

华北山前平原典型厚包气带硝态氮分布累积规律^①

梁慧雅^{1,2}, 王仕琴^{1*}, 魏守才¹

(1 中国科学院遗传与发育生物学研究所农业资源研究中心, 中国科学院农业水资源重点实验室, 河北省节水农业重点实验室, 石家庄 050021; 2 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 包气带是连接大气层和含水层水分和养分转换的纽带, 也是农田 NO₃-N 分布和累积的重要场所和向含水层淋失的通道, 因此研究包气带土壤中 NO₃-N 的分布累积规律对防止地下水 NO₃-N 污染至关重要。本文以中国科学院栾城试验站典型的厚包气带为对象, 在无施肥处理(N0)和施氮肥 600 kg/(hm²·a)(N600)两种处理的多年试验田中, 利用 Geoprobe 获取 0~10.5 m 深度土壤样品, 研究厚包气带 NO₃-N 垂向分布、累积规律, 并分析其影响因素。结果表明: N0 中 NO₃-N 基本保持不变, 长年施氮肥 600 kg/(hm²·a) 使得 NO₃-N 淋溶至 10.5 m, 并在深层包气带中形成累积, 累积的峰值由土壤的质地和含水量决定; NO₃-N 的分布和累积主要受水分运移、土壤质地和反硝化作用影响。

关键词: 厚包气带; 硝态氮; 分布; 累积

中图分类号: S19 **文献标识码:** A

自 20 世纪初引进氮肥后, 我国氮肥使用量不断增加, 并于 20 世纪 90 年代中期跃居世界首位^[1]。人口的不断增加造成对粮食需求的增大, 随着施氮量的增加, 粮食产量显著提高, 而农学效率却呈相反趋势^[2]。农业生产中化肥的过度及不合理施用使得氮肥利用率普遍较低且变化幅度大, 造成农业区地下水 NO₃-N 污染问题日显突出。马洪斌等^[3]综述研究表明, 地下水 NO₃-N 污染与农业氮肥通过包气带向下层的淋滤有很大关系。而华北地区作为高施肥的农业区, 氮肥年施用量达 450~600 kg/hm², 远高于该地区作物的年吸氮量 311 kg/hm²^[4-5]。过量的氮素在土壤中形成累积, 受灌溉和集中降雨淋溶作用的驱动进入地下水^[6], 造成地下水 NO₃-N 浓度升高, 威胁人类的健康。

包气带是指地面以下潜水面以上的地带, 也称非饱和带, 是大气水和地表水同地下水发生联系并进行水分交换的地带。同时, 包气带也是污染物进入地下水的通道, 在减少污染物进入含水层的过程中表现出极好的“屏障”功能。包气带 NO₃-N 的淋滤受耕作措施^[7]、化肥投入^[8]、对降水的入渗的响应^[9]、包气带厚度等因素的影响, 体现出较强的区域差异性。过去

针对农田 NO₃-N 的迁移和淋滤过程的研究主要集中在两个方面, 一方面是研究根系层 NO₃-N 的来源以及对氮淋滤的潜在风险评估^[5,10-11]; 另一方面是对地下水中 NO₃-N 来源的识别及对污染程度的判定^[12-13]。可见, 对于 NO₃-N 从地表到地下水的淋滤过程, 多数研究集中在根层, 对根层以下的研究较少。然而, 由于近年来地下水的过量开采, 地下水水位降低, 如华北山前平原北京和保定等地下水漏斗区地下水水位下降速率达 0.5 m/a 以上^[14-15], 河北石家庄市栾城地下水水位下降速度近年来达 0.8 m/a^[16]。地下水水位下降, 包气带厚度增加, 改变了水分的入渗路径和入渗系数^[17], 也影响 NO₃-N 从根层向下迁移和淋失的速度。

因此, 本文以位于河北省石家庄市栾城区的中国科学院栾城试验站为研究平台, 选择不施肥处理(N0)和施氮量为 600 kg/(hm²·a)(N600)的两个长期定位试验地为研究对象, 识别华北山前平原区受长期施肥影响条件下, 典型厚包气带 NO₃-N 的垂向分布规律及其影响因素, 研究氮循环和累积迁移规律, 对于保障我国粮食安全和区域地下水环境安全具有重要现实意义。

基金项目: 国家自然科学基金面上项目 (41471028)和国家自然科学基金重点项目(41530859)资助。

* 通讯作者(sqwang@sjziam.ac.cn)

作者简介: 梁慧雅(1992—), 女, 河北张家口人, 硕士研究生, 主要从事水环境硝酸盐迁移转化方向研究。E-mail: hylang@jziam.ac.cn

1 研究方法

1.1 研究区概况

研究区选择在中国科学院栾城生态系统试验站(以下称为栾城站),该试验站位于河北省栾城县境内,37°53'N,114°41'E,海拔 50.1 m,属华北平原北部的太行山山前冲积扇平原。试验区自然条件优越,属农业高产类型区^[18]。种植制度为小麦-玉米一年两熟制,是华北平原代表性农田作物类型区。土壤类型以潮褐土为主,地势平坦,属于半干旱半湿润季风气候,年平均气温 12.2 °C,年降水量 530 mm,年蒸发量 1 040 mm^[19]。由于降水量不足,该区域农业高产主要依赖抽取地下水灌溉和大量施肥,其中研究区地下水埋深在 2015 年为 47 m。

1.2 土壤样品采集与分析

长期定位试验从 1997 年开始,本试验选取不施肥(N0)和每年施氮肥 600 kg/hm²(N600)两个处理,每个处理各设置 3 个重复,氮肥的类型是尿素(含氮量 46.2%)。土壤样品采集于 2015 年 10 月秋收后进行,利用 Geoprobe Model 54D (Geoprobe, Salina, KS, 美国)钻取 0~10.5 m 深度土壤样品。100 cm 内按 0~10、10~20、20~30、30~50、50~70、70~100 cm 分层取样,100 cm 以下按 50 cm 分层采样,每个处理取 3 个重复,共取得 6 个土壤剖面样品,总样品数 148 个。每个样品用自封袋取鲜样 500 g,带回中国科学院节水农业重点实验室后,一部分 4 °C 冷藏保存,用于 DOC 的测定,另一部分风干研磨过 100 目筛后用于土壤粒径、阴阳离子和 pH 的测定。DOC 在一周内测定,称取 10 g 左右新鲜土样,用超纯水浸提(土液比 1:5)振荡取上清液过孔径 0.45 μm 的醋酸纤维素滤膜后利用 TOC 仪(Multi N/C 3100)测定 DOC。土壤粒径是称取干土样约 0.15~

1.5 g,加盐酸(HCl)去除碳酸盐,在盛土样的烧杯加蒸馏水至 200 ml,加热炉加热,加 30% 过氧化氢(H₂O₂),72 °C 下煮 2 h 去除有机质,冷却至室温,采用激光粒度仪(Mastersizer 3000, Marlvern, 英国)测定土壤粒径的百分比,根据国际土壤质地分类标准对土壤质地进行分类。采用离心萃取法测定土样的溶滤水离子的浓度,称取风干土样品 10 g,用超纯水按 1:5 浸提后上清液用 pH 计(PB-10, Sartorius)测定上清液 pH,用便携式电导率仪(SG7)测定上清液的 EC,再过 0.25 μm 的醋酸纤维素滤膜,用离子色谱仪(ICS-2100, Dionex, 美国)测定离子的含量;另外,土壤质量含水量样品用铝盒采样,为了防止土壤水分的损失,样品放入铝盒后在野外立刻称重,然后在 105 °C 下烘干 24 h,测定烘干重。

1.3 数据处理

土壤剖面 NO₃-N 的总累积量为每一土层的硝酸盐累积量之和,每层的累积量由下式计算^[20]:

$$R_i = c \times d \times h / 10 \quad (1)$$

式中: R_i 为每一土层的 NO₃-N 累积量 (kg/hm²); c 为该土层土壤中 NO₃-N 含量 (mg/kg); d 为该土层土壤体积质量 (g/cm³); h 为土层厚度(cm)。

用 SPSS 软件分析 NO₃-N 与土壤理化性质以及各离子间的相关性,用 Excel 拟合 NO₃-N 总累积量(x)-深度(y)曲线。

2 结果与分析

2.1 土壤基本理化性质特征

包气带的土壤特征决定了包气带的功能,凭借其不同的土质特性和物化条件,对 NO₃-N 分布累积规律产生影响。试验区两种处理(N0 和 N600)土壤剖面上土壤质地(根据国际制土壤质地分类)和土壤质量含水量分布见图 1。两种处理土壤质地分类一致,

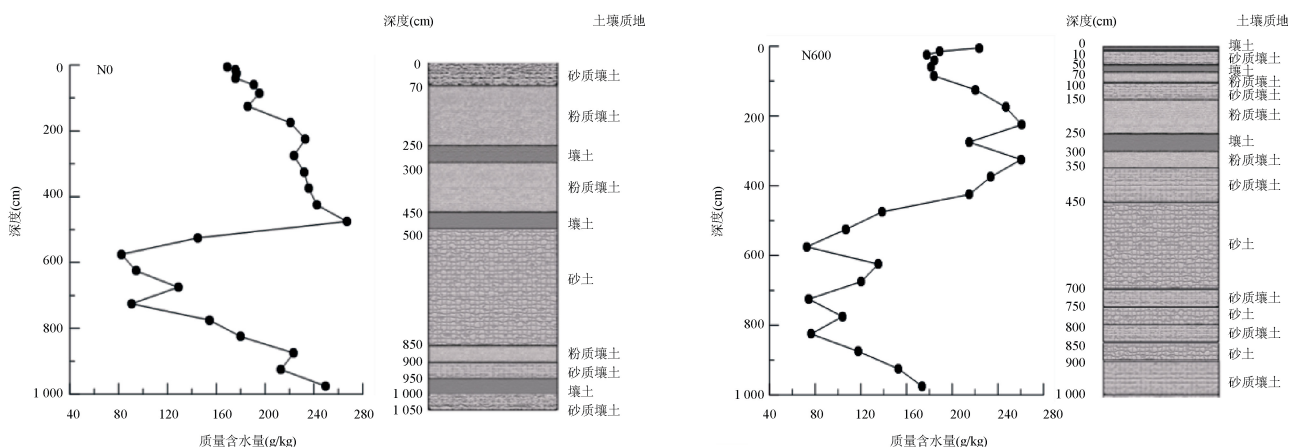


图 1 试验区包气带土壤质地和含水量分布图

Fig. 1 Soil textures and soil moisture contents of vadose zone soils in study area

并且由土壤粉黏粒含量大小排序分为：粉质壤土 > 壤土 > 砂质壤土 > 砂土。2015年含水量变化：N0剖面含水量的变化范围为82.4~289.0 g/kg，N600剖面含水量的变化范围72.6~260.8 g/kg。在0~70 cm含水量逐渐减小，在70~500 cm含水量增大，在400~500 cm的粉质壤土层含水量出现最大的峰值，500~800 cm逐渐减小，在750~800 cm的砂土出现最小值，850~1 050 cm又逐渐增大。N600含水量的变化趋势：含水量在300~350 cm的粉质壤土出现最大峰值，在650~700 cm的砂土出现最小值，0~1 050 cm的变化趋势与N0含水量变化趋势一致。两个处理的含水量在2 m以上变化剧烈，作物根系主要分布在2 m以上，受降水和灌溉回渗水补给以及土壤蒸发、作物蒸腾等影响；2 m以下含水量主要随着土壤质地变化而变化，土壤黏粒含量越大，土壤含水量越大，反之，土壤黏粒含量越小，土壤含水量越小。

表1为按照土壤质地分层计算的土壤基本理化性质的平均值。N0的pH均在7.8~8.1，N600的pH在7.8~8.0，均呈弱碱性；N600的各土层DOC浓度小于N0各个土层。N0和N600剖面EC均呈现出与含水量相同的变化趋势，均是先增大再减小再增大。

表1 土壤基本理化性质
Table 1 Physical and chemical properties of tested soil

处理	深度(cm)	pH	DOC (mg/kg)	EC(uS/cm)
N0	0~70	7.79	16.9	202.08
	70~250	7.80	13.3	209.87
	250~500	7.85	14.7	223.34
	500~850	7.86	10.5	166.65
	850~1 050	8.11	17.3	262.08
N600	0~70	7.76	20.1	236.13
	70~250	7.90	12.4	264.42
	250~450	7.92	11.5	276.58
	450~900	7.87	10.5	164.24
	900~1 050	7.95	9.4	226.09

2.2 土壤水中离子垂向分布特征

2.2.1 土壤水中阳离子垂向分布特征

由图2可知，N600和N0中的 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 的整体变化趋势与含水量的变化趋势基本一致。0~150 cm处N600中的 Ca^{2+} 浓度高于N0中 Ca^{2+} 浓度，主要是因为长期施肥导致土壤表层pH降低，促使了交换性钙被 H^+ 交换^[21]，进入溶液成为水溶性的钙，增加了水溶性钙的含量。N0中， Na^+ 浓度在300~450 cm由于粉质壤土的表面吸附强而达到最大峰值，在950~1 000 cm的 Na^+ 浓度也是随深度增加而增大，而

Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 的浓度在上述两个深度的剖面中均呈减小趋势；N600中也出现相同规律，850~950 cm中 Na^+ 浓度随深度增加，而 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 的浓度随深度减小。可能是粉质壤土中发生阳离子交换作用，对 Na^+ 的吸附作用增大的同时释放出一定量的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} ，如反应方程式(2)^[22]，其中，X代表黏性矿物：



2.2.2 土壤水中 Cl^- 和 NO_3^- -N垂向分布

Cl^- 具有较强的亲水性，不与土壤颗粒骨架中的矿物质和有机物反应，化学性质保守；而且土壤水中 Cl^- 含量比 Cl^- 检测限高几个数量级，因此用 Cl^- 作为理想的溶质示踪剂可以反映离子的迁移规律^[23]。N0和N600土壤剖面中 Cl^- 、 NO_3^- -N平均含量随深度变化如图3。

N0剖面的 Cl^- 浓度变化范围为6.8~25.6 mg/kg，N600的 Cl^- 浓度变化范围为6.8~28.4 mg/kg，而且两个处理中 Cl^- 变化趋势与其含水量的变化趋势一致。10月6日采样时已经是雨季过后，植物的根系层主要分布在0~200 cm^[24]，土壤表层蒸发作用起主导作用，因此两个处理中 Cl^- 浓度增大并且在200 cm处达到最大值；在200 cm以下受重力作用水分继续向下运移，N0和N600的 Cl^- 浓度分别在400~450 cm和300~350 cm处出现峰值(浓度分别是19.8、21.8 mg/kg)。 Cl^- 随水分从砂质壤土运移到粉质壤土，土壤黏性增大使得 Cl^- 在此深度累积；砂土层间含水量逐渐降低， Cl^- 浓度也逐渐减小，反映了水分含量的限制抑制了 Cl^- 的垂向迁移。

NO_3^- -N在整个土壤剖面的分布规律与含水量、 Cl^- 的分布规律基本一致，其中N0中 NO_3^- -N浓度变化范围为2.7~10.1 mg/kg，N600的 NO_3^- -N浓度范围为16.5~69.5 mg/kg。N0在10.5 m处 NO_3^- -N浓度是4.0 mg/kg，N600在10.5 m处 NO_3^- -N浓度是26.6 mg/kg，说明N600处理下施肥带来的 NO_3^- -N已经淋溶至10.5 m。由图3知，N0中，表层 NO_3^- -N浓度最大，在0~20 cm深度逐渐降低，主要受植物根系吸收作用的影响；20 cm以下， NO_3^- -N浓度基本保持在3.4 mg/kg，较为稳定。N600中，根系层(0~200 cm)由于存在氮肥施入、氮素转化、作物吸收、氮挥发、氮淋溶等过程，因此 NO_3^- -N浓度变化比较剧烈；400~900 cm之间， NO_3^- 浓度随深度增加逐渐降低，在900~1 050 cm又呈增加的趋势。

2.3 根系层以下硝态氮累积特征

由于根系层以下(200 cm以下) NO_3^- -N很难再被作物利用，从对地下水水质可能形成污染的角度来看，根系层以下的 NO_3^- -N累积更为重要。不同的施

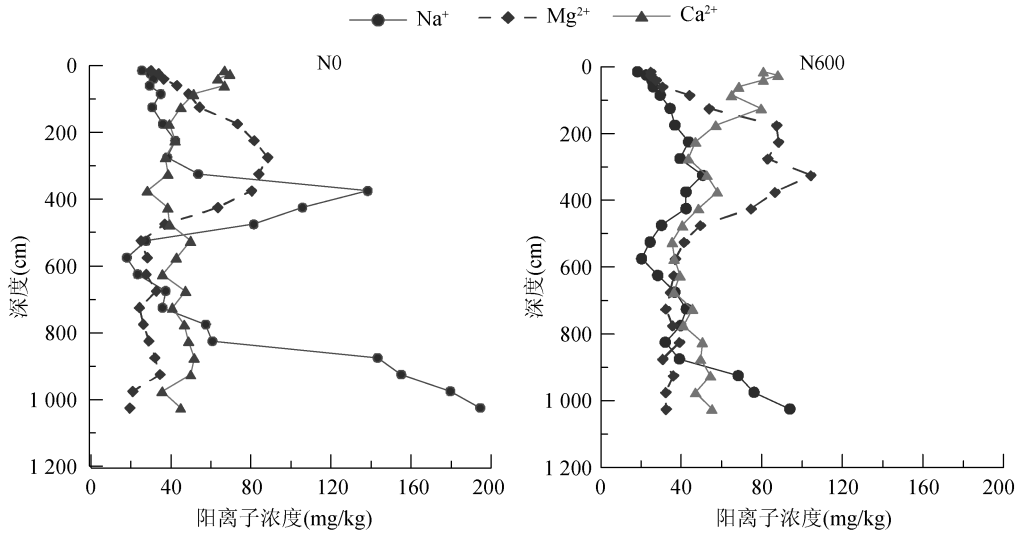


图 2 N0 和 N600 土壤剖面阳离子的分布
Fig.2 Distribution of cations in N0 and N600 soil profiles

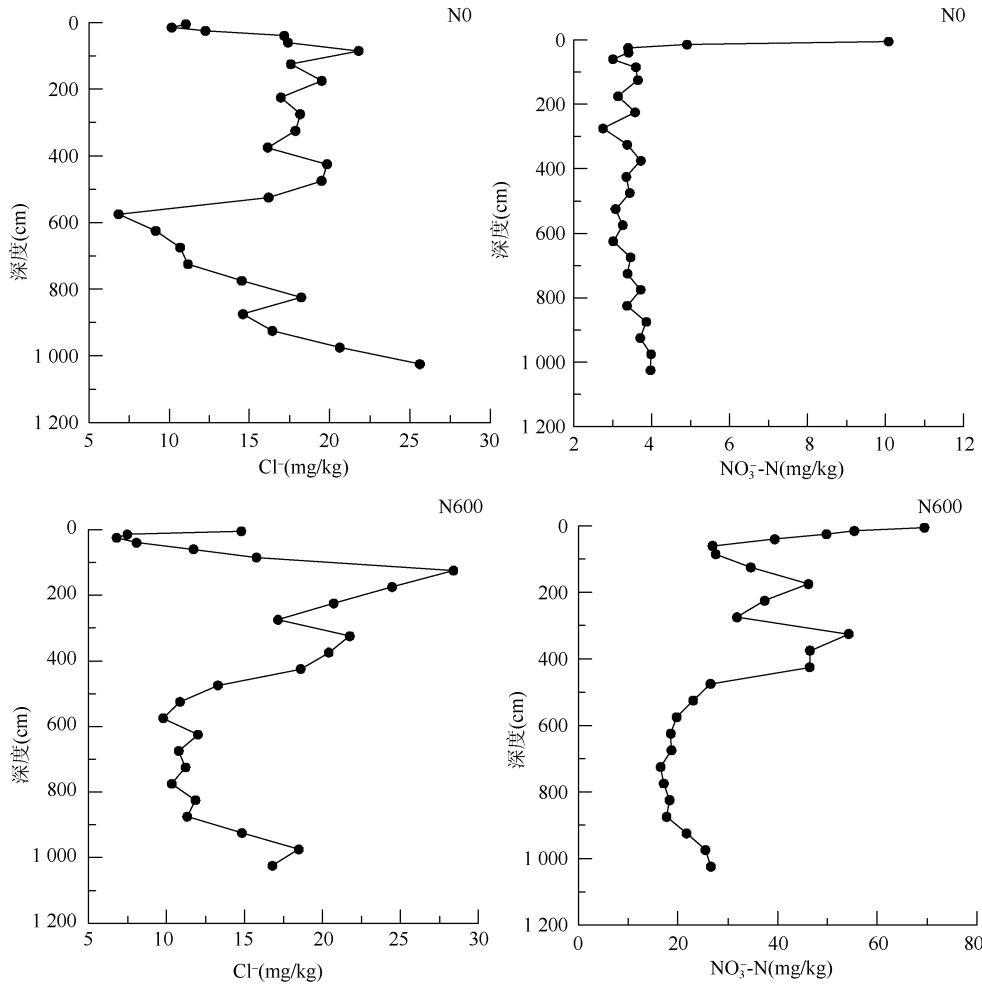


图 3 N0 和 N600 土壤剖面 Cl⁻ 和 NO₃-N 的分布
Fig. 3 Distribution of Cl⁻ and NO₃-N in N0 and N600 soil profiles

肥处理土壤中 NO₃-N 的累积量不同, 200 cm 以下 N0 和 N600 两个土壤剖面各层 NO₃-N 累积量如图 4 所

示。N0 由于长年没有施肥, 因此包气带中 NO₃-N 主要来源于农业灌溉和大气沉降, 因此剖面中每层 NO₃-

N 累积量较小且没有明显变化,变化范围为 20.8 ~ 30.1 kg/hm²,平均含量是 26.2 kg/hm²。N600 的 NO₃⁻-N 各层累积量在整个剖面上具有很大的差异,变化范围 124.9 ~ 409.7 kg/hm²,平均含量是 207.3 kg/hm²,约是 N0 各层 NO₃⁻-N 累积量平均值的 8 倍。已有研究表明施氮量在 300 kg/hm² 时 NO₃⁻-N 形成累积^[25],施氮量越多,NO₃⁻-N 在土壤剖面的累积量越多。本研究的试验地年施氮量 600 kg/hm² 持续了约 20a,氮素在整个土壤剖面上形成累积,并在 300 ~ 350 cm 粉质壤土中达到最大累积量 409.7 kg/hm²。

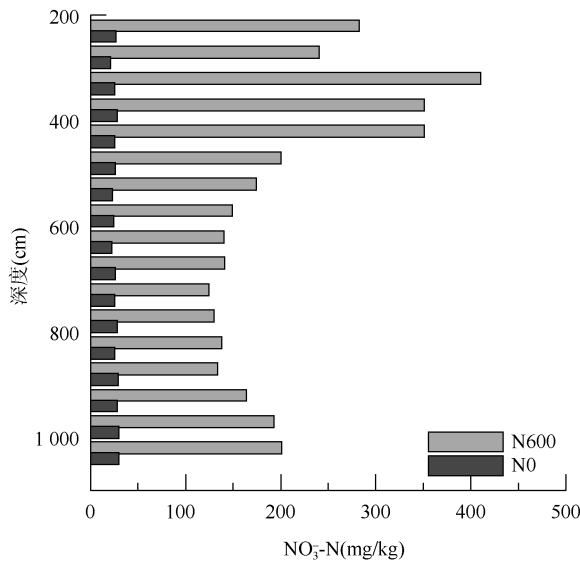


图 4 土壤剖面每层 NO₃⁻-N 的累积量

Fig.4 Accumulated NO₃⁻-N in different layers below 200 cm depth of N0 and N600 soil profiles

NO₃⁻与 Cl⁻的比值在一定程度可以反映 NO₃⁻-N 在包气带的累积程度^[26]。N0 的 NO₃⁻/Cl⁻的浓度比值变化范围是 0.67 ~ 4.05, N600 的 NO₃⁻/Cl⁻变化范围是 5.40 ~ 32.84,如图 5, N600 的 NO₃⁻/Cl⁻明显高于 N0,说明施肥对于 NO₃⁻-N 的累积有显著的影响。两个处理中,NO₃⁻/Cl⁻在表层较高,20 cm 处由于作物对氮素的吸收,比值迅速降低,N0 的 NO₃⁻/Cl⁻在 20 cm 以下基本保持不变;N600 中,400 ~ 900 cm 深度随着土壤深度的增加,NO₃⁻/Cl⁻总体呈现减小的趋势,说明 NO₃⁻-N 在表层累积严重,随着包气带厚度的增加累积程度减小。

由于 N0 中 NO₃⁻-N 的累积变化范围小,因此只对 N600 处理下厚包气带土壤剖面中 NO₃⁻-N 总累积量及其拟合的总累积量(x)-深度(y)曲线(图 6)作分析。拟合曲线为指数函数,其关系式如方程(3)所示。拟合方程的决定系数为 0.90,因此可以用它估算更深层的 NO₃⁻-N 含量以及累积量。用方程(3)计算 47 m 和

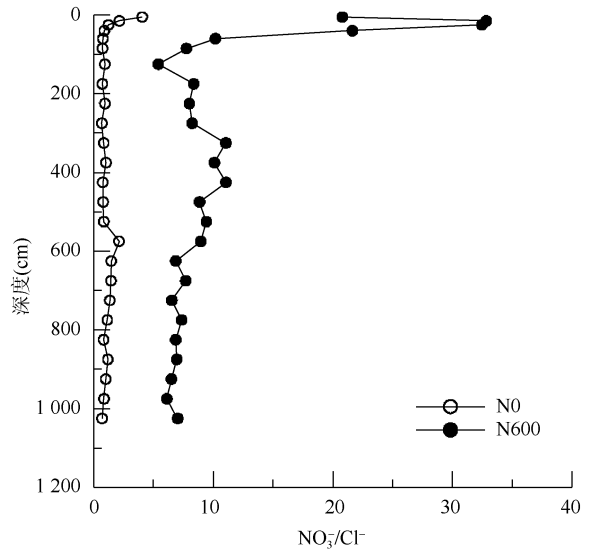


图 5 NO₃⁻/Cl⁻ 在 N0 和 N600 中随深度的变化
Fig.5 Distribution of NO₃⁻/Cl⁻ in N0 and N600 soil profiles

48 m 时,NO₃⁻-N 的累积量为 7 253.5 kg/hm² 和 7 279.8 kg/hm²,即在 47 ~ 48 m 之间的 NO₃⁻-N 的累积量是 26.3 kg/hm²,NO₃⁻-N 浓度平均值为 1.8 mg/kg。

$$y = 0.1419e^{0.0008x} (R^2 = 0.90) \quad (3)$$

在 47 ~ 48 m 之间的 NO₃⁻-N 含量未超过世界卫生组织规定的 NO₃⁻-N 标准(10 mg/kg),是因为农田施氮对地下水 NO₃⁻-N 污染是一个长期累积的过程,且由于各地土壤和地下水条件不同,地下水的受污染程度有所差异,但是如果长期施用大量的氮肥地下水必然会受到污染。

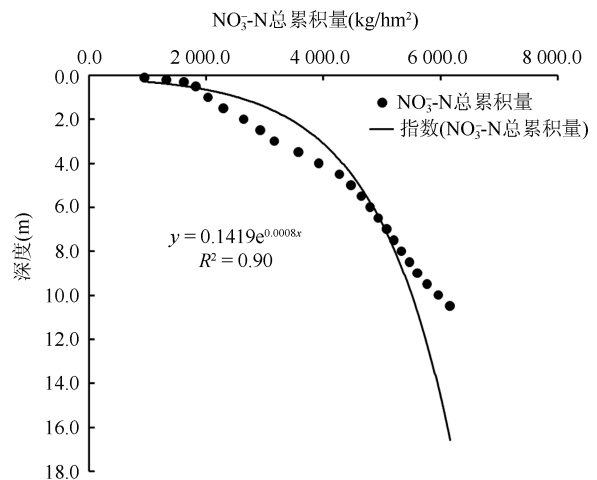


图 6 N600 土壤剖面 NO₃⁻-N 的总累积量
Fig.6 Accumulation of NO₃⁻-N in N600 soil profiles

2.4 影响硝态氮垂向分布积累的因素

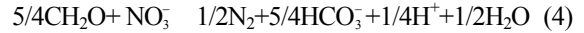
2.4.1 土壤基本理化性质对 NO₃⁻-N 垂向分布积累的影响 由于 N0 不施肥,所以可作为土壤 NO₃⁻-N 的背景值,因此主要分析 N600 中影响 NO₃⁻-N 分布的

因素。土壤质地决定土壤的透水性,从而影响 NO₃-N 的淋溶累积^[27]。N600 中各层 NO₃-N 累积量平均值是:粉质壤土(346.0 kg/hm²) > 壤土(240.5 kg/hm²) > 砂质壤土(217.5 kg/hm²) > 砂土(152.6 kg/hm²), 因此说明由于砂质土孔隙较大, NO₃-N 易随水分移动而流失, 所以相应的 NO₃-N 累积量较小; 而壤土孔隙小, 吸附作用大, NO₃-N 淋溶的比例较小, 残留在土壤中的 NO₃-N 就比较多。

两种处理中, 含水量变化和 NO₃-N 的分布累积变化基本保持一致, 已有的研究曾用 SWAP 模型模拟 1996—2000 年栾城 25 m 厚包气带土壤水势及土壤含水量变化, 表明该地区最低零通量面为地面以下 450 cm 处^[28]。N600 的 NO₃-N 含量随包气带深度变化是以零通量面 400 cm 为界, 400 cm 以上, 两个剖面中 NO₃-N 变化较大, 可能受地面以下零通量面以上土壤水垂向运移方向的频繁变化影响; 400~900 cm, NO₃-N 随深度呈现出递减趋势, 表明了以对流和弥散为主的地下水垂向运移^[29]。然而 900~1 050 cm 是由于土壤质地 900 cm 处有砂土和砂质壤土的分层, NO₃-N 从砂土进入砂质壤土中更容易形成累积。

由表 2 可知, N600 中, NO₃-N 与 pH 在 200~1 050 cm 呈显著正相关, 相关系数为 0.558, 与 DOC 呈极显著正相关, 相关系数为 0.808。NO₃-N 在深层土壤剖面迁移的过程中主要的损失途径是通过反硝化作用, 有研究表明通过氮的质量平衡法和氮氧同位素法计算深层包气带中由于反硝化作用导致 NO₃-N 的损失可达 50%^[30-31]。反硝化反应发生的必要条件是 NO₃-N、有代谢能力的有机质、细菌和 O₂。N600 长年施肥累积了大量的 NO₃-N, 深层土壤的厌氧环境有利于微生物生长, 因此活跃在深层的微生物对

NO₃-N 的还原有着显著的影响^[32]; 栾城站 10.5 m 范围内平均土壤质量含水量约为 15%, 土壤持水能力强, 高含水量有利于还原环境的形成; 其中 NO₃-N 消耗 DOC 为反硝化反应提供养分, 此条件也可解释 N600 中 DOC 含量低于 N0, 因此栾城站 200 cm 以下深层土壤具备反硝化反应发生的所有条件, 反应如下方程式^[33]:



式中: CH₂O 是有机质的典型代表, 在 NO₃-N 还原过程中 CH₂O 作为电子供体浓度降低, 而 H⁺ 浓度增加, pH 减小, 因此可以解释上述 NO₃-N 与 DOC、pH 呈极显著正相关。然而, DOC 含量通常随着土壤深度的增加而急剧减少。因此, DOC 被认为是限制深层包气带反硝化的关键因素之一^[34]。

表 2 土壤理化性质与 NO₃-N 相关性分析

Table 2 Correlation coefficients between pH, DOC and NO₃-N of tested soils

处理	因子	pH	DOC	NO ₃ -N
N0	pH	1		
	DOC	0.280	1	
	NO ₃ -N	-0.322	0.213	1
N600	pH	1		
	DOC	0.465	1	
	NO ₃ -N	0.558*	0.808**	1

注: **表示在 P<0.01 水平显著相关; *表示在 P<0.05 水平显著相关; N600 中 NO₃-N 与 pH 的相关性是在 200~1 050 cm 之间得到的。

2.4.2 NO₃-N 与其他离子间相互作用 在 N600 中(表 3), NO₃-N 和 Ca²⁺ 呈极显著正相关, 相关系数是 0.69, 主要因为 NO₃-N 在土壤中的吸附主要是电性

表 3 离子间相关性分析

Table 3 Correlation confidents among ions of tested soils

处理	离子	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ -N
N0	Na ⁺	1					
	Mg ²⁺	-0.103	1				
	Ca ²⁺	-0.341	-0.399*	1			
	Cl ⁻	0.525**	0.287	-0.210	1		
	SO ₄ ²⁻	0.220	0.611**	0.066	0.633**	1	
	NO ₃ -N	-0.056	-0.223	0.247	-0.221	-0.125	1
N600	Na ⁺	1					
	Mg ²⁺	0.142	1				
	Ca ²⁺	-0.289	-0.232	1			
	Cl ⁻	0.380	0.727**	0.005	1		
	SO ₄ ²⁻	0.157	0.834**	0.212	0.835**	1	
	NO ₃ -N	-0.244	0.338	0.690**	0.267	0.557**	1

注: **表示在 P<0.01 水平显著相关; *表示在 P<0.05 水平显著相关。

吸附, 而 Ca^{2+} 在土壤中的专性吸附使恒电荷胶体表面的正电荷增加或负电荷减少^[35], 从而使土壤表面负电荷对 NO_3^- -N 静电排斥作用减弱, 因此随着土壤对 Ca^{2+} 吸附作用增强, 对 NO_3^- -N 的电性吸附也会增强。 NO_3^- -N 与 SO_4^{2-} 呈极显著相关, 相关系数达 0.557, 主要是由于反硝化过程中, 在还原环境条件下有机质为了生长要提供能量, 必须有一个外部电子受体。而研究证明电子受体顺序: $\text{O}_2 > \text{NO}_3^- > \text{Mn}^{4+} > \text{Fe}^{3+} > \text{SO}_4^{2-} > \text{CH}_4$ ^[35], 因此 SO_4^{2-} 的存在对 NO_3^- 的还原有较弱的阻碍作用。

3 结论

N0 与 N600 两个处理比较发现: N0 、 N600 三个处理的含水量、EC、 Cl^- 、 NO_3^- -N 在 0 ~ 200 cm 以上变化剧烈主要是因为降水、灌溉、植物吸收和蒸发共同作用, 200 cm 以下 NO_3^- -N 浓度随水分运移逐渐减小后又有增加趋势; NO_3^- -N 分布和累积主要受到土壤质地、水分运移和反硝化作用的影响: 以 N0 作为试验区的背景值, N600 的 NO_3^- -N 已经淋滤到包气带 1 050 cm 处; 农田土壤长期大量施用氮肥 600 kg/(hm²·a), 已经造成 NO_3^- -N 在土壤中的累积, NO_3^- -N 累积峰值的位置主要由土壤质地决定, 2015 年 N600 的 NO_3^- -N 累积峰值的位置主要在 250 ~ 300 cm 的粉质壤土层, 通过对 47 ~ 48 m 的 NO_3^- -N 拟合说明长期施氮肥对地下水水质构成威胁。 NO_3^- -N 在土壤质地分层的界面处的变化机理还未明确, 因此未来需要进一步探究粉质壤土和砂土的界面硝态氮变化的机理。

参考文献:

- [1] 胡博, 樊明寿, 郝云凤. 农田土壤硝态氮淋洗影响因素及阻控对策研究进展[J]. 中国农学通报, 2011, 27(27): 32-38
- [2] 曹彦圣, 付子轶, 孙会峰, 等. 施氮水平对水稻氮肥利用率和径流负荷的影响[J]. 土壤, 2016, 48(5): 868-872
- [3] 马洪斌, 李晓欣, 胡春胜. 中国地下水硝态氮污染现状研究[J]. 土壤通报, 2012, 43(6): 1532-1536
- [4] 李晓欣, 张菲菲, 马洪斌, 等. 华北平原地区农田硝态盐淋失研究进展[J]. 华北农学报, 2011, 26(S2): 131-139
- [5] 陈新平, 张福锁. 华北地区冬小麦-夏玉米轮作体系的氮素循环与平衡[J]. 土壤学报, 2009, 46(4): 684-697
- [6] 钟茜, 巨晓棠, 张福锁. 华北平原冬小麦/夏玉米轮作体系对氮素环境承受力分析[J]. 植物营养与肥料学报, 2006, 12(3): 285-293
- [7] 胡立峰, 胡春胜, 安忠民, 等. 不同土壤耕作法对作物产量及土壤硝态氮淋失的影响[J]. 水土保持学报, 2005, 19(6): 186-189
- [8] Lord E I, Anthony S G, Goodlass G. Agricultural nitrogen balance and water quality in the UK[J]. Soil Use and Management, 2002, 18(4): 363-369
- [9] Salo T, Turtola E. Nitrogen balance as an indicator of nitrogen leaching in Finland[J]. Agriculture, Ecosystems & Environment, 2006, 113(1): 98-107
- [10] 彭亚静, 汪新颖, 张丽娟, 等. 根层调控对小麦-玉米种植体系氮素利用及土壤硝态氮残留的影响[J]. 中国农业科学, 2015, 48(11): 2187-2198
- [11] Prasertsak P, Freney J R, Saffigna P G, et al. Fate of urea nitrogen applied to a banana crop in the wet tropics of Queensland[J]. Nutrient Cycling in Agroecosystems, 2001, 59(1): 65-73
- [12] Chen J, Tang C, Sakura Y, et al. Nitrate pollution from agriculture in different hydrogeological zones of the regional groundwater flow system in the North China Plain[J]. Hydrogeology Journal, 2005, 13(3): 481-492
- [13] 刘琰, 乔肖翠, 江秋枫, 等. 滹沱河冲洪积扇地下水硝酸盐含量的空间分布特征及影响因素[J]. 农业环境科学学报, 2016(5): 947-954
- [14] 王仕琴, 宋献方, 王勤学, 等. 华北平原浅层地下水水位动态变化[J]. 地理学报, 2008, 63(5): 462-472
- [15] Wang S, Song X, Wang Q, et al. Shallow groundwater dynamics in North China Plain[J]. Journal of Geographical Sciences, 2009, 19(2): 175-188
- [16] 刘中培, 王富强, 于福荣. 石家庄平原区浅层地下水水位变化研究[J]. 南水北调与水利科技, 2012, 10(5): 124-127
- [17] 刘戈力. 地下水与水环境[J]. 水利规划与设计, 2004(1): 27-31
- [18] Liu C, Zhang X, Zhang Y. Determination of daily evaporation and evapotranspiration of winter wheat and maize by large-scale weighing lysimeter and micro-lysimeter[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2002, 111(2): 109-120
- [19] Li X, Hu C, Delgado J A, et al. Increased nitrogen use efficiencies as a key mitigation alternative to reduce nitrate leaching in North China Plain[J]. Agricultural Water Management, 2007, 89(1): 137-147
- [20] Wang Z H, Zong Z Q, Liu S X, et al. Nitrate accumulation in vegetables and its residual in vegetable fields[J]. Chinese Journal of Environmental Science, 2002, 23(3): 79-83
- [21] 祝艳青. 长期定位施肥对保护地土壤钙素形态分布的影响研究[D]. 沈阳: 沈阳农业大学, 2011
- [22] Appelo C A J, Postma D. Geochemistry, groundwater and pollution[M]. Netherlands: A.A. Balkema Publisher; 1994: 536
- [23] 袁瑞强, 龙西亭, 王鹏, 等. 氯离子质量平衡法应用问题刍议[J]. 水文, 2015, 35(4): 7-13
- [24] 张利, 张彩英, 彭春香. 沧州地区土壤水资源研究[J]. 自然资源学报, 1990, 5(3): 230-236
- [25] 孙治强, 张楠, 赵卫星, 等. 氮肥施用量对生菜产量硝酸盐积累及土壤 EC 值, pH 值的影响[J]. 江西农业学报, 2007, 19(4): 44-45

- [26] 赵梦竹, 马金珠, 孙朋, 等. 敦煌地区土壤剖面硝酸盐的迁移累积规律[J]. 干旱区资源与环境, 2016, 30(5): 135–142
- [27] 付玉芹, 雷玉平, 郑力, 等. 农田厚不饱和层硝态氮分布特征初探[J]. 干旱地区农业研究, 2006, 24(1): 73–76
- [28] 周春华, 徐海芳, 何锦. 大埋深条件下降雨入渗补给初步分析[J]. 地下水, 2007, 29(1): 47–49
- [29] 袁利娟, 庞忠和. 包气带硝酸盐分布的差异性及其形成机理: 以正定, 栾城为例[J]. 水文地质工程地质, 2012, 39(1): 75–80
- [30] Pratt P F, Jones W W, Hunsaker V E. Nitrate in deep soil profiles in relation to fertilizer rates and leaching volume[J]. Journal of Environmental Quality, 1972, 1(1): 97–101
- [31] Yuan L, Pang Z, Huang T. Integrated assessment on groundwater nitrate by unsaturated zone probing and aquifer sampling with environmental tracers[J]. Environmental Pollution, 2012, 171: 226–233
- [32] 任福弘, 孙继朝, 张胜, 等. 包气带土体生物地球化学特征与氮转化研究—以河北平原正定试验场剖面为例[J]. 地球学报, 2001, 22(4): 324–329
- [33] Wang S, Tang C, Song X, et al. The impacts of a linear wastewater reservoir on groundwater recharge and geochemical evolution in a semi-arid area of the Lake Baiyangdian watershed, North China Plain[J]. Science of the Total Environment, 2014, 482: 325–335
- [34] Peterson M E, Curtin D, Thomas S, et al. Denitrification in vadose zone material amended with dissolved organic matter from topsoil and subsoil[J]. Soil Biology and Biochemistry, 2013, 61: 96–104.
- [35] 谢雪. 弱透水层硝酸盐迁移转化影响因素的研究[D]. 长春: 吉林大学, 2011

Nitrate Distribution and Accumulation in Deep Unsaturated Zone Soils in Piedmont of North China Plain

LIANG Huiya^{1,2}, WANG Shiqin^{1*}, WEI Shoucai¹

(1Key Laboratory of Agricultural Water Resources, Center for Agricultural Resources Research, Institute of Genetics and Developmental Biology, Chinese Academy of Sciences, Shijiazhuang 050021, China; 2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: The unsaturated zone is the link which water and nutrient transforms between atmosphere and aquifer, and it is crucial to study the distribution and accumulation of NO_3^- -N for preventing nitrate pollution in groundwater because it is the place where farmland nitrate distribute and accumulate and is the channel that nitrate leaches to the aquifer. In this study, the Geoprobe direct push system was employed to obtain 10.5 meters of continuous soil core samples from the typical deep unsaturated zones in croplands under two different fertilization(N0, no nitrogen fertilizer applied; and N600, 600 kg/($\text{hm}^2 \cdot \text{a}$) nitrogen fertilizer applied in North China Plain in order to analyze the profile distribution, accumulation and key influential factors of NO_3^- -N in soils. The results showed that NO_3^- -N remained stable in N0, however, in a long-term application of 600 kg/($\text{hm}^2 \cdot \text{a}$) nitrogen fertilizer (N600), NO_3^- -N leached to 10.5 m and accumulated in the deep unsaturated zone, the peak of accumulation was determined by soil texture and moisture content. The distribution and accumulation of NO_3^- -N were mainly affected by water migration, soil texture and denitrification.

Key words: Deep unsaturated zone; Nitrate; Distribution; Accumulation