

灌溉条件下包气带黄土层中 NO₃⁻-N 的深部运移

康银红, 马耀光, 王巧焕

(西北农林科技大学水利与建筑工程学院, 陕西 杨凌 712100)

摘要: 通过渭北黄土塬地区 NO₃⁻-N 的原位运移试验, 测定了 10 m 范围内黄土超根层中 NO₃⁻-N 浓度随时间的变化, 对 NO₃⁻-N 和土壤含水量的运移通量及运移速率进行了定量分析。结果表明: 微孔隙渗流的水分运移速率为 44~65 mm/d, 优先流的运移速率可达 450 mm/d 以上; NO₃⁻-N 在施肥灌溉及作物吸收等因素的综合影响下形成积累峰值带, 并向下运移, 其平均运移速率为 56.3 mm/d; 在作物生长缓慢的冬季大定额灌溉条件下, 施入农田的尿素并不能被作物完全吸收, 上层土壤吸附的 NO₃⁻-N 会被大量淋洗, 50% 以上的 NO₃⁻-N 随入渗水流运移到作物根层以下, 成为深层土壤和地下水的 NO₃⁻-N 污染源。

关键词: 灌溉; 黄土层; 包气带; NO₃⁻-N; 深部运移

中图分类号: S143.1 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-7601(2006)06-0147-04

氮肥施用不当造成的地下水和环境污染问题已日益引起了人们的重视。施入土壤的氮肥随水流渗入深层土壤和浅层地下水中并造成氮素污染^[1]。土壤氮素流失过程是表层土壤、降雨和灌溉、地表和地下径流等因素共同参与的相互作用过程^[2], 主要表现为土壤内部的可溶性氮素随入渗的水流沿垂直方向的向下迁移^[3]。目前对 NO₃⁻-N 的累积、转化与淋溶的研究主要集中于土壤与作物根系层^[4~9], 而且中外学者对土壤硝态氮的迁移和入渗机理做了大量研究, 提出了一系列数学模型^[10~16], 而在包气带黄土层中和土壤超根层中的研究却很少。本文通过对黄土塬区 10 m 超根层中水分和 NO₃⁻-N 的运移过程分析, 旨在更好地认识施入农田的氮素通过黄土层包气带向地下水系统和区域水环境中迁移的基本特征。

1 材料与方法

1.1 试验区自然条件

试验区选在西北农林科技大学旱区农业水土工程教育部重点实验室的节水灌溉试验站。该区属渭北黄土塬区, 地下水位埋深约 80 m, 黄土层厚度 80~110 m, 试验区岩性描述见表 1。实验层岩性为壤土和黄土。灌溉水质的 NO₃⁻-N 浓度为 4.22 mg/L, NH₄⁺-N 浓度为 0.07 mg/L。

1.2 试验设计

试验区面积为 12 m×20 m, 试验期间冬小麦处在初种幼苗期。为减少土壤空间变异的可能影响,

各监测孔以 0.5 m 的间距环状布置。

试验区灌水量为 162 mm, 所施化肥为尿素, 施肥定额为 952.85 kg/hm², 灌溉与施肥同时进行。

表 1 试验土层剖面岩性描述^[17]

Table 1 The description of soil type in testing field on Loess Plateau

埋深 Burying depth (m)	岩性 Soil type on loess plateau
0~2.0	黄壤土 Yellow soil
2.0~3.5	古土壤 Ancient soil
3.5~4.8	黄土 Loess
4.8~5.7	黄壤土夹细粒钙质结核 Yellow soil with tin calcium nodules
5.7~8.0	黄土 Loess
8.0~8.5	黄壤土夹细粒钙质结核 Yellow soil with tin calcium nodules
8.5~10.0	黄土 Loess

1.3 样品的采集与测定

灌水施肥前先对黄土的含水量和 NO₃⁻-N 浓度背景值进行测定。灌水施肥后对其水分和 NO₃⁻-N 浓度进行监测, 每隔约 2 周取样一次, 历时 53 d; 监测孔孔深 10 m, 采样间隔 0.20 m, 取样后及时回填监测孔。试验区取土时间及试验期降雨资料见表 2。试验期间大于 3 mm 有效降雨 3 次, 累计降雨量为 32.4 mm。

岩土含水量采用烘干法测定; 土样自然风干后, 1:5 水土比 1 mol/L 的 KCl 浸提后用紫外分光光度

计法测定;水样 $\text{NO}_3^- \text{-N}$ 采用 1:5 的水液比用紫外分光光度法测定。

表 2 试验区取土时间及试验期降雨资料
Table 2 Experimenting time and rain materials of the testing field

取土次数 Sampling order	取土时间 Sampling time (Y-m-d)	取土期间降雨量 Precipitation (mm)
背景值 Background value	04-10-28	0
第一次 First	04-11-11	7.2
第二次 Second	04-11-23	7.1
第三次 Third	04-12-05	18.1
第四次 Fourth	04-12-13	0
第五次 Fifth	04-12-20	0

注:灌水时间为 2004 年 10 月 29 日。

2 试验结果分析

2.1 水分和 $\text{NO}_3^- \text{-N}$ 的分布特征

试验区土壤含水量和 $\text{NO}_3^- \text{-N}$ 的背景值分布见图 1。试验区土层含水量分布于 18.82%~25.99% 之间。从地表到 680 cm 深处,土壤含水量分布比较均匀;680~820 cm 深处存在含水量峰值带,岩性为持水性较好的古土壤层;孔底的土壤含水量较低。试验区土层 $\text{NO}_3^- \text{-N}$ 浓度 7.61~29.43 mg/kg;在 200~400 cm 深处存在一个显著峰值带,最大值为 29.43 mg/kg,这是由于施肥灌溉及作物吸收的综合影响形成的积累峰值带,并向下运移。

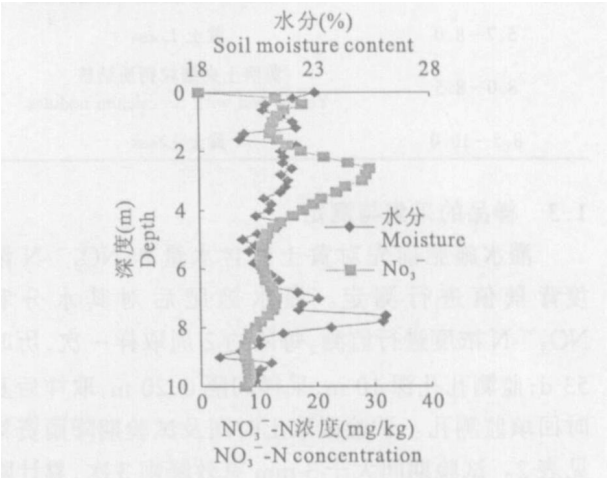


图 1 硝态氮和土壤含水量背景值

Fig.1 $\text{NO}_3^- \text{-N}$ and Soil moisture content distribution of background value

2.2 灌溉施肥对 $\text{NO}_3^- \text{-N}$ 分布和运移的影响

2.2.1 灌溉入渗水流的运移特征 ① 灌溉对土壤含水量的影响。土壤含水量的动态监测结果见图 2,可以看出,灌溉使土壤含水量显著增加,含水量变

化于 19.94%~28.87%,最大含水量增幅为 9.14%,最大增率达 46.29%。灌溉入渗水流在 100~340 cm 深处形成一个显著的土壤含水量峰值带;在 720~800 cm 深处形成了第二个峰值带,该水分峰值带宽度和峰高明显小于上部峰值带。水分峰值带的形成与分布和粘性壤化土层位置相一致;同时,随着深度的增加,峰值带的高度和宽度逐渐减小,表明高孔隙率的粘性壤化土层在黄土层中具有较高的容水性和持水性,并构成相对弱透水层;在包气带黄土层中古土壤层和壤化土层对入渗水流具有显著的滞留和蓄存作用^[18]。② 灌溉入渗水流的运移特征。从土壤水分动态监测结果可以看出,灌溉水流在黄土层中形成的水分峰值带运移缓慢,水分运移速率约为 5~6.5 mm/d,表明黄土层中非饱和的微孔隙渗流具有较强的岩土基质势,微孔隙渗流的重力势能较小。入渗水流运移过程中,土壤水分峰值逐渐降低,同时峰值带宽度有扩展的趋势。③ 土壤水分运移通量。设 t_1 和 t_2 时刻的土壤含水率为 $\theta(t_1)$ 和 $\theta(t_2)$,求 $t_1 \sim t_2$ 时段内任一深度 h 处渗流断面的土壤水分通量 $Q(h)$ 。由连续原理可知有

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial Q}{\partial h} \tag{1}$$

对上式由 h_0 到 h 积分,则得

$$Q(h) = Q(h_0) - \int_{h_0}^h \frac{\partial Q}{\partial t} dh \tag{2}$$

式中: $Q(h)$ 为计算深度 h 处的水通量; $Q(h_0)$ 为地面水通量,积分项为 h_0 至 h 断面内土层的水分通量。

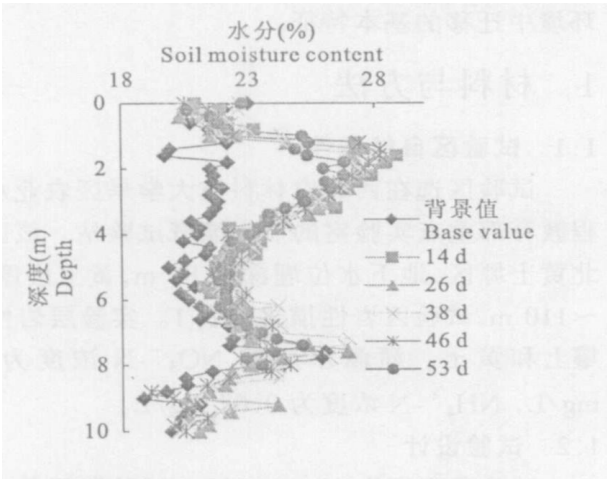


图 2 土壤含水量随时间的变化

Fig.2 Soil moisture content distribution during experimental period

利用土层含水量动态监测值计算水分通量,表达式为:

$$Q(h) = Q(h_0) - \sum_{i=1}^m \left[\frac{\theta_{i+1} + \theta_i}{2} - \frac{\theta_{i+1,0} + \theta_{i,0}}{2} \right] \cdot \Delta h_i \cdot \gamma_{di} \quad (3)$$

式中： θ_i 为监测时刻土壤含水量， $i = 1, 2, \dots, m, \dots, 51$ ； $\theta_{i,0}$ 为监测时刻同一深度处背景土壤含水量； Δh_i 为取样间隔，均为 0.20m； γ_{di} 为监测时刻土壤干容重，取平均值 1.35g/cm³。

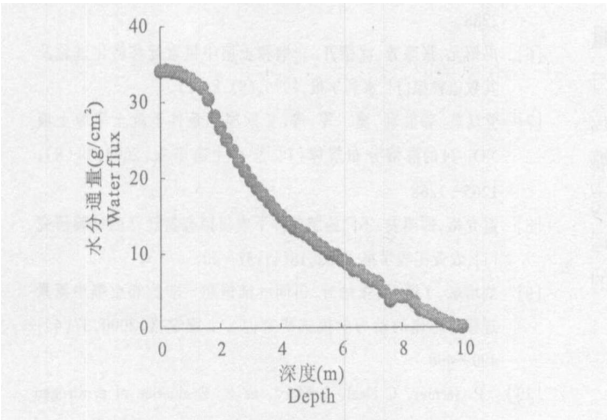


图 3 38 d 土壤水分通量
Fig. 3 Soil water flux at 38 d

灌水后 38 d 土壤水分运移通量分析结果见图 3。可以看出，土壤水分入渗通量随深度增加而递减，其变化趋势线符合多项式关系，其拟合曲线为：
 $y = -8e^{-16}x^6 + 3e^{-12}x^5 - 4e^{-9}x^4 + 3e^{-6}x^3 - 0.0009x^2 + 0.0634x + 33.403$ ($R^2 = 0.9989$) (4)

2.2.2 灌溉条件下黄土层中 NO₃⁻-N 的运移 ① NO₃⁻-N 的运移特征。试验层岩土的确态氮动态监测结果见图 4。可以看出，施入尿素后第 14 d 土壤中的 NO₃⁻-N 浓度与背景值相比，上部 400 cm 土层 NO₃⁻-N 浓度显著减少，540 cm 深度以下 NO₃⁻-N 浓度显著增加；其分布状态曲线产生显著的趋势性下移，峰值带运移速率达 71 mm/d。表明灌溉水流对上部土层吸附的 NO₃⁻-N 具有显著的淋洗效应。由于试验期间平均气温仅为 6.7℃，尿素未能完全水解与硝化，试验层 NO₃⁻-N 浓度未显著增加。据 A Φ Калинкевич 研究，温度为 10~12℃ 时，尿素要到第 16~18 d 才能完全分解^[19]。从灌水 26 d 以后的 NO₃⁻-N 浓度分布可以看出，NO₃⁻-N 持续向下运移，其运移速率可利用主峰值带的明显下移进行计算。NO₃⁻-N 峰值带从 14 d 的 260 cm 深处运移至 46 d 的 440 cm 深处，其平均运移速率为 56.3 mm/d。两个主峰值带在向下运移的过程中其峰值是显著增加的，表明农田施用的氮素在随水运移的过程中逐渐水解和硝化，导致土壤 NO₃⁻-N 浓度峰值随运移深度的增加而增加。② NO₃⁻-N 的运移通量。NO₃⁻-N 运移通量计算模式如下：

$$N(h) = N(h_0) - \int_{h_0}^h \frac{\partial N}{\partial t} dh \quad (5)$$

式中： $N(h)$ 为计算深度 h 处的 NO₃⁻-N 通量； $N(h_0)$ 为地面 NO₃⁻-N 通量，积分项为 h_0 至 h 断面内土层的 NO₃⁻-N 通量。

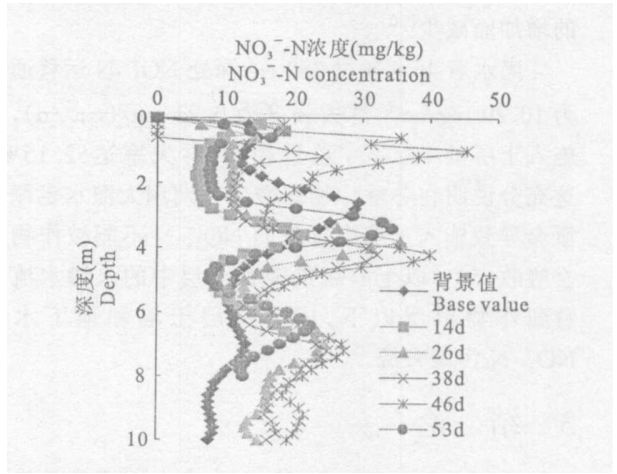


图 4 NO₃⁻-N 浓度随时间变化
Fig. 4 NO₃⁻-N concentration distribution during experimental period

利用 NO₃⁻-N 浓度动态监测值计算 NO₃⁻-N 通量，公式(5) 变为：

$$N(h) = N(h_0) - \sum_{i=1}^m \left[\frac{C_{i+1} + C_i}{2} - \frac{C_{i+1,0} + C_{i,0}}{2} \right] \cdot \Delta h_i \cdot \gamma_{di} \quad (6)$$

式中： C_i 为监测点的 NO₃⁻-N 浓度，(mg/kg)； $c_{i,0}$ 为同一深处监测点的背景值 NO₃⁻-N 浓度，(mg/kg)。

灌水后 46 d NO₃⁻-N 的运移通量计算结果见图 5。可以看出，黄土层中 NO₃⁻-N 的运移通量随深度的增加而显著减小，其变化趋势线符合多项式关系，其拟合曲线为：

$$y = -3e^{-5}x^6 + 0.004x^5 - 0.1914x^4 + 3.1906x^3 - 6.415x^2 - 657.83x + 13850$$
 ($R^2 = 0.9710$) (7)

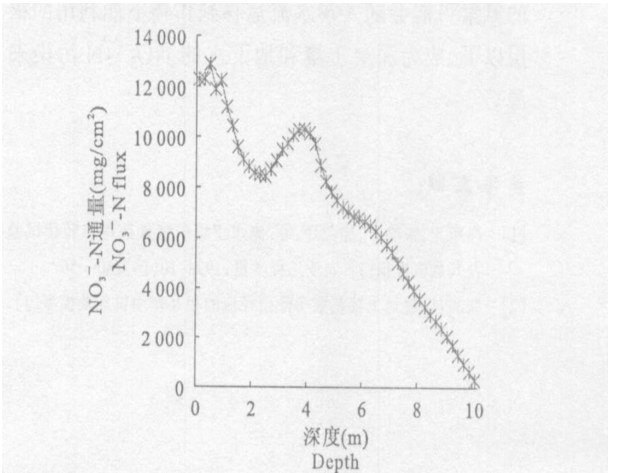


图 5 46 d 的 NO₃⁻-N 通量
Fig. 5 NO₃⁻-N flux at 46 d

表明 NO_3^- -N 随水运移的过程中被逐层吸附, 在 240~380 cm 深处的土层中 NO_3^- -N 的运移通量随深度的增加而增加, 反映出该土层中的 NO_3^- -N 在随灌溉入渗水流运移过程中被大量淋失并向包气带深部运移。这也说明 NO_3^- -N 的存留量随着水量的增加而减少^[20]。

灌水后 46 d 通过 380 cm 深处 NO_3^- -N 运移通量为 10.29 mg/cm^2 , 淋失强度为 $0.22 \text{ mg}/(\text{cm}^2 \cdot \text{d})$, 与施入土层的 NO_3^- -N 总量相比, 淋失率达 52.15%。这充分说明在冬季作物缓慢生长期用大灌水定额灌溉会导致施入土壤中过量的 NO_3^- -N 不能被作物完全吸收, 50% 以上的氮素随黄土层中的入渗水流运移到作物根层以下, 成为深层土壤和地下水的 NO_3^- -N 污染来源。

3 结 论

1) 在 10 m 黄土层中, 水分在古土壤和粘性壤化土层中均存在峰值带; NO_3^- -N 在施肥灌溉及作物吸收的综合影响下形成峰值带, 浓度随深度增加逐渐减小, 平均运移速率为 56.3 mm/d 。说明在包气带黄土层中古土壤层和壤化土层对入渗水流具有显著的滞留和蓄存作用。

2) 黄土层中非饱和渗流具有二元性。微孔隙渗流的水分峰值带运移速率约 $5 \sim 6.5 \text{ mm/d}$, 黄土垂直裂隙及大孔洞中存在优先流, 其运移速率可达 450 mm/d 以上。

3) 在低温条件下, 土壤 NO_3^- -N 浓度峰值随运移深度的增加而增加, 表明施入农田的尿素在随水运移的过程中逐渐水解和硝化需要较长的时间。

4) 在冬季作物缓慢生长期大定额灌溉条件下, 施入过量的尿素并不能被作物完全吸收, 50% 以上的氮素可能会随入渗水流运移到作物不能利用的根层以下, 成为深层土壤和地下水的 NO_3^- -N 污染来源。

参 考 文 献:

- [1] 冯绍元, 张瑜芳, 沈荣开, 等. 淹水土壤中氮素运移与转化试验及其数值模拟[J]. 农业工程学报, 1994, 10(14): 50—56.
- [2] 张兴昌. 坡地土壤氮素与降雨径流的相互作用机理及模型[J].

地理科学进展, 2000, 6: 128—133.

- [3] 王全九, 沈 晋. 降雨条件下黄土坡面溶质随地表径流迁移试验研究[J]. 水土保持学报, 1993, 7(1): 11—17.
- [4] 马军花, 任 理. 冬小麦生育期农田尺度下土壤硝态氮淋失动态的数值模拟[J]. 生态学报, 2004, 24(10): 2289—2301.
- [5] 任 理, 袁福生, 张福锁. 冬小麦生长条件下土壤硝态氮淋洗的传递函数模拟和预报[J]. 生态学报, 2004, 24(10): 2281—2288.
- [6] 冯绍元, 张瑜芳, 沈荣开. 非饱和土壤中氮素运移转化试验及其数值模拟[J]. 水利学报, 1996, (8): 8—15.
- [7] 党廷辉, 郭胜利, 樊 军, 等. 长期施肥条件下黄土旱塬土壤 NO_3^- -N 的淋溶分布规律[J]. 应用生态学报, 2003, 14(8): 1265—1268.
- [8] 赵允格, 邵明安. 不同施肥条件下农田硝态氮迁移的试验研究[J]. 农业工程学报, 2002, 18(4): 37—40.
- [9] 刘培斌, 丁跃元, 张瑜芳. 田间一维饱和—非饱和土壤中氮素迁移与转化的动力学模式研究[J]. 土壤学报, 2000, 37(4): 490—498.
- [10] P Garnier, C Neel, B Mary, et al. Evaluation of a nitrogen transport and transformation model in a bare soil[J]. Euro J of Soil Science, 2001(52): 253—268.
- [11] O O Akinremi, Y W Jame, A Campbell, et al. Evaluation of LEACHMN under dryland conditions 1. Simulation of water and solute transport[J]. Canadian J of soil science, 2005, 51(2): 223—232.
- [12] A M Ridley, R E White, K R Helyar, et al. Nitrate leaching loss under annual and perennial pastures with and without lime on a duplex (texture contrast) soil in humid southeastern Australia[J]. Euro J of Soil Science, 2001, (52): 237—252.
- [13] 赵 琳, 李世清, 李生秀, 等. 半干旱生态过程变化中土壤硝态氮累计及其在植物氮素营养中的作用[J]. 干旱地区农业研究, 2004, 22(4): 14—20.
- [14] 黄元仿, 李韵珠, 陆锦文. 田间条件下土壤氮素运移的模拟模型 I[J]. 水利学报, 1996, (6): 9—33.
- [15] 王百群, 戴鸣均. 土壤不同形态氮素在剖面中移动特征的模拟研究[J]. 水土保持研究, 2000, 7(4): 117—122.
- [16] 胡雪涛, 陈吉宁, 张天柱. 非点源污染模型研究[J]. 环境科学, 2002, 23(3): 124—128.
- [17] 马耀光, 郭大勇. 黄土层中灌溉对尿素淋失特征的影响[J]. 水土保持学报, 2003, 17(4): 113—116.
- [18] 张福珠, 熊先哲, 戴同顺. 应用 ^{15}N 研究土壤—植物系统中氮素淋失动态[J]. 环境科学, 1984, 5(1): 21—24.
- [19] 尹崇仁, 邱忠祥, 朱理微, 等. 氮肥的农业化学[M]. 北京: 农业出版社, 1983. 114—115.
- [20] 袁新民, 王周琼. 硝态氮的淋洗及其影响因素[J]. 干旱区研究, 2000, 17(4): 46—52.

(英文摘要下转第 182 页)

[2] 龙爱华,徐中民,张志强,等.甘肃省 2000 年水资源足迹的初步估算[J].资源科学,2005,27(3):123—129.

[3] 王新华,徐中民,龙爱华.中国 2000 年水资源足迹的初步计算分析[J].冰川冻土,2005,27(5):774—780.

[4] 龙爱华,徐中民,张志强.西北四省 2000 年的水资源足迹[J].冰川冻土,2003,25(6):692—700.

[5] 程国栋.虚拟水——中国水资源安全战略的新思路[J].中国科学院院刊,2003,(4):260—265.

[6] 王新华,徐中民,李应海.甘肃省 2003 年的水足迹评价[J].自然资源学报,2005,20(6):909—915.

[7] 中国统计局.陕西统计年鉴 2004[M].北京:中国统计出版社,2004.

[8] 刘昌明,王礼先,夏军,等.西北地区水资源配置生态环境建设和可持续发展战略研究(生态环境卷)[M].北京:科学出版社,2004.108—220.

[9] 中国统计局.中国统计年鉴 2004[M].北京:中国统计出版社,2004.

[10] 唐克旺,王浩,王研.生态环境需水分类体系探讨[J].水资源保护,2003,(5):5—8.

Evaluation and analysis on water footprint of Shaanxi Province 2003

GUO Bin, REN Zhi-yuan

(Collage of Tourism and E nvironment, Shaanxi Normal University, Xi'an, Shaanxi 710062, China)

Abstract: Water footprint means the total quantity of water resource that maintains the consumption of cer-
tain crowd of one country (district) under certain living standard. Because of considering virtual water volume of
consumption of social economic system, the footprint portrayed the mankind's true possession and consumption
situation of water resource, and offered a brand-new visual angle for scientific management of water resource.
The meaning of the virtual water contributes to improving people's warred consciousness to water resource, to
the consumption mode that advocates being economized on water and gives the important strategic inspiration in
water resource management. Using water footprint model, the total water footprints and per person water foot-
print of Shaanxi Province in 2003 have been calculated. The result showed that the water footprint of Shaanxi
Province in 2003 was 24,886,200,000 m³. The per person water footprint was 671.656 m³. Several ways for
reducing the water footprint have proposed in order to alleviate the water resource pressure. The future study di-
rection of water footprint has been discussed.

Keywords: water footprint; virtual water; virtual water trade; Shannxi Province; year of 2003

(上接第 150 页)

NO₃⁻-N deep migration in loess layer of
non-saturated zone under irrigation condition

KANG Yin-hong, MA Yao-guang, WANG Qiao-huan

(College of Water Conservancy and Architectural Engineering, Northwest A & F University, Yangling, Shaanxi 712100, China)

Abstract: Soil NO₃⁻-N was measured in Weibei Loess soil under irrigation condition. The deep irrigation
of NO₃⁻-N concentration was measured in 10m scope in the ultra root level with time changing. It quantitative-
ly analyzed and discussed the migration flux and velocity. The result showed that the scale of soil water migra-
tion velocity in the minipore permeation is 44~65 mm/d, the velocity in preferential flow is up to more than
450 mm/d. NO₃⁻-N concentration is accumulated as a peak strip influenced by irrigation, fertilizer and crop ab-
sorption. The peak strip moves on and its average velocity is 56.3 mm/d. Under higher irrigation quota in the
winter, the crops cannot absorb extra urea. The NO₃⁻-N absorbed in upper layer leaches largely, and the 50%
urea moves to the lower root zone with the pore water. Consequently it becomes the source of deep soil and
ground water pollution.

Keywords: irrigation; Loess layer; non-saturated zone; NO₃⁻-N; deep migration