

咸水灌溉沙地后的水盐运移规律*

黄 强^{1,2} 李生秀² 宋郁东¹

(1 中国科学院新疆生态与地理研究所, 乌鲁木齐 830011)

(2 西北农林科技大学, 陕西杨凌 712100)

摘 要 实地观测不同深度土壤含水率、基质势、土壤溶液含盐率, 利用定位通量法和盐分均衡法, 研究了咸水小畦灌条件下塔克拉玛干沙漠土壤的水盐运移规律。结果表明: (1) 在小畦灌条件下, 停止灌水后 24 h, 91.25% 的灌水渗入 150 cm 土层以下; 停止灌水后 72 h, 96.6% 的灌水渗入 150 cm 土层以下, 此时, 0~150 cm 土层土壤平均含水率为 $0.053 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, 此后土壤含水率缓慢下降。(2) 秋季停灌后, 土壤表面蒸发量在 2~6 mm。停灌后 2 h, 上行水区域在 0~20 cm 土层; 停灌后 60 h, 上行水区域在 0~90 cm; 此后至停灌后 144 h, 上行水深度稳定在地下 90 cm。(3) 咸水灌溉后, 80 cm 以上土层土壤溶液含盐率明显下降, 以下土壤溶液含盐率变化不明显。停灌 24 h 后, 0~150 cm 土层液相盐分储量开始降低, 至停灌后 144 h, 0~150 cm 土层液相盐储量相当于灌水前的 53.46%。(4) 停止灌水后, 100 cm × 100 cm 地面日平均积盐量在 13~35 g。

关键词 塔克拉玛干沙漠, 咸水灌溉, 水盐运移

中图分类号 S152

在我国, 有关咸水灌溉条件下土壤水盐运移规律的研究多见于一些东部沿海的缺水地区。近年来, 为配合塔克拉玛干沙漠石油和天然气资源的开发, 有关部门在沙漠腹地利用当地地下水成功地建立了大规模的人工绿地。在当地极端干旱的自然环境条件下, 咸水灌溉能否维持这片绿地长期存在, 仍是有待研究的问题。由于人工绿地是咸水灌溉, 灌水中的盐分必然要滞留在土壤中。然而, 盐分在土壤中的分布与灌水方式、土壤条件、土面蒸发量等因素有关。合理的灌水方式将使盐分不在植物根系层累积^[1], 因而也不会影响植物的生长。本文探讨了在咸水小畦灌条件下沙漠腹地土壤水盐运移规律, 为确定合理的灌溉方式提供依据。

1 材料和方法

1.1 研究区自然条件

研究在塔克拉玛干沙漠腹地的塔中四油田试验地进行。年平均气温 $12.4 \text{ }^\circ\text{C}$, 最热为 7 月, 平均气温 $28.2 \text{ }^\circ\text{C}$, 12 月最冷, 平均气温 $-8.1 \text{ }^\circ\text{C}$ 。年平均降水量 11.05 mm , 主要集中在 5~8 月; 年平均蒸发量 $3\ 638.6 \text{ mm}$, 主要集中在夏季, 6 月为全年蒸发最大月, 平均月蒸发量 563.2 mm ^[2]。这里蒸发量远超过降水量, 蒸发对土壤水分运移的影响很大。

表 1 土壤和地下水盐分析

Table 1 Content of soluble salt in soil and ground water

样品 Sample	深度 Depth (cm)	pH ($W_{\text{水}}$; $W_{\pm} = 5\ 1$)	干涸残渣 Salt content (g kg^{-1})	易溶盐 Content of soluble salt ¹⁾						
				CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\text{K}^+ + \text{Na}^+$
土样	0~25	9.3	1.26	0.02	0.12	0.39	0.27	0.04	0.04	0.32
	25~50	9.1	1.68	0.02	0.09	0.71	0.27	0.07	0.02	0.51
水样		8.1	3.91	0.00	0.08	1.50	1.01	0.11	0.15	1.07

1) 易溶盐含量单位土样中为 g kg^{-1} , 水样中为 g L^{-1}

* 中国西部干旱区生态环境演变与调控研究 (G1999043506) 和中国科学院西部之光项目资助

收稿日期: 2002-02-07; 收到修改稿日期: 2002-10-10

试验地位于两条高大的纵向沙垄间,土层深厚。土壤为流动风沙土。由于经过了充分的风力分选作用,土壤机械组成以 0.25~ 0.05 mm 间的细砂占了 80% 以上,其余多为 1~ 0.25 mm 间的粗砂,粉砂和粘粒含量很少,这种机械组成在剖面分布均匀。土壤剖面容重在 1.49~ 1.51 g cm⁻³间。土壤饱和含水率 0.43 cm³ cm⁻³。地下水埋深在 7 m 以下,电导率 6.3 mS cm⁻¹,地下水盐分组成与土壤相似(表 1)。

1.2 试验材料与试验设计

塔中绿地每 7~ 10 d 灌水一次,本文剖析的是一次灌水后的土壤水盐运移规律。具体试验方案为:在平坦的试验地中部,选一 4 m × 5 m 地块,打埂围埝。在地块中部,沿一条对角线,选择三点分别埋置三组仪器,相邻两点相距 1 m。每组仪器包括 2 支水银式负压计、4 支盐分传感器探头、1 根中子水分测量仪观测管。每组仪器的安置方式如下:在对角线上埋置 200 cm 深中子仪观测管;沿垂直于对角线方向,距中子仪观测管两侧各 10 cm 分别埋置 2 支负压计和 4 支盐分传感器探头,2 支负压计分别埋于地下 10 cm 和 30 cm 深处,4 支盐分传感器探头分别埋于地下 10 cm、30 cm、80 cm、150 cm 深处。同时,停止灌水 2 h 后,在地块中打入土面蒸发观测桶。

仪器安置 24 h 后,测量一次各仪器读数,中子水分仪观测管的读数深度为地下 10 cm、30 cm、80 cm、150 cm。然后灌水 540 mm,灌溉水电导率 6.3 mS cm⁻¹。停止灌水后 2、12、24、48、60、72、144 h 测定各仪器读数。上述工作在 2001 年 9 月 20 日至 29 日进行。

1.3 研究方法

1.3.1 土壤水分流动量计算 小畦灌条件下的土壤水分运移可视为一维垂向运移过程,采用定位通量法^[3],计算灌水停止后的不同时间段 0~ 150 cm 土层中土壤水分的流动方向和流量。具体算法如下:

根据质量守恒原理,在无源汇情况下,从 t_1 至 t_2 时段,介于深度在 z^* 和 z 间土层的水量平衡方程为

$$Q(z) = Q(z^*) + \int_z^{z^*} \theta(z, t_1) - \int_z^{z^*} \theta(z, t_2) \quad (1)$$

$Q(z)$ 和 $Q(z^*)$ 表示在 t_1 至 t_2 时段内通过 z 和 z^* 处单位土壤断面面积上的水量; $\theta(z, t_1)$ 和 $\theta(z, t_2)$ 分别表示 t_1 和 t_2 时刻该土层土壤含水率分布。如果已知 t_1 至 t_2 时段内通过 z^* 处单位土壤断面面积上的水量 $Q(z^*)$, 以及 t_1 和 t_2 时刻该土层土壤含水率分布,通过图解积分法算出 $\int_z^{z^*} \theta(z, t_1) - \int_z^{z^*} \theta(z, t_2)$ 项,就可以求出该时段内任一断面上通过的水量 $Q(z)$ 。

本文以地下 20 cm 断面为已知通过水量断面,先求出通量 q_{20} ,再乘以时段长 Δt ,得到断面过水量 Q_{20} 。根据达西定律

$$q(20) = -K(\varphi_{20})((\varphi_{30} - \varphi_{10}) / (Z_{30} - Z_{10}) + 1) \quad (2)$$

式(2)中 $K(\varphi_{20})$ 代表某一时刻地下 20 cm 处土壤非饱和导水率, φ_{20} 取 φ_{30} 和 φ_{10} 的平均值; φ_{30} 和 φ_{10} 分别代表某一时刻地下 30 cm 和 10 cm 处的土壤基质势; Z_{30} 和 Z_{10} 分别代表 30 cm 和 10 cm 土壤深度。

$K(\varphi_{20})$ 的求算方法为:根据现场实测的一套土壤水分特征曲线数据,利用 van Genuchten 提出的水分特征曲线公式^[4]和 Mualem 提出的非饱和导水率公式^[5],用反求参数法求得试验地水分特征曲线公式和非饱和导水率公式^[6]。计算出的非饱和导水率表达式为

$$K(\varphi) = \frac{29.7(1 - (0.1918\varphi)^{1.8528}(1 + (0.1918\varphi)^{2.8528} - 0.6495)^2)}{(1 + (0.1918\varphi)^{2.8528})^{0.3247}} \quad (3)$$

其中, $K(\varphi)$ 的单位是 cm h⁻¹, φ 的单位是 cm 水柱。

至此,根据停灌后不同时刻测出的 10 cm、30 cm 负压值,以及剖面含水率变化曲线,可求出停灌后不同时段任一断面水分流向和流量。

1.3.2 土面蒸发量观测 将一直径为 12.5 cm、高 31.6 cm 的玻璃钢管一端磨尖开刃,在停灌 2 h 后,打入试验地至与地表齐平,然后提起玻璃钢管,此时钢管内已装满原状土样,迅速用铁纱网封住底部并称重,再将玻璃钢管放入原来的洞中。以后每 24 h 称重一次,两次称重之差为该时段土面蒸发损失量。

其余参数的计算方法如下文简述。

2 结果和讨论

2.1 土壤水分运移规律

2.1.1 土壤水分含量变化 从图 1 可看出, 停止灌水后, 0~ 150 cm 土壤剖面含水率降低很快, 停灌后 2 h 至 12 h, 降低幅度最大, 平均每 h 降低 11.07 mm; 12~ 24 h 间降低幅度减缓, 平均每 h 降低 2.66 mm; 24~ 60 h 平均每 h 降低 0.82 mm; 60 h 后的降低过程极为缓慢, 平均每 h 降低 0.26 mm。随停灌时间延长, 0~ 150 cm 土层土壤含水率趋于均匀。

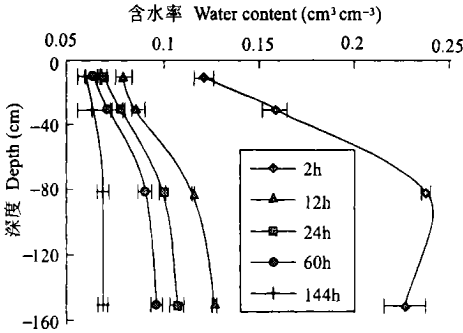


图 1 停灌后不同时间土壤剖面含水率变化

Fig. 1 The variation of water content along soil profile at different time

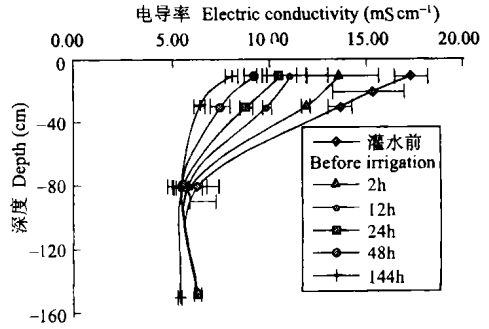


图 2 土壤剖面含盐率变化

Fig. 2 Observed curves for EC of soil solution vs. depths at different time

2.1.2 土壤水分的运移规律 表 2 是根据实测数据计算的 5 个断面在停灌后不同时间段的过水量, 负值表示水分向下运移, 正值表示水分向地表移动。

表 2 停灌后不同时段各土壤断面的过水量

Table 2 Flux of water percolating downwards in relation to time after irrigation (mm)

深度 (cm) Depth	停止灌水后时段 Time after irrigation (h)				
	2~ 12	12~ 24	24~ 48	48~ 72	120~ 144
0	2.48	2.16	2.16	3.45	3.89
- 20	- 3.07	- 1.84	0.86	3.00	3.74
- 50	- 21.62	- 5.95	- 1.53	1.08	3.21
- 80	- 68.62	- 15.27	- 9.85	- 3.46	- 0.08
- 150	- 107.75	- 32.26	- 21.25	- 8.20	- 4.8

- 150 cm 断面的过水量, 代表了 0~ 150 cm 土层水分的渗出量。从表 2 可见, 随停灌时间的延长, 渗出水量下降很快。停灌后 2~ 12、12~ 24、24~ 48、48~ 72、72~ 144 h, 平均每 h 渗出水量分别为 10.77、2.68、0.885、0.34、0.20 mm。

土壤表面过水量代表土面蒸发损失水量。表 2 中计算出的土壤表面过水量在不同时段差异较大。表面蒸发量并未像预期的那样, 随停灌时间延长而减小。

据蒸发试验观测数据, 灌水后 2~ 24 h 内蒸发量 4.89 mm; 24~ 48 h 为 2.26 mm; 120~ 144 h 为 4.07 mm。比较蒸发量的观测值和计算值可见, 相同时段的观测值略高于计算值, 两组数据的变化趋势相同。上述土面蒸发的观测方法和观测过程本身存在误差, 因此, 土面蒸发的观测值也不能作为衡量计算值是否准确的标准。但两组数据如此接近并且变化趋势相同, 说明计算值是可靠的。

对于质地较重的土壤, 在灌水停止后有一段相对较长的地表积水期, 并且在地表积水消失后的一段

时期内,地表土壤含水率较高,此时的土面蒸发量等于或大于水面蒸发量,此阶段称为稳定蒸发阶段。李韵珠等在室内模拟试验表明,对于轻壤土和粉沙壤土,土面蒸发率大于或等于水面蒸发率的时期在1周左右^[7]。对塔中地区风成沙而言,稳定蒸发阶段持续时间很短,停灌2~12 h内的土面蒸发量为2.48 mm,而同期水面蒸发量为5.1 mm,可见稳定蒸发阶段可能在数小时,甚至更短。

比较地表蒸发量和-150 cm断面过水量可见,在停灌初期,0~150 cm土层土壤水分损失以下渗为主。随停灌时间延长,蒸发损失水量和下渗损失水量的差别迅速缩小,在停灌后72 h后,0~150 cm土层内蒸发损失水量与下渗损失水量差别不大。

在停灌初期,虽然土壤水分蒸发量大,但土壤水分含量高,仅10 cm以上土层水分向地表运移。随停灌时间延长,水分上移深度加大,至停灌60 h后,上移水分深度稳定在90 cm。

在本试验条件下,自灌水开始某一时段,150 cm土层的水量平衡方程式可以用下式表达:

$$S = I - E - \Delta W \quad (4)$$

式中, S 代表该时段水分渗出量; I 表示灌水量; E 代表蒸发量; ΔW 表示该时段内150 cm土层含水量变化。

根据灌水前和灌水后2 h的土壤含水率分布,可以计算出这两个时刻150 cm土层的平均含水量,两者之差为 $\Delta W = 186.24$ mm; E 由2 h灌水时段水面蒸发量和停灌后2 h土面蒸发量组成,灌水时段水面蒸发量按日蒸发量10.2 mm计算,停灌后2 h蒸发量按水面蒸发量和停灌后2~12 h土面蒸发量的平均值计算, $E = 0.89 + 0.67 = 1.56$ mm, $I = 540$ mm。将上述值带入(4)式得到停灌2 h时150 cm土层的水分渗出量 $S = 352.2$ mm。据此值和前述各时段渗出水量的计算值可得如下结论:对于塔中地区的沙土而言,在小畦灌条件下,停灌2、12、24、48、72 h时,150 cm土层的水分渗出量分别占灌水量的65.22%、85.18%、91.25%、95.09%、96.6%。此后,土壤水分的渗出量很小,土面蒸发成为土壤水分损失的重要途径。

2.2 土壤盐分的运移规律

2.2.1 土壤溶液含盐量变化

灌水前后,土壤剖面不同深度的土壤溶液含盐率变化如图2所示。灌水后,10 cm和30 cm土壤溶液电导率下降很快;80 cm和150 cm土壤溶液电导率变化不大。停灌48 h内,80 cm以上土层土壤溶液电导率下降很快,之后缓慢下降。另外,深层的土壤溶液电导率的下降过程缓于浅层,灌咸水不会造成80 cm以下土层的土壤溶液电导率明显下降,但也不会使其上升。

比较图1和图2可以看出,灌水停止后,土壤剖面水分的降低过程与土壤溶液电导率的降低过程不一致。土壤水分的降低过程在整个剖面都出现,并且主要降低过程在停灌后24 h内完成。土壤溶液电导率的降低过程较为缓和,而且仅发生在80 cm以上土层。

2.2.2 土壤液相盐分储量变化

盐分以固、液两相存在于土壤中。盐分传感器测定的是土壤溶液含盐率,将某一土体中土壤溶液含盐率与储水量相乘,可得该土体液相盐分储量。

表3 100 cm×100 cm土柱各土层液相盐分计算

Table 3 Calculated salt content in soil solution at different times (g)

土层(cm) Layers	灌水前 Before irrigation	停灌后时间 Time after irrigation (h)					
		2	12	24	48	72	144
0~10	90.73	107.13	61.68	53.73	40.88	35.13	30.95
10~30	164.77	229.93	125.35	101.82	79.04	67.21	57.24
30~80	252.60	566.73	295.59	230.65	184.80	159.27	126.11
80~150	208.53	638.68	411.62	325.93	276.34	240.71	168.83
合计	716.62	1542.47	894.23	712.12	581.06	502.23	383.13

由表3可见,在灌水前,虽然土壤溶液含盐率高,但土壤含水量小,四层土壤液相盐分均不高;灌咸水后,虽然土壤溶液含盐率降低,但土壤含水量高,四层土壤液相盐分均明显提高;灌水停止后,大

部分土壤水下渗, 土壤含水量降低, 同时, 土壤溶液含盐率也在降低, 各层土壤液相储盐量下降。停止灌水 24 h 后, 150 cm 土层液相储盐量已经低于灌水前。停灌后 144 h, 150 cm 土层液相储盐量仅为灌水前的 53.46%。而灌水前和停灌后 144 h 的土壤平均含水率分别为 $0.078 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ 和 $0.075 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, 两者差别不大, 说明用塔中地区的咸水灌溉对土壤盐分有明显的淋洗作用。

实验表明, 在塔中地区土壤和灌水条件下, 当土壤溶液电导率小于 12 mS cm^{-1} 时, 土壤固相含盐率仅为土壤溶液含盐率得 18% ~ 22%。可见, 土壤溶液储盐量占了土壤储盐量的绝大部分。它的变化可以代表土壤盐分储量的变化。

2.2.3 土壤水分运移对盐分运移的影响 咸水灌入土壤后, 土壤溶液内部以及土壤溶液与土壤固相物质间将发生诸如溶解、沉淀、吸附、解吸、离子交换等一系列复杂的化学反应。停止灌水后, 土壤溶液中的盐分也会随土面蒸发水分移动至地表, 并析出成为固体^[8]。另外, 盐分在土壤中的运移过程是在对流、扩散、机械弥散三种作用共同作用下进行的。土壤中盐分的运移是上述物理过程和化学过程综合作用的结果。

以下讨论的是, 由于土壤内部水分运移, 土壤表层的积盐过程和 -150 cm 断面盐分的流失过程。无论是表层积盐过程还是 -150 cm 断面盐分流失过程, 盐分运移均是在对流、扩散、机械弥散共同作用下进行的。由于本次试验只能观测到土壤溶液含盐率和不同深度土壤断面过水量, 根据某一断面土壤溶液含盐率和过水量相乘得到的盐分通过量, 仅是对流作用造成的盐分通过量, 不包括扩散和弥散通过量。

假定上行土壤溶液中的盐分均在表层累积, 以 10 cm 深处的土壤溶液含盐率代表上行土壤溶液含盐率, 计算得到的停灌后不同时段 100 cm × 100 cm 土柱面积盐量如表 4 所示。停灌后 100 cm × 100 cm 土柱表层每日积盐量在 13~35 g。

实际上, 上行土壤溶液中的盐分并不完全在土壤表面累积, 由于毛管破裂, 部分上行水分在土壤内部就开始汽化, 盐分可累积于土壤内部^[8]。

根据不同时段 -150 cm 断面通过水量和该断面土壤溶液含盐率, 计算出的 100 cm × 100 cm 底层断面渗出盐量见表 4, 停灌 24 h 内渗出盐量仍然占了渗出总盐量的绝大部分。

表 4 停灌后不同时段对流作用造成的 150 cm × 100 cm × 100 cm 表层积盐量和底层流失盐量

Table 4 Salt accumulation on the surface and salt loss from the subsoil as a result of water convection (150 cm × 100 cm × 100 cm) (g)

土层 Layers	停灌后时段 Time after irrigation				
	2~ 12(h)	12~ 24(h)	24~ 48(h)	48~ 72(h)	72~ 144(h)
表层	19.82	15.02	13.68	19.67	62.02
底层	436.86	132.14	87.35	32.97	53.37

表 5 停灌后不同时段 100 cm × 100 cm × 150 cm 土柱液相盐分减少量和底层流失盐量对比

Table 5 Loss of liquid salt in the soil column and loss of salt from the bottom layer (g)

项目 Item	停灌后时段 Time after irrigation				
	2~ 12(h)	12~ 24(h)	24~ 48(h)	48~ 72(h)	72~ 144(h)
液相盐分减少量	648.24	181.88	131.06	78.74	119.19
底层流失盐量	436.86	132.14	87.35	32.97	53.37
非对流减少量	211.38	49.74	43.71	45.77	65.82
非对流减少量占液相减少量比例	0.33	0.27	0.33	0.58	0.55

根据各时段土壤水分减少量和土壤溶液平均含盐率, 计算出了各时段 $100\text{ cm} \times 100\text{ cm} \times 150\text{ cm}$ 土柱中液相盐分减少量。各时段液相盐分减少量均大于土柱底层盐分流失量(表5)。除计算误差外, 两者差别的原因如下: 首先, 土柱液相盐分减少量包括了盐分扩散损失量和机械弥散损失量, 而底层流失量仅是对流损失量; 其次, 土柱液相盐分减少量包括了由于土壤固体物质对土壤溶液中盐分离子的吸附以及土壤溶液内部某些离子间反应沉淀造成土壤溶液盐分的减少量, 而底层盐分流失量没有包括此减少量。本文称两者之和为非对流损失量。随停灌时间延长, 非对流损失量占盐分减少量的比例逐渐增加。

3 结论

1. 现有畦灌条件下, 塔克拉玛干沙漠土壤渗漏损失率很大。停止灌水后 72 h, 96.6% 的灌水渗入 0~150 cm 土层以下, 此时, 该土层土壤平均含水率仅为 $0.053\text{ cm}^3\text{ cm}^{-3}$ 。
2. 秋季停止灌水后, 土壤表面蒸发损失量不大, 在 $2\sim 6\text{ mm d}^{-1}$ 之间。停灌后 2 h, 上行土壤水分区域在 0~20 cm 土层; 停灌 60 h 后, 上行水分区域在 0~90 cm。
3. 用塔中地区的咸水灌溉后, -80 cm 以上土壤溶液含盐率在停灌后 24 h 内明显下降; -80 cm 以下土壤溶液含盐率变化不明显, 咸水灌溉对土壤盐分有明显的淋洗作用。
4. 停止灌水后, $100\text{ cm} \times 100\text{ cm}$ 地面日平均积盐量在 13~35 g 之间。停止灌水 48 h 内, 由于对流作用造成 0~150 cm 土层盐分流失量约占 70%, 由于扩散、机械弥散以及土壤溶液内部反应沉淀和土壤固相物质对溶液中的盐分离子的吸附固定, 造成的土壤液相盐分损失量约占 30%; 停止灌水 48~144 h 内, 两者比例各为 40%~50% 和 50%~60%。

参考文献

1. 尹美娥. 咸水灌溉下的土壤水盐运移规律. 水利水电技术, 2000, 31(7): 22~24
2. 塔里木石油勘探开发指挥部. 塔里木沙漠公路. 北京: 石油工业出版社, 1998. 18~27
3. 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. 55~57
4. Van Genuchten M Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 1980, 44: 892~898
5. Mualem Y. A new model for predicting hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resour. Res., 1976, 12: 513~521
6. 李韵珠, 李保国. 土壤溶质运移. 北京: 科学出版社, 1998. 264~294
7. 李韵珠, 陆锦文. 土壤蒸发率的估算. 见: 石元春, 李韵珠, 陆锦文, 等. 盐渍土的水盐运动. 北京: 北京农业大学出版社, 1986. 122~128
8. 王遵亲, 祝寿泉, 俞仁培, 等. 中国盐渍土. 北京: 科学出版社, 1993. 351~372

THE MOVEMENT OF WATER AND SALT IN SANDY LAND AFTER IRRIGATED WITH SALINE WATER

Huang Qiang^{1,2} Li Sheng-xiu² Song Yu-dong¹

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

(2 *Northwest Sci-tech University of Agriculture and Forestry, Yangling, Shaanxi 712100, China*)

Summary

A field experiment for studying water and salt movement in soil after basin irrigated by saline ground water was conducted in the center of Takelamakan Desert. A series of data about soil water potential, soil water content and EC value of soil solution at different depths along the soil profile were obtained at different times after stopping irrigation. By analyzing these data using method of water and salt balance, some results of water and salt movement in soil were obtained as follows: (1) After stopping irrigation 24 hours, 8.85% of the amount of irrigation water would be contained in the soil layer of 0~150 cm. After stopping irrigation 72 h, 3.4% of the amount of irrigation water would be contained in layer of 0~150 cm, and average soil water content in this soil layer was 5.3%. After this time, soil water content in this layer reduced slowly. (2) During the time from stopping irrigation to seventh day after stopping irrigation in autumn, the daily evaporation water amount was between 2~6 mm. 2 hours after stopping irrigation, soil water contained in the layer of 0~20 cm moved upward to the surface of ground, while 72~144 hours after stopping irrigation, the upward region of soil water extended to the depth of 90 cm underground. (3) When irrigated by saline water with EC value of 6.3 mS cm^{-1} , The EC value of soil solution reduced obviously in upper part of the layer and was almost same as that of before irrigation in lower part of the layer. 24 h after stopping irrigation, the amount of salt contained in solution of layer of 0~150 cm was less than that of before irrigation, while 144 h after stopping irrigation, it was only 53.46% of that of before irrigation. (4) After stopping irrigation, the daily amount of salt accumulated on ground surface with area of $100 \text{ cm} \times 100 \text{ cm}$ would be 13~35 g in autumn.

Key words Takelamakan Desert, Saline water irrigation, Water and salt movement