

DOI: 10.7524/j.issn.0254-6108.2015.10.2015040104

赵梦竹, 马金珠, 孙朋, 等. 敦煌地区浅层包气带硝态氮的空间分布与富集特征 [J]. 环境化学, 2015, 34(10): 1823-1831

ZHAO Mengzhu, MA Jinzhu, SUN Peng, et al. Characteristics of nitrate distribution and accumulation in the unsaturated soil profiles in Dunhuang [J]. Environmental Chemistry, 2015, 34(10): 1823-1831

敦煌地区浅层包气带硝态氮的空间分布与富集特征*

赵梦竹 马金珠** 孙朋 赵玮 张琨

(兰州大学资源环境学院西部环境教育部重点实验室, 兰州, 730000)

摘要 选取我国西北干旱区敦煌地区6种不同类型的典型土壤为研究对象,通过测定各土壤剖面 Cl^- 和 NO_3^- 浓度,探究 Cl^- 和 NO_3^- 的空间分布特征以及 NO_3^- 的富集程度.结果表明, NO_3^- 与 Cl^- 的分布特征基本一致,并与水分含量具有良好的相关性,随包气带埋深的增加呈现波动递减的变化趋势.强烈的蒸散发作用和微生物的硝化作用使土壤表层的 NO_3^- 含量较高,植物根系对 NO_3^- 和水分的吸收降低了 NO_3^- 浓度,并导致 NO_3^- 与 Cl^- 的分布特征存在不同程度的差异性.不同类型土壤中的 NO_3^- 含量不同,盐碱地>林地>农田>草地>戈壁>沙漠.沙土可促进 NO_3^- 的淋溶,无植被生长的戈壁沙漠中较高的 $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 伴随较低的 Cl^- 含量说明硝态氮的富集主要发生在干旱阶段,蓝藻菌的固氮作用活跃,而农田土壤中硝态氮的富集受人为源影响显著.

关键词 敦煌地区, 包气带, 硝态氮, 分布特征.

Characteristics of spatial distribution and accumulation of nitrate in the unsaturated soil profiles in Dunhuang

ZHAO Mengzhu MA Jinzhu** SUN Peng ZHAO Wei ZHANG Kun

(Key Laboratory of Western China's Environmental Systems (Ministry of Education), College of Earth and Environment Science, Lanzhou University, Lanzhou, 730000, China)

Abstract: By measuring the concentrations of Cl^- and NO_3^- in six typical soils collected from Dunhuang in northwest China, this study explored the spatial distribution characteristics of Cl^- and NO_3^- and accumulation of NO_3^- . The results indicated that the distribution characteristic of NO_3^- was similar to that of Cl^- , and both of them correlated well with the soil moisture. With the increase in the depth of the unsaturated zone, the concentration of NO_3^- displayed a decreasing trend of volatility. The intense evaporation and microbial nitrification resulted in relatively high NO_3^- content in the soil surface, while water and nutrition uptake by plant roots reduced the concentration of NO_3^- in the root zone. This process caused some differences in the vertical distributions between NO_3^- and Cl^- . The concentration of NO_3^- showed significant difference among different soils, with an order of saline > forest > farmland > grassland > gobi > desert. Because NO_3^- can easily leach out in sand soil, the lower level of Cl^- and high level of $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ in gobi and desert indicated that nitrate enrichment mainly occurs in the arid phase and nitrogen fixation of cyanobacteria is active. However, nitrate enrichment in farmland soil was significantly affected by anthropogenic activities.

Keywords: Dunhuang basin, unsaturated zone, nitrate, distribution characteristics.

2015年4月1日收稿.

* 国家自然科学基金(41271039)资助.

** 通讯联系人: E-mail: jzma@lzu.edu.cn

氮是植物生长必需的营养元素,也是作物产量最重要的养分限制因子,农作物对氮素的吸收主要是通过根系从土壤中获得^[1],因此农业生产中常通过施入氮肥来提高农作物的产量.然而,如氮肥的施入量过多而超出了植物生长需要,未被吸收利用的氮素主要以硝态氮形式残留在土壤中^[2],土壤残留硝态氮是农业面源污染中氮元素的主要污染源^[3].在降水或灌水的作用下,土壤中的硝态氮容易淋溶至深层,进入地下水并累积,造成地下水硝酸盐污染^[4].值得注意的是,硝态氮在质地疏松的壤质土和沙质土中的淋溶更为显著^[5-6].另外,硝态氮还可经反硝化作用形成 N_2O 以气态形式损失进入大气,对大气环境构成严重威胁^[7].持续大量产生的氮素污染是当今世界共同关注的热点问题^[8-9].

包气带是地下水与大气水、地表水联系的必经通道,又是饱水带与地表水圈、大气水圈联系的通道,在大气降水、地表水、包气带水、地下水的“四水”循环中居中心关键部位,起着重要的调蓄作用和制约作用^[10].因此,包气带是氮素循环转化的重要场地,也是硝态氮进入大气和水体的主要途径^[11].目前较为成熟的研究方向较为单一,大多侧重于农田生态系统中硝态氮的迁移转化规律及其地下水硝态氮污染的调查分析^[12-15],传统观点认为沙漠地区包气带存在巨大的硝态氮库,是地下水硝态氮污染的重要来源^[16-18],其富集程度与生态系统有密切的联系,土壤类型和土地利用类型以及人类活动对硝态氮分布的影响显著^[19-22],但是关于包气带不同生态系统硝态氮分布富集差异性比较的研究较少.我国西北典型干旱区敦煌地区降雨稀少,蒸发强烈,土壤疏松且肥力很低,地下水是其主要的应用水源.

然而,地下水位大幅度下降,为了盲目追求农作物高产,不合理地施用氮肥超出了环境承载力,使得硝态氮在土壤中大量蓄积,一系列生态环境问题层出不穷^[23]. Cl^- 是自然界中最稳定的示踪剂^[24],根据 Cl^- 和 NO_3^- 的相关关系可以反映出 NO_3^- 的富集程度.土壤剖面硝态氮的空间分布与富集特征可以在一定程度上表征地下水硝态氮污染的潜力^[25].因此,研究我国西北典型干旱区敦煌地区包气带中硝态氮的空间分布和富集特征进一步揭示了干旱区特殊的水文气候和土壤质地硝态氮的分布规律,为探究硝态氮的迁移转化机制提供重要依据,为控制非点源污染及保护地下水提供理论支撑.

1 材料与方 法

1.1 研究区概况

敦煌盆地地理位置为 $92^{\circ}13' - 95^{\circ}30'E, 39^{\circ}53' - 41^{\circ}35'N$, 平均海拔 1138 m, 位于甘肃省河西走廊西北部,甘肃、青海、新疆三省交界处,东邻瓜州县,南连肃北蒙古自治县和阿克塞哈萨克自治县,西接新疆维吾尔自治区,北部边缘是戈壁和石质低山丘陵,总面积 $3.12 \times 10^4 km^2$, 其中绿洲面积 $1400 km^2$, 仅占总面积的 4.5%, 且被沙漠戈壁包围.敦煌盆地深居内陆,属于典型的暖温带干旱性气候,明显的特点是气候干燥,降水稀少,日照强烈,风沙频繁.年平均降水量只有 39.9 mm,年平均蒸发量却高达 2486 mm,全年日照时数为 3246.7 h,年太阳辐射量为 $6882.57 MJ \cdot m^{-2}$,年平均气温为 $9.4^{\circ}C$,月平均最高气温为 $24.9^{\circ}C$ (7月),月平均最低气温为 $-9.3^{\circ}C$ (1月),极端最高气温 $43.6^{\circ}C$,极端最低气温 $-28.5^{\circ}C$,年平均无霜期 142 d.常年多风,北湖地区 70 m 高度年平均风速为 $6.91 m \cdot s^{-1}$,平均风能密度为 $379.92 W \cdot m^{-2}$.这种气候条件决定了当地空气干燥、土地干涸、植被稀疏、风蚀严重、戈壁沙漠大面积分布的自然环境,地形以戈壁沙漠、低山丘陵和平原为主,土壤类型主要为灰棕漠土、灌淤土、草甸土、沼泽土、风沙土、盐土等,植被类型主要为沙拐枣、骆驼刺、罗布麻、梭梭、胡杨、芦苇、沙蒿等.

1.2 采样及分析方法

选取我国西北部敦煌地区典型土壤为研究对象,根据不同土壤类型和土地利用类型(林地、草地、农田、戈壁、沙漠、盐碱地)在研究区布设 10 个采样点,每个点取一个土壤样品,如图 1 所示.

于晴朗无风天气,在敦煌绿洲及其周边的林地(DH04、DH09)、草地(DH06、DH07)、农田(DH01、DH02、DH05)、戈壁(DH08)、沙漠(DH12)、盐碱地(DH03)分别用人工手摇钻垂直于地面钻取 1 m 深的土壤剖面,每 20 cm 土壤作为一个土层样品,钻头取样立即密封于干净的聚乙烯样品袋中保存待测并编号.现场测定土壤温度及体积含水率,同时 GPS 定位,并记录数据及周围自然环境和人类活动情况.

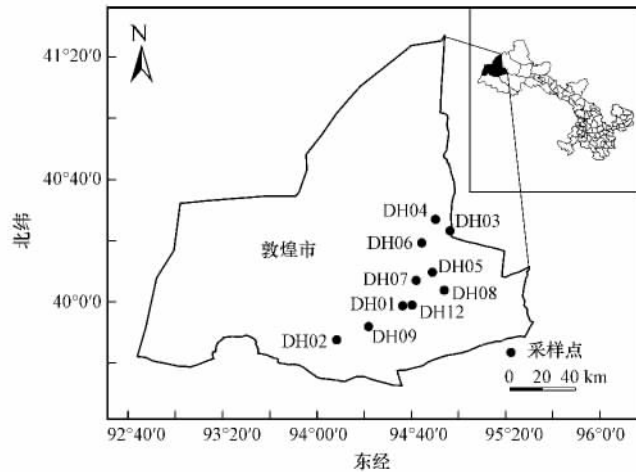


图1 采样点分布

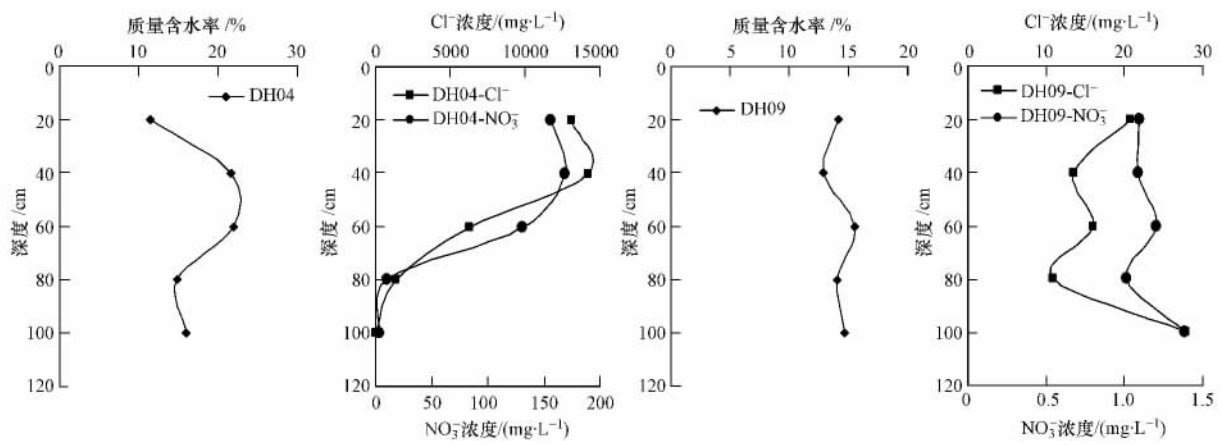
Fig. 1 Distribution of the sampling points

土壤实验分析在兰州大学西部环境教育部重点实验室内完成. 采用常规分析法测定土样的 pH、溶解性固体总量 (TDS) 以及 SEC. 采用碳氮仪测定土样的 TOC, 土壤样品自然风干后过 100 目筛, 称取 5 g 于透水坩锅中, 加入过量 10% HCl 反应去除碳酸盐, 水浴、洗酸完成后烘干研磨, 每个样品称取 600 mg 用德国耶拿 HT-1300 总有机碳分析仪测定土样中的有机质含量. 采用烘干法测定土样的质量含水率, 称取土样 50 g 于干净的中号铝盒中, 维持 105 °C 恒温烘 12 h 后再次称重测得. 采用离心萃取法测定土样的 Cl^- 和 NO_3^- 浓度, 称取土壤样品 50 g 于 250 mL 锥形瓶中, 加 50 mL 去离子水以淘洗可溶性盐, 手摇 3 min 后置于摇床以 $190 \text{ r}\cdot\text{min}^{-1}$ 恒温振荡 1 h, 再以 $2800 \text{ r}\cdot\text{min}^{-1}$ 离心 10 min, 取上清液用 $0.45 \mu\text{m}$ 滤纸过滤于 35 mL 样品瓶中, 最后用离子色谱仪 (ICS-2500) 测定 Cl^- 和 NO_3^- 的含量.

2 结果与讨论

2.1 包气带中 Cl^- 的空间分布特征

研究区不同土壤类型和不同土地利用类型包气带中 Cl^- 的含量和分布都有明显的差异. 在两个林地土壤剖面中, 有机质含量很高, 含水率皆保持在 15% 左右的较高水平且呈不均匀波动趋势, DH04 钻孔剖面土壤中含水率的变化幅度大于在 DH09 钻孔剖面土壤中的变化 (图 2).

图2 林地土壤剖面含水率、 Cl^- 和 NO_3^- 的分布Fig. 2 Vertical distribution of moisture, Cl^- and NO_3^- in the woodland soil

Cl^- 的浓度差异较大, 位于党河水库的 DH09 钻孔剖面土壤土层浅, 多为戈壁, 水资源极其丰富, 有

白杨常年生长,植物根系较深,正是由于土壤含水率高以及白杨对水分的吸收调节,共同导致土壤中 Cl^- 的浓度并不高,仅在 $10.94\text{--}27.86\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 之间. 而 DH04 钻孔剖面土壤肥沃,腐殖质层厚,胡杨生长茂盛, Cl^- 最高浓度出现在 $20\text{--}40\text{ cm}$ 深度的表层土壤中,达到了 $14199.84\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$,这不仅与植物的吸收利用以及腐殖质残留有关,也不排除人类活动的影响. 两个剖面土壤中的 Cl^- 浓度均与水分的变化保持一致(图2).

草地土壤剖面的含水率和 Cl^- 的分布如图3所示,两个剖面皆为低覆天然植被区,水分含量较林地土壤低, Cl^- 的含量居中. 在沙棘生长的 DH06 钻孔剖面土壤中, $0\text{--}20\text{ cm}$ 土壤表层的 Cl^- 浓度最高为 $1460.95\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$,而在 $20\text{--}40\text{ cm}$ 土壤中出现了极小值 $70.31\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$,这可能是由于强烈的蒸发作用使其在土壤表层大量聚集所致. 在芦苇生长的 DH07 钻孔剖面土壤中, Cl^- 的浓度变化依然符合先减小后增大的趋势,但是与 DH06 不同, Cl^- 在 $80\text{--}100\text{ cm}$ 土壤中的浓度高于土壤表层,达到 $444.19\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$,这可能是由于其土质较为疏松,降雨产生的淋溶作用明显所致.

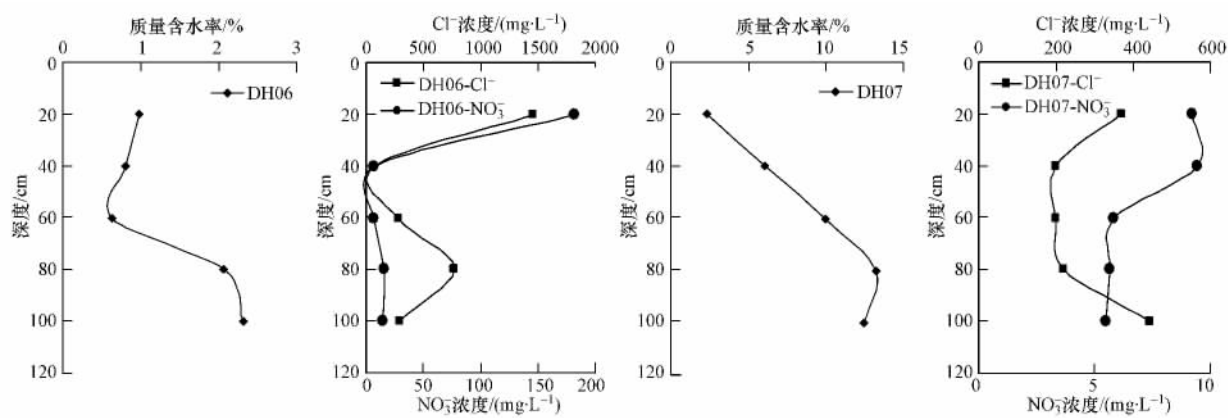


图3 草地土壤剖面含水率、 Cl^- 和 NO_3^- 的分布

Fig. 3 Vertical distribution of moisture, Cl^- and NO_3^- in the grassland soil

由图4可知, DH02 和 DH05 两个农田土壤的含水率普遍在 10% 左右且变化不大,随土壤深度表现出微小的波动,而 DH01 钻孔剖面土壤含水率大都低于 10% ,并随深度的变化明显,与另外两个剖面不同. DH01、DH02、DH05 钻孔剖面土壤均为沙质农田,种植作物分别为玉米、葡萄和棉花,它们对水分和 Cl^- 的吸收能力不同以及不同的植株覆盖度共同导致 Cl^- 浓度有一定差异. 3 种作物种植下 Cl^- 浓度的最小值分别为 1.55 、 5.21 、 $70.36\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$,最大值分别为 43.10 、 120.57 、 $123.62\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$,在葡萄地中的浓度变化最大. 与此同时, $80\text{--}100\text{ cm}$ 深度土壤中的 Cl^- 浓度均高于土壤表层并与水分含量保持相反的变化趋势,说明 Cl^- 在农田土壤中有明显的累积趋势且水分对 Cl^- 的累积起着重要的作用.

对比图5和图6,可以看出,干旱区典型土壤戈壁和沙漠无植被覆盖,含水率极低, 1 m 深度土层含水量均不足 1% . 最低 Cl^- 浓度差别不大且都出现在 $80\text{--}100\text{ cm}$ 深度的土壤中,而最高 Cl^- 浓度都出现在 $20\text{--}40\text{ cm}$ 深度的土壤中,分别为 $210.85\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $44.83\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$,差异较大,这可能是由于戈壁土壤受到一定的人为因素的影响. 同时,也可以将不受人类活动影响的偏远沙漠地区 Cl^- 含量作为敦煌地区包气带中 Cl^- 含量的本底值.

盐碱地作为敦煌地区一种特殊的土壤类型,其含水率和 Cl^- 含量也具有特殊性,如图7所示. 盐碱地虽然无植被生长,但土质黏重持水性较好,且表面有钙积层有效地减少了水分的蒸发散失,导致土壤含水率较高,尤其是 $80\text{--}100\text{ cm}$ 的土壤中水分含量高达 17.78% ,特殊的土质和强烈的蒸发使含水率的波动显著. 盐碱土壤的含盐量异常高且聚集在土壤表层,浓度最高为 $20846.25\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$,并随着深度的增加呈现逐步递减趋势. 由于 Cl^- 含量极高,所以水分和土质对其的作用不明显.

综上所述,各土壤剖面中,由表层至深层,土壤有机质降低,水分含量波动升高,除 DH03 盐碱地钻孔剖面土壤外,其余各土壤剖面 Cl^- 浓度在 $0\text{--}60\text{ cm}$ 深度土壤中均呈波动趋势,其中 DH02、DH04、DH08、DH12 土壤剖面中 Cl^- 浓度呈现不同程度的增大再减小趋势,变化较大,而在 $80\text{--}100\text{ cm}$ 深度土壤中的变化没有相同的规律. Cl^- 含量在各土壤剖面的变化规律进一步证明了植物根系对 Cl^- 具有较强

的吸收能力,可以将大量的 Cl^- 转化为自身生长发育所需要的营养物质容纳在体内,而土壤水分有助于植物对 Cl^- 的吸收利用. 土壤类型和土地利用类型对 Cl^- 的空间分布特征影响较大,相同类型的土壤由于表层土地利用类型的差异使土壤性质差别较大,从而对包气带 Cl^- 分布产生一定程度的影响,而深层土壤性质差异不大,这种差异随深度的增加而减小. 各土壤剖面 Cl^- 含量空间分布,盐碱地 > 林地 > 草地 > 农田 > 戈壁 > 沙漠. 这一分布情况表明,盐碱地高盐分的特点致使植被不能生长,浪费了大量的土地资源,对敦煌地区土地盐碱化的治理亟不可待. 同时也说明了除盐碱地外, Cl^- 含量的水平分布规律与腐殖质覆盖层厚度的分布规律或土壤肥力水平相一致,土壤熟化度越高, Cl^- 含量也越高, Cl^- 含量在某种程度上具有指示土壤肥沃度的功能.

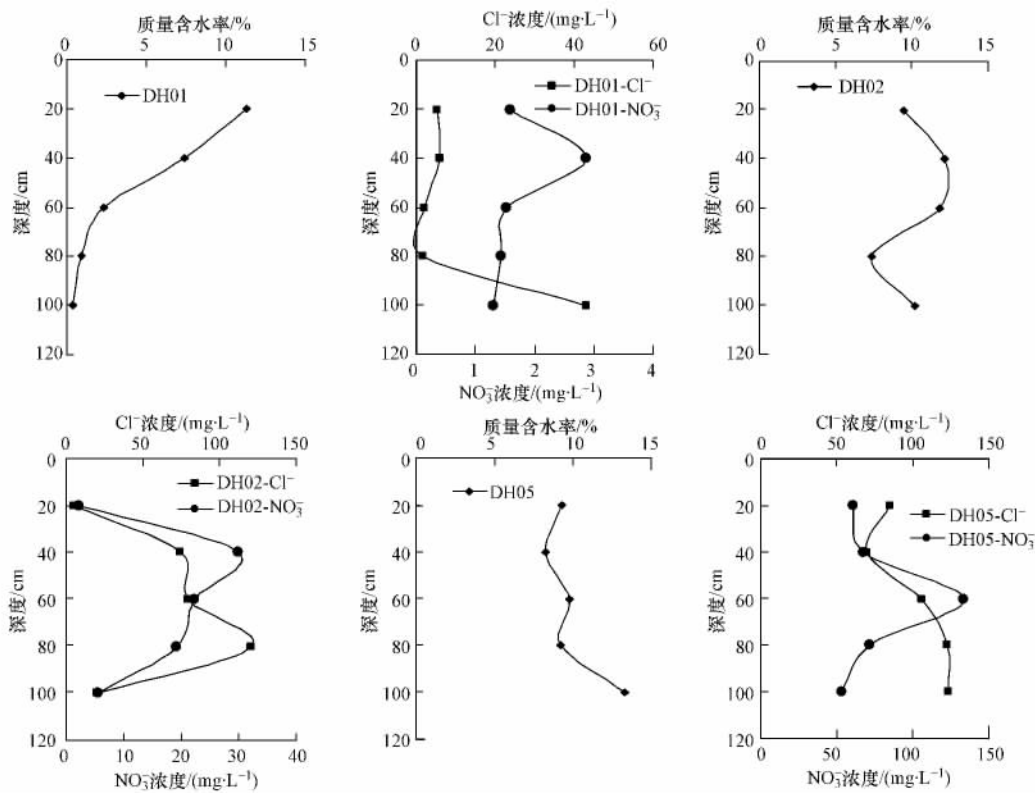


图 4 农田土壤剖面含水率、 Cl^- 和 NO_3^- 的分布

Fig. 4 Vertical distribution of moisture, Cl^- and NO_3^- in the farmland soil

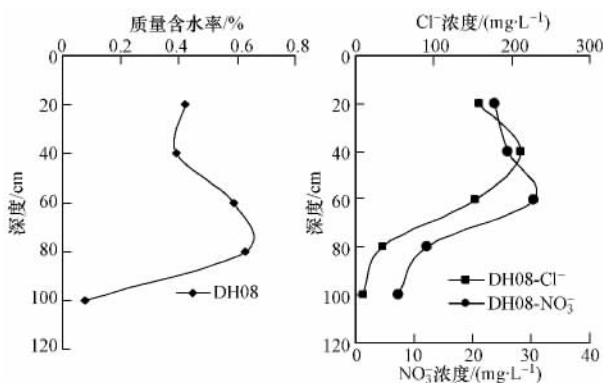


图 5 戈壁土壤剖面含水率、 Cl^- 和 NO_3^- 的分布

Fig. 5 Vertical distribution of moisture, Cl^- and NO_3^- in the gobi soil

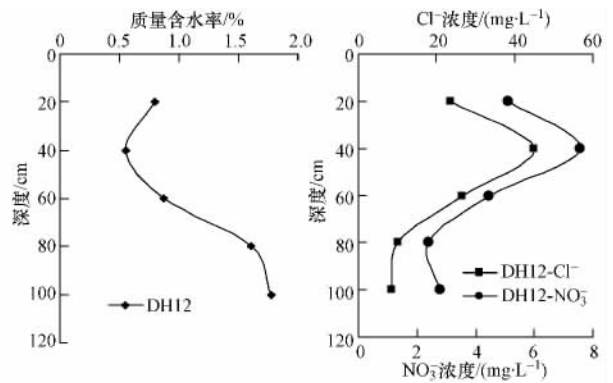


图 6 沙漠土壤剖面含水率、 Cl^- 和 NO_3^- 的分布

Fig. 6 Vertical distribution of moisture, Cl^- and NO_3^- in the desert soil

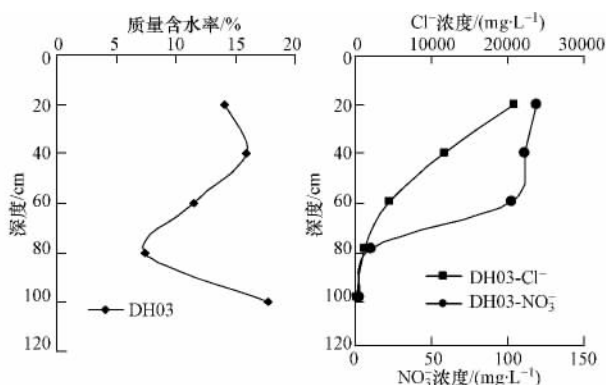


图7 盐碱地土壤剖面含水率、 Cl^- 和 NO_3^- 的分布

Fig. 7 Vertical distribution of moisture, Cl^- and NO_3^- in the saline soil

2.2 包气带中 NO_3^- 的空间分布特征

敦煌地区包气带中6种类型土壤剖面 NO_3^- 的浓度较 Cl^- 的浓度低,没有含量可比性,但随深度的变化趋势与 Cl^- 基本一致,且与含水率有一定的相关性. 由图2可知, DH04 钻孔剖面土壤中的 NO_3^- 含量很高,尤其是在20—40 cm的土壤表层含量高达 $168.75 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$, 随后显著减小,在80 cm以下的土壤含量低于 $10 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$, NO_3^- 的急剧减少可能是由于胡杨根系层对 NO_3^- 的吸收作用. 另外, NO_3^- 在林地土壤表层的大量存在也可能是由于动物粪便大量排放到土壤中并被林下土壤中丰富的微生物利用,转化为稳定的硝酸盐^[26]. DH09 钻孔剖面土壤中 NO_3^- 浓度与 Cl^- 浓度及水分的变化保持一致,但含量很低,这可能是由于相对于胡杨而言,白杨对 NO_3^- 的吸收能力较大,对 NO_3^- 的需求量也较大,同时水库周边的土壤水分含量极高,较浅的土层以及较厚的戈壁共同抑制了水分下渗和 NO_3^- 的淋溶,使得土壤 NO_3^- 浓度维持在一个较低的水平.

两草地土壤剖面中的 NO_3^- 表现出不同的分布特征,如图3所示. 沙棘生长的 DH06 土壤剖面表层腐殖质丰富, NO_3^- 浓度较高为 $181.97 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$, 在20 cm以下深度 NO_3^- 含量明显降低至 $10 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 左右,略有小幅变化,这与 DH07 土壤剖面各层的 NO_3^- 平均浓度 $7.13 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 十分接近. 二者土壤质地相似且植被覆盖度均很低,植物对 NO_3^- 的吸收作用均不明显,所以引起 DH06 钻孔剖面土壤表层硝态氮大量累积的原因可能是微生物的作用. 较高的微生物量伴随较高的微生物生长速率,导致对氮的需求量增大,而有机底物中的氮素不能满足其需求,因此高微生物量及高生长速率会促进氮素的固定,产生并滞留大量硝态氮,反之则促进氮素的矿化^[27].

3个农田土壤剖面中 NO_3^- 的分布特征各不相同,如图4所示. 在大致相同的土壤质地和气候环境条件下, DH01、DH02 和 DH05 钻孔剖面土壤中 NO_3^- 的浓度变化均呈现先增大后减小的趋势,这种变化在0—60 cm土壤中表现的尤为剧烈. 玉米地、葡萄地和棉花地土壤中 NO_3^- 的最大含量分别为 2.88 、 $29.92 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 和 $133.53 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$, 且出现在表层20—60 cm深度的土壤中,棉花地较高的 NO_3^- 含量反映了过量的施肥导致其土壤硝态氮污染较严重,而其他旱地农田土壤的硝态氮含量较低,淋溶较轻,这与早期的研究结果相一致^[28-29]. 这种分布特征可能与 NO_3^- 的淋溶下渗有关,同时由于大量氮素化肥的施用导致表层土壤中尿素和二铵的硝化作用增强,产生大量硝态氮,而植物根系对 NH_4^+ 的优先吸收使 NO_3^- 暂留在土壤表层并随着水分的移动而向下迁移,植物根系层的吸收作用降低了 NO_3^- 浓度,遵循营养剖面. 另外,植物对 NO_3^- 的选择性吸收使得 NO_3^- 的变化规律与 Cl^- 不同. 植被覆盖度也是一个重要的影响因子,它会影响到土壤表面的蒸散发作用强度,进而影响 NO_3^- 的分布特征. 3种农作物的植株覆盖度由大到小依次为玉米、葡萄、棉花,所以土壤表面水分的蒸散发作用依次增强, NO_3^- 作为养分被植物吸收利用量也依次减小.

图5和图6表明了干旱区典型戈壁和沙漠中 NO_3^- 的分布特征,其与 Cl^- 的分布保持高度的一致性,并与含水率呈现极好的相关性,三者的稳定变化可能是由于包气带土壤质地较为均匀,先增大再减小的变化趋势可能是由于深层浸润使 Cl^- 和 NO_3^- 从土壤表层向更深的包气带迁移. DH08 钻孔剖面土壤中

NO_3^- 含量普遍高于 DH12 钻孔剖面土壤中 NO_3^- 的含量,戈壁土壤高于沙漠 4 倍的 NO_3^- 含量说明了戈壁地区土壤受到了一定程度的人为源污染. 沙漠中偏低的 NO_3^- 浓度和更好的分布相似性与土壤质地和降雨淋失有关,典型的沙质土壤质地更为均匀,孔隙度高,具有良好的透水性和较差的保水性,敦煌地区夏季的强降雨入渗都可能是导致土壤中硝态氮淋失的重要原因^[30].

盐碱地土壤中 NO_3^- 的分布特征如图 7 所示,含量由土壤表层向深层递减,浓度由 $118.93 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 降至 $10.14 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$. 盐渍土壤一般位于地势低洼处,受海水侵蚀严重,表面有钙质结核,残留大量盐分聚积在土壤表层,土质细密黏性强,透气性差,pH 偏高,碱性强,在还原条件下不便于 NO_3^- 的形成,且部分 NO_3^- 易被还原为 NH_4^+ ^[31],导致 NO_3^- 显现出随土壤深度的增加含量逐渐降低的分布特征. 在 80—100 cm 深度土壤中含量的降低表现得尤为明显,较低的 NO_3^- 浓度伴随较高的土壤含水率,这可能与土壤水分含量有密切的关系,适宜的水分有利于细菌的生长和繁殖,硝化速率随水分含量的增加而增加,但过多的水分影响空气流动,限制氧的供应,厌氧环境降低硝化速率并更利于反硝化作用的进行,导致深层高水分土壤中 NO_3^- 含量显著降低^[32].

分析表明,各土壤剖面中 NO_3^- 的空间分布特征与 Cl^- 的分布既具有相关性又具有差异性,整体呈现波动递减的规律,土壤类型和土地利用类型对 NO_3^- 含量影响明显. 进一步多重比较表明,对不分层的整体土壤 NO_3^- 含量而言,由大到小依次为盐碱地、林地、农田、草地、沙漠、戈壁,其中盐碱地土壤中 NO_3^- 含量与其他差异显著,是其他土壤 NO_3^- 含量的 1.5 倍到 15 倍不等. 而各分层土壤硝态氮的分布和变化也不完全一致,具体表现为,0—20 cm 土层,盐碱地 > 草地 > 林地 > 戈壁 > 农田 > 沙漠,20—60 cm 土层,盐碱地 > 林地 > 农田 > 戈壁 > 草地 > 沙漠,60—80 cm 土层,农田 > 戈壁 > 草地 > 盐碱地 > 林地 > 沙漠,80—100 cm 土层,农田 > 草地 > 戈壁 > 盐碱地 > 沙漠 > 林地, NO_3^- 含量的差异性随土壤深度的增加而减少,且深层土壤的 NO_3^- 含量较表层土壤均有不同程度的降低.

2.3 包气带中 NO_3^- 的富集特征

$\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 能够很好地反映硝态氮的富集程度,而 $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 的标准差和变异系数能够很好地反映硝态氮富集度的差异性^[33]. 对各土壤剖面 Cl^- 、 NO_3^- 、 $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 特征值的分析比较结果见表 1. 盐碱地的 Cl^- 和 NO_3^- 浓度平均值均明显高于其他各剖面土壤,分别高达 $7728.94 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $69.15 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$,且以表层最为显著,分别为 $20846.25 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $118.92 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$,这是海水下渗盐分残留导致的结果. 而很低的 $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 说明了盐碱地土壤 NO_3^- 的富集度低. 林地和草地土壤中 Cl^- 和 NO_3^- 浓度平均值次之,且 $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 不高,这可能是由于地表枯枝落叶的分解形成了大量腐殖质,土壤有机质高,微生物作用强烈,产生大量硝态氮富集在土壤表层^[34],但是较高的水分含量和植被的大量吸收使得硝态氮的富集程度低. 农田土壤剖面中的 Cl^- 浓度居中并伴随相对较高的 NO_3^- 浓度,很高的 $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 和标准差说明 NO_3^- 在农田土壤中的富集程度高,并受人影响严重. 硝态氮的大量富集与氮肥的不合理施用和农药的过度使用有关^[35],来自于人为源的氮对包气带中硝态氮的空间分布与富集特征至关重要. 戈壁和沙漠包气带中 Cl^- 和 NO_3^- 浓度均处于较低的水平,沙漠地区更为明显,但是相对较高的 $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 反映了硝态氮的大量富集效应,同时戈壁土壤中 Cl^- 、 NO_3^- 、 $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 较高的标准差和变异系数也表明土壤硝态氮空间分布不均匀,受到了一定程度的人为干扰.

表 1 各土壤剖面 Cl^- 、 NO_3^- 、 $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 的特征值

Table 1 Soil characteristics of Cl^- , NO_3^- , $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ in the profiles

土地类型	Cl^-			NO_3^-			$\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$		
	平均值/ ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)	标准差/ ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)	变异系数	平均值/ ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)	标准差/ ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)	变异系数	平均值/ ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)	标准差/ ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)	变异系数
林地	3508.13	3255.9	0.65	47.49	40.44	0.49	0.05	0.03	0.80
草地	430.24	335.13	0.68	26.10	39.33	0.99	0.04	0.03	0.59
农田	57.69	29.36	0.85	31.63	14.82	0.51	0.53	0.26	0.49
戈壁	113.49	86.46	0.76	19.97	9.78	0.49	0.32	0.27	0.84
沙漠	22.70	14.69	0.65	4.47	2.07	0.46	0.22	0.07	0.30
盐碱地	7728.94	8621.1	1.12	69.15	57.47	0.83	0.01	0.01	0.56

包气带不同类型土壤剖面的 $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 表现出明显的分布特征, $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 的平均值由大到小依次为 0.53、0.32、0.22、0.05、0.04、0.01, 说明敦煌地区包气带硝态氮的富集程度为农田 > 戈壁 > 沙漠 > 林地 > 草地 > 盐碱地, 进一步证明了硝态氮的富集通常发生在干旱阶段, 这与相关的研究结果一致^[36], 可能是由于在林地、草地和盐碱地水分含量高的地区, 微生物和植物获取养分受限以及离子的扩散受到水分的限制所致. 由图 8 可知, 农田土壤的 $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 很高, 变化幅度较大且在 40—60 cm 土层中达到最大值 0.75, 表明硝态氮富集程度最大, 这与人类活动的影响密不可分. 而在戈壁和沙漠土壤中 $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 的最大值出现在 80—100 cm 土层, 这可能与土壤质地有关, 疏松的沙土更有利于 NO_3^- 的淋溶.

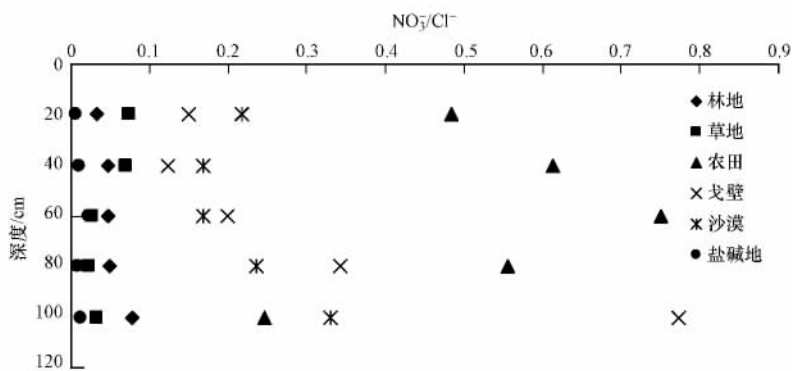


图 8 各土壤剖面 $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 的分布

Fig. 8 Distribution of $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ in the profiles

3 结论

(1) 包气带 Cl^- 主要分布在 0—60 cm 的表层土壤中, 且含量大幅度变化, 由于强烈的蒸散发作用, Cl^- 在土壤剖面中的浓度自上而下波动降低, 不同类型的土壤 Cl^- 浓度差别较大, 6 种典型土壤中的 Cl^- 含量由大到小为盐碱地、林地、草地、戈壁、农田、沙漠, 进一步说明了 Cl^- 对土壤肥沃度有较好的指示作用.

(2) NO_3^- 在土壤表层含量高, 可能是由于微生物对氮素的固定, 农田土壤中较高的 NO_3^- 含量可能是大量氮肥的施用所致. 植物对 NO_3^- 的吸收作用导致其在植物根系层的含量急剧下降, 而戈壁和沙漠疏松的土质促使 Cl^- 和 NO_3^- 的迁移淋洗. NO_3^- 与 Cl^- 的变化规律呈现较好的相关性, 二者程度的差别可能由于植物对水分和养分的选择吸收. 不同类型土壤 NO_3^- 含量由大到小依次为盐碱地、林地、农田、草地、戈壁、沙漠, 分布特征的空间变异受结构因素和随机性因素共同影响.

(3) 林地、草地和盐碱地土壤含水率高, 不利于硝态氮的富集, 林地和草地中高覆盖度的植被对 NO_3^- 的吸收利用更加减缓了硝态氮的富集效应. 农田、戈壁和沙漠中较低的 Cl^- 含量伴随较高的 $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 值说明硝态氮的富集主要发生在干旱阶段, 且蓝藻菌的固氮作用活跃. 农田土壤中较高的 $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 特征值说明 NO_3^- 的累积是作物、降水、人为综合作用的结果, 其中农药化肥的施用是农田土壤硝态氮分布与富集最主要的限制因素.

参 考 文 献

- [1] 吕殿青, 同延安, 孙本华. 氮肥施用对环境污染影响的研究[J]. 植物营养与肥料学报, 1998, 4(1): 8-15
- [2] 张庆忠, 陈欣, 沈善敏. 农田土壤硝酸盐积累与淋失研究进展[J]. 应用生态学报, 2002, 13(2): 233-238
- [3] Ju X T, Zhang F S. Nitrate accumulation and its implication to environment in north China[J]. Ecology and Environment, 2003, 12(1): 24-28
- [4] 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, 2013, 43(6): 1532-1536
- [5] Benbi D K, Biswas C R, Kalkat J S. Nitrate distribution and accumulation in an Ustochrept soil profile in a long term fertilizer experiment[J]. Fertilizer Research, 1991, 28(2): 173-177

- [6] Linville K W, Smith G E. Nitrate content of soil cores from corn plots after repeated nitrogen fertilization [J]. *Soil Science*, 1971, 112 (4): 249-255
- [7] 李翔, 王文科, 杨胜科, 等. 马兰黄土中与三氮有关的微生物的分布及其反硝化能力 [J]. *环境污染与防治*, 2006, 28(6): 411-415
- [8] 孙彭力, 王慧君. 氮素化肥的环境污染 [J]. *环境污染与防治*, 1995, 17(1): 38-41
- [9] Jenkinson D S. An introduction to the global nitrogen cycle [J]. *Soil Use and Management*, 1990, 6(2): 56-61
- [10] 洪国华, 梁会圃, 王宏珍. 包气带水研究方向浅议 [J]. *地下水*, 2006, 27(5): 365-366
- [11] 田华. 氨氮在滦河三角洲典型包气带介质上的吸附性能研究 [J]. *环境工程学报*, 2011, 5(3): 507-510
- [12] 杨荣, 苏永中. 黑河中游绿洲农区地下水硝态氮污染调查研究 [J]. *冰川冻土*, 2009, 30(6): 983-990
- [13] 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*, 2006, 19(6): 186-189
- [14] 李正兆, 高海鹰, 张奇, 等. 抚仙湖流域典型农田区地下水硝态氮污染及其影响因素 [J]. *农业环境科学学报*, 2008, 27(1): 286-290
- [15] Levallois P, Theriault M, Rouffignat J, et al. Groundwater contamination by nitrates associated with intensive potato culture in Quebec [J]. *Science of the Total Environment*, 1998, 217(1): 91-101
- [16] 袁兴程, 钱新, 庞志强, 等. 不同土地利用方式土壤表层氮, 磷流失特征研究 [J]. *环境化学*, 2011, 30(9): 1657-1662
- [17] Stadler S, Talma A S, Tredoux G, et al. Identification of sources and infiltration regimes of nitrate in the semi-arid Kalahari: Regional differences and implications for groundwater management [J]. *Water SA*, 2012, 38(2): 213-224
- [18] 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
- [19] 程芳, 程金平, 于金莲, 等. 大金山岛土壤有机质与全氮的空间分布及其相关性 [J]. *环境化学*, 2013, 32(9): 1634-1638
- [20] 李荣, 何兴东, 张宁, 等. 沙丘固定过程中土壤铵态氮和硝态氮的时空变化 [J]. *土壤学报*, 2010(2): 295-302
- [21] Graham R C, Hirmas D R, Wood Y A, et al. Large near-surface nitrate pools in soils capped by desert pavement in the Mojave Desert, California [J]. *Geology*, 2008, 36(3): 259-262
- [22] Fenn M E, Baron J S, Allen E B, et al. Ecological effects of nitrogen deposition in the western United States [J]. *Bioscience*, 2003, 53(4): 404-420
- [23] 张明泉, 赵转军, 曾正中. 敦煌盆地水环境特征与水资源可持续利用 [J]. *干旱区资源与环境*, 2003, 17(4): 71-77
- [24] 马金珠, 李丁, 李相虎. 巴丹吉林沙漠包气带 Cl^- 示踪与气候记录研究 [J]. *中国沙漠*, 2005, 24(6): 674-679
- [25] Jabro J D, Lotse E G, Simmons K E, et al. A field study of macropore flow under saturated conditions using a bromide tracer [J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 1991, 46(5): 376-380
- [26] Kennedy A C, Papendick R I. Microbial characteristics of soil quality [J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 1995, 50(3): 243-248
- [27] Austin A T, Yahdjian L, Stark J M, et al. Water pulses and biogeochemical cycles in arid and semiarid ecosystems [J]. *Oecologia*, 2004, 141(2): 221-235
- [28] 刘宏斌, 李志宏, 张云贵, 等. 北京市农田土壤硝态氮的分布与累积特征 [J]. *中国农业科学*, 2004, 37(5): 692-698
- [29] 樊军, 郝明德. 旱地农田土壤剖面硝态氮累积的原因初探 [J]. *农业环境科学学报*, 2003, 22(3): 263-266
- [30] Young E O, Briggs R D. Shallow ground water nitrate-N and ammonium-N in cropland and riparian buffers [J]. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 2005, 109(3): 297-309
- [31] 刘全友, 孙建中, 邱光葵, 等. 海河流域土壤中氮的分布特征 [J]. *环境科学学报*, 1992, 12(4): 489-496
- [32] Sitaula B K, Bakken L R. Nitrous oxide release from spruce forest soil: Relationships with nitrification, methane uptake, temperature, moisture and fertilization [J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 1993, 25(10): 1415-1421
- [33] 张金, 付素静, 王云权, 等. 荒漠地区包气带氯离子与硝酸盐的空间分布特征 [J]. *干旱区地理*, 2013, 36(3): 409-415
- [34] 张宇, 张海, 齐雁冰, 等. 黄土坡地几种退耕植被土壤硝态氮分布特征与迁移研究 [J]. *农业环境科学学报*, 2012, 31(1): 155-160
- [35] Zebarth B J, Freyman S, Kowalenko C G. Influence of nitrogen fertilization on cabbage yield, head nitrogen content and extractable soil inorganic nitrogen at harvest [J]. *Canadian Journal of Plant Science*, 1991, 71(4): 1275-1280
- [36] Stark J M, Firestone M K. Mechanisms for soil moisture effects on activity of nitrifying bacteria [J]. *Applied and Environmental Microbiology*, 1995, 61(1): 218-221