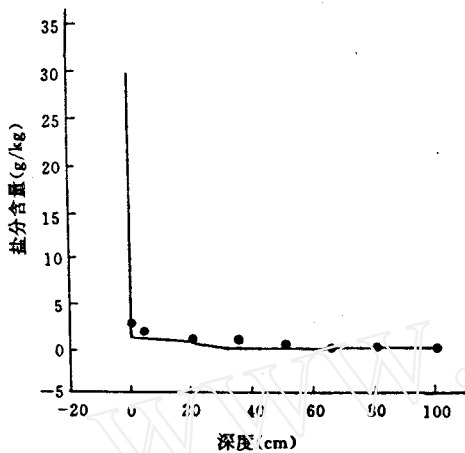


图 5 蒸发第 2 天盐分随深度的分布

Fig. 5 Distribution of salt with soil depth on the second day of evaporation

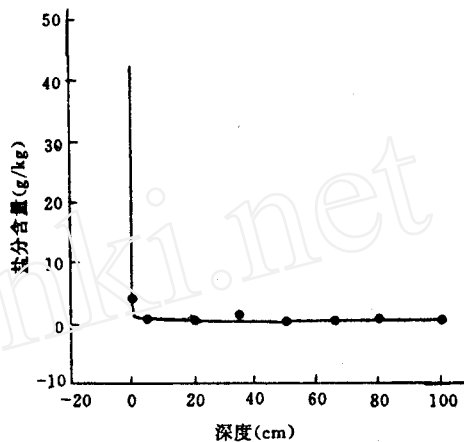


图 6 蒸发第 3 天盐分随深度的分布

Fig. 6 Distribution of salt with soil depth on the third day of evaporation

模拟所需的水分含量由观测值插值而得,也可用方程(1)模拟所得,图 1 给出了棉田灌溉前后土壤含水量的模拟值与实测值的比较,由图可见,模拟值与测量值较接近,实线和圆点分别代表灌溉前(8 月 4 日)的土壤含水量的模拟值与实测值,虚线和方块分别代表灌溉后(8 月 9 日)的土壤含水量的模拟值与实测值。图中看出,土壤含水量一次灌溉前后发生了明显的变化。对于灌溉的农田<sup>[13]</sup>,由于定期有灌溉水补给土壤水分,使土壤水分保持在适宜于作物生长的高水平,其垂直变化过程则更趋复杂,受灌水量、土壤质地、作物生长状况以及气候状况等各种因素影响。作物强烈的蒸腾作用使土壤水分表现为强烈的上升运动,而灌溉则改变了这一过程,一旦灌溉过程完成,上层土壤水分,尤其是作物根系活动层的土壤水分即表现为强烈的上升运动,而此时下层的水分仍受重力作用向下输送。由于试验区土壤透水性差,这种过程可以持续 7 天左右。以后整个土壤水分运动又完全表现为上升运动。当作物

冠层充分覆盖农田时,根系运动层的土壤水分变幅要明显大于其它深度的变化,而土壤表层的土壤水分变化幅度反而不大,农田蒸散将以作物蒸腾为主。在干旱的塔里木盆地绿洲农田,灌溉是作物耗水的唯一来源,最佳的灌溉应该满足作物的水分生理需求以及控制盐分在根系层土壤集聚的洗盐要求。

本文对土壤盐分变化也作了数值模拟,盐分扩散系数表达式(18)中的系数 $\alpha$ 和 $D_0$ 按文献[12]所给的方法而定: $\alpha = 0.241\text{cm}$ , $D_0 = 0.00043\text{cm}^2/\text{hr}$ 。图2给出了灌溉前(8月4日)的棉田土壤盐分浓度模拟值与测量值的比较,图3给出了灌溉后(8月9日)在入渗条件下棉田土壤盐分浓度模拟值与测量值的比较,图4至图6分别给出了灌溉后(8月10日至12日)在蒸发条件下棉田土壤盐分浓度模拟值与测量值的比较。图中实线和圆点分别表示模拟值和测量值,由图可见,模拟结果与实测值吻合较好,灌溉前土壤表面盐分浓度较大,冲洗两天后测量值在地表5cm处的盐分浓度从1.82g/kg下降到了1.24g/kg,模拟值地表的盐分浓度从14.25g/kg降到了9.75g/kg,而50cm至65cm处的盐分浓度有所增大。大约灌水5天以后,地表的蒸发大于入渗,农田表土盐分浓度逐步回升。所以,只要采用合适的计算格式和方法,对农田中的水盐动态进行数值模拟是完全可能的。

## 5 结 论

(1)对于干旱区农田的非均质土壤的水分运动的混合型 Richards 方程,采用改进型的 Picard 迭代差分法求解,能避免用其它差分方法中所出现的水分质量平衡误差问题,能得到好的计算结果。(2)对于盐分方程,采用迎风二次型插值差分法求解,能避免利用其它差分方法中所出现的数值弥散,能给出较陡的峰面区域。(3)对于灌溉的农田,土壤水分变幅要大于非灌溉土壤,其变化过程由于灌溉水而趋于复杂,在作物的主要根系活动层土壤水分的动态变化要明显快于其它层土壤。(4)根据农田的盐碱化程度进行灌溉冲洗,对于盐碱化程度较低的农田,不一定要采用淹灌冲洗的办法,如能适当地增大灌溉定额,将农田表层盐分控制在一定限度之内,并在一定时间的蒸发作用下,保证作物生长层内盐分含量满足作物生长的要求,通过多年利用使土壤逐步脱盐。(5)此模式可以用于模拟有植被覆盖,降雨和灌溉入渗情况,以及蒸发条件下的农田土壤水盐运动,能反应和预测土壤不同深度的盐分变化。

## 参 考 文 献

- [1] Wierenga PJ. Solute distribution profile computed with steady state and transient water movement model. Soil Sci. Soc. Sm. Proc. 1997.41:1050-1055.
- [2] Leonavd BP. A stable and accurate convective modelling procedure based on quadratic upstream interpolation. Comput. Meths. Appl. Mech. Engrg. 1979.
- [3] 杨金忠. 饱和-非饱和土壤中水盐运动的理论与实验研究. 武汉水利电力学院博士论文详细摘要, 1986.
- [4] 孙叔芬, 姚德良, 冀伟. 在蒸发条件下土壤水盐运动的数值模拟. 力学学报, 1989, 21(6).
- [5] 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传. 土壤水动力学. 北京: 清华大学出版社, 1988.
- [6] 陈启生, 戚隆溪. 有植被覆盖条件下土壤水盐运动规律研究. 水利学报, 1996, (1).
- [7] Germitza, Page ER. An expirical mathematical model to describe plant root system. J. Appl. Ecol., 1974, 11(2).
- [8] 卢振民, 等. 土壤-植物-大气系统(SPAC)水流动态模拟与实验研究—冬小麦根垂直分布. 见: 农田作物环境实验研究. 北京: 气象出版社, 1990.

- [9] Molz FJ. Models of water transport in the soil—plant system; A review. *Water Resour. Res.*, 1981, 17(5).
- [10] 邵明安. 植物根系吸收土壤水分的数学模型. *土壤学报*, 1987, 24(4).
- [11] Celia MA, Bouloutas ET, Zarba RL. A general mass—conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. *Water Resour. Res.*, 1990, 26(7).
- [12] 刘亚平. 稳定蒸发条件下土壤水盐运动的研究. 见: 国际盐渍土改良学术讨论会文集, 1985.
- [13] 周宏飞, 李彦. 绿洲农田土壤水分平衡及变化特征. *干旱区地理*, 1996, 19(3).

## STUDY ON MECHANICAL MODEL OF WATER—SALT MOVEMENT IN SOIL OF OASIS CROPLAND IN TARIM BASIN

Yao Deliang

(*Institute of Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080, China*)

Li Xin

(*Xinjiang Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences, Urumqi 830011, China*)

### Abstract

To study the law of water—salt movement in soil has both theoretical and practical significances, especially for improving saline soil and controlling secondary salinization or alkalization of farmland. The area of saline or alkaline wasteland is about 20 million  $\text{hm}^2$  and that of farmland is about 6.7 million  $\text{hm}^2$  including a part of secondary salinized land in China. Therefore, one of the urgent matters is to improve saline soil and control secondary salinization of farmland for rapid development of agriculture in China, especially in north-west China.

In this paper, the modified Picard iteration method is applied to solve the mixed form of Richards equation for water movement in soil. The mass balance error in this algorithm is far less than that in traditional procedure in which the Picard iteration method is applied to solve the capillary pressure in based form of Richards equation. Furthermore, the quadratic upstream interpolation difference method is used to solve the convection—diffusion equation for salt movement in soil, it can avoid the numerical dispersion. Finally, this mechanical model is used to simulate water—salt movement in soil of oasis cropland in Tarim Basin under condition of permeance. The numerical results are in a good agreement with the experimental data. The model can provide scientific basis for improving saline soil.

**Key words:** oasis cropland; water—salt movement; mechanical model; Tarim basin