

不同放牧条件下锡林郭勒典型草原土壤水分分布特征及降水入渗估算

李晋波¹ 姚楠¹ 赵英^{1,2*} 范庭¹ 张建国¹ 兰志龙¹ 易军¹ 司炳成²

¹西北农林科技大学资源环境学院, 农业部西北植物营养与农业环境重点实验室, 陕西杨凌 712100; ²鲁东大学资源与环境工程学院, 山东烟台 264025

摘要 由人类活动所导致的锡林郭勒草原草场退化、土地沙化等问题日趋严重, 区域土壤水资源评价及其科学管理显得尤为重要。为确定锡林郭勒典型草原不同放牧条件对深层土壤剖面水分动态及降水入渗补给的影响, 选取1979年以来禁牧(UG79)、1999年以来禁牧(UG99)和持续放牧(CG) 3个小区6个土壤剖面, 基于不同深度土层的质量含水量、Cl⁻浓度等数据, 分析了放牧对深层土壤水分特征的影响, 且利用氯质量平衡法估算了降水入渗补给量。结果表明: 1) 禁牧可以提高土壤含水量, 且禁牧时间越长, 效果越显著, 尤以表层最为明显。整个土壤剖面(0–5 m)土壤质量含水量的平均值表现为UG79 > UG99 > CG, 但各处理间差异不显著; 0–2 m UG79处理土壤剖面质量含水量分别比UG99和CG处理高26.6%和33.7%, 储水量分别高87.19 mm和82.52 mm, 且UG79处理与UG99、CG差异显著, 但UG99与CG之间差异不显著; 除局部地区受土壤颗粒组成影响含水量不同外, 各处理2–5 m土层含水量和储水量差异较小; 2) 不同处理土壤含水量影响因素不同, 0–2 m土层含水量主要受地表植被状况和土壤性质的综合影响, 而2–5 m土层则主要受土壤颗粒组成的影响, 但随着禁牧年限的增加, 土壤有机质(SOM)含量对土壤水分的影响越来越大。UG79整个土壤剖面含水量与土壤颗粒含量和SOM含量呈极显著相关关系, UG99与CG处理0–2 m含水量与SOM含量呈极显著相关关系, 2–5 m土壤含水量与土壤颗粒含量呈极显著相关关系, 而与SOM含量相关性不显著; 3) 氯质量平衡法估算得出年降水入渗补给率为UG79 > UG99 > CG, 35年和15年禁牧分别将降水入渗补给率提高了130.2%和44.5%; 考虑干沉降的不确定性, 研究区年降水入渗补给率为1.95–7.61 mm·a⁻¹, 仅占年降水量的0.55%–2.13%。总之, 禁牧能够增加土壤含水量和储水量, 增加降水对土壤水分的补给, 但降水不是该区地下水的主要补给源。

关键词 土壤水分; 降水入渗率; 典型草原; 氯质量平衡法

李晋波, 姚楠, 赵英, 范庭, 张建国, 兰志龙, 易军, 司炳成 (2018). 不同放牧条件下锡林郭勒典型草原土壤水分分布特征及降水入渗估算. 植物生态学报, 42, 1033–1042. DOI: 10.17521/cjpe.2018.0067

Characteristics of soil water distribution and evaluation of recharge rate under different grazing history in the Xilin Gol Steppe

LI Jin-Bo¹, YAO Nan¹, ZHAO Ying^{1,2*}, FAN Ting¹, ZHANG Jian-Guo¹, LAN Zhi-Long¹, YI Jun¹, and SI Bing-Cheng²

¹Key Laboratory of Plant Nutrition and the Agri-environment in Northwest China, Ministry of Agriculture, College of Natural Resource and Environment, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi 712100, China; and ²School of Resources and Environmental Engineering, Ludong University, Yantai, Shandong 264025, China

Abstract

Aims In the Xilin Gol Steppe, human-induced grassland degradation and land desertification are becoming increasingly severe. Critical evaluation of its impact on soil water and recharge rate is important for sustainable management of soil health and water resources in the region.

Methods In order to determine the effect of different grazing history on dynamics of deep soil moisture contents and precipitation infiltration in the Xilin Gol Steppe, three sites with different grazing history (ungrazed since 1979 or UG79, ungrazed since 1999 or UG99, and continuously grazed or CG) were selected with two sampling spots for each site. The precipitation infiltration was estimated using the chloride mass balance method.

Important findings The results showed that: 1) Average soil water content of 0–5 m was 7.1%, 6.9%, and 6.3% for UG79, UG99, and CG, respectively, with no significant difference. In the soil layer of 0–2 m, the soil water content of UG79 was 26.6% and 33.7% higher than that of UG99 and CG, respectively. The soil water content of UG79 was significantly higher than that of UG99 and CG ($p < 0.05$) with no significant difference between

收稿日期Received: 2018-03-29 接受日期Accepted: 2018-09-10

基金项目: 国家自然科学基金(41371234). Supported by the National Natural Science Foundation of China (41371234).

* 通信作者Corresponding author (yzhaosols@gmail.com)

UG99 and CG. The soil water storage capacity of UG79 was 87.19 mm higher than UG99 and 82.52 mm higher than CG. In the deep layer of 2–5 m, no significant difference in the soil water content and the water storage among different grazing history. 2) The factors influencing soil water differed among different grazing treatments. The soil water content was mainly affected by the vegetation conditions and soil properties for the 0–2 m soil layer, but by the composition of soil particles for the 2–5 m soil layer. The effect of soil organic matter (SOM) content on soil water increased with time without grazing. Soil water content of the entire soil profile of UG79 was significantly correlated with soil texture and SOM content ($p < 0.01$). Soil water content of 0–2 m was significantly correlated with SOM content ($p < 0.01$), soil water content of 2–5 m was significantly correlated with the soil texture ($p < 0.01$), but soil moisture content of UG99 and CG had no significant correlation with SOM content. 3) Annual recharge rate was 5.64, 3.54, and 2.45 mm·a⁻¹ for UG79, UG99 and CG, respectively. The recharge rate increased by 44.5% and 130.2% for the site without grazing for 15 and 35 years, respectively. The recharge rate in the study area ranged from 1.95 to 7.61 mm·a⁻¹, accounting for only 0.55%–2.13% of the precipitation. In summary, ungrazing treatment can increase soil water retention, total water storage capacity, and recharge.

Key words soil moisture; recharge rate; steppe; Chloride Mass Balance

Li JB, Yao N, Zhao Y, Fan T, Zhang JG, Lan ZL, Yi J, Si BC (2018). Characteristics of soil water distribution and evaluation of recharge rate under different grazing history in the Xilin Gol Steppe. *Chinese Journal of Plant Ecology*, 42, 1033–1042. DOI: 10.17521/cjpe.2018.0067

土壤水分是植被生长的基础, 草原生态系统的稳定性在很大程度上依赖于土壤水分的平衡。然而在干旱半干旱地区包气带土壤水分平衡极易受地表植被以及人类活动的影响(张继光等, 2006)。对于干旱与半干旱草原生态系统, 放牧作为最主要的生产管理方式, 会显著影响土壤水分分布状况(Zhao *et al.*, 2011)。锡林郭勒草原地处亚欧草原的腹地, 是温带半干旱典型草原最具代表性的地区(韩念勇, 2002), 其功能的正常发挥对维持区域及全球生态系统平衡有着极其重要的意义。然而, 近些年由于畜牧业的快速增长, 导致水资源过度开发利用, 地下水位下降严重, 进而引发草场退化、土地沙漠化等一系列草原生态环境问题(薛丽洋等, 2012)。因此准确掌握典型草原地区不同放牧条件下土壤水分空间分布特征和降水补给状况, 对促进区域草地的可持续经营管理具有重要的现实意义。

降水入渗补给的量化是区域水资源评价和管理的重要一环, 常规方法包括达西定律、水均衡法等。但这些方法均不适用于干旱与半干旱地区, 因为这些区域降水稀少, 土壤包气带较厚, 土壤含水量较低, 水文地质参数变化小且难以确定(刘晓艳等, 2010)。而环境示踪剂的广泛应用为这些地区水资源的研究开辟了新途径(Huang *et al.*, 2017)。由于Cl⁻稳定性高, 溶解性强, 常被用作环境示踪剂, 因而氯质量平衡法(CMB)成为准确评估该区降水入渗补给和包气带土壤水分运移过程最有效的一种方法(刘晓艳等, 2010), 且已经得到了一定的应用。

Huang等(2017)利用CMB估算得出鄂尔多斯草原降水入渗补给量为0.09–0.43 mm·a⁻¹, 刘晓艳等(2010)得出巴丹吉林沙漠为0.9–1.4 mm·a⁻¹, 类似方法在意大利(Russo *et al.*, 2003)、津巴布韦(Sibanda *et al.*, 2009)等地区均有应用。

目前, 关于不同放牧条件下土壤水分特征研究多集中于土壤表层(Zhao *et al.*, 2011; 甘磊等, 2015), 但在干旱半干旱地区, 深层土壤水分是植物的重要水源。如罗珠珠等(2015)分析得出种植紫苜蓿(*Medicago sativa*)多年会使深层土壤出现干层, 这说明当上层土壤水分缺乏时紫苜蓿会利用深层土壤水分。兰志龙等(2017)的研究结果表明不同土地利用方式会对黄土丘陵区深层土壤水分产生显著影响。由于资料缺乏, 对于锡林郭勒草原水文过程的研究相对较少(唐玺雯等, 2014), 有关该区水平衡问题仍存在较大分歧, 这对区域生态环境的恢复治理产生了很大影响。如贾利民等(2016)认为锡林河流域地下水系统处于多年平均负均衡状态(1980–2014年), 降水是其最主要的补给源, 占总补给量的90%左右。而薛丽洋等(2012)、杨淇越等(2009)的研究则表明降水并非该区地下水的主要补给源, 反而地表水主要依靠地下水补给。Barthold等(2010)的研究则发现锡林河流域干旱年份地表水主要由深层地下水补给, 而相对湿润的年份地表水主要由浅层地下水补给。这些差异可能与研究尺度和土地利用模式有关。鉴于此, 本研究拟通过对锡林郭勒草原不同放牧条件下土壤含水量和Cl⁻浓度的测定, 定量分析

不同放牧条件下土壤水分垂直分布特征, 利用CMB估算降水入渗补给量, 并进一步探讨该区地下水补给的来源, 以期为该区土壤水资源评价及草场的合理利用提供理论依据。

1 材料和方法

1.1 研究区域概况

研究区位于内蒙古自治区锡林郭勒盟白音锡勒牧场的中国科学院内蒙古草原生态系统定位研究站(43.63° N, 116.71° E, 海拔约1 270 m), 样地为羊草草原, 土壤为暗栗钙土, 母质为第四纪黄土(关世英和贾树海, 1997)。该区属中温带半干旱大陆性季风气候, 干燥多风, 年均风速3.5–4.0 m·s⁻¹, 年平均气温0.7 °C, 1月平均气温最低, 为–20 °C, 7月平均气温最高, 为21 °C。降水量约358 mm (包括冬季降雪)(Li *et al.*, 2016), 大部分集中在夏季(6–8月), 年降雪量为30–40 mm, 主要集中在11月至翌年2月。潜在蒸发量为1 750 mm。由于降水量年际波动较大且蒸发作用强烈, 植被生长易受水分亏缺的胁迫(李晋波等, 2018)。禁牧样地植被以羊草(*Leymus chinensis*)、黄囊薹草(*Carex korshinskyi*)为主, 另外还分布有大针茅(*Stipa grandis*)、羽茅(*Achnatherum sibiricum*)、根茎冰草(*Agropyron michnoi*)等, 放牧样地则主要有羊草、大针茅、黄囊薹草、糙隐子草(*Cleistogenes squarrosa*)等, 具体情况见表1。

1.2 样品的采集与测定

于2014年5月采集放牧与禁牧3个小区的土壤样品。具体为: 1979年以来禁牧(UG79)、1999年以来禁牧(UG99)和持续放牧(CG, 4头羊·hm⁻²)(表1)。3个样地具有一定的典型性和代表性, 且距离较近(表1), 因此, 定量比较其土壤水分状况, 能够综合反映不同放牧条件的土壤水文效应。采用人工钻孔的方法采集土壤样品, 每个小区随机采集两个剖面, 即重复数为2, 采样深度均为5 m, 0–4 m每10 cm收集一个土样, 4–5 m每20 cm收集一个土样。所取土样一部分装于铝盒, 采用质量法测定含水量(105 °C下烘干8 h至恒质量), 剩余部分密封在采样瓶中保存, 用于土壤质地、有机质含量和Cl⁻浓度测定。另外用环刀采集表层(0–50 cm)土壤样品, 用烘干法测定土壤容重。土壤颗粒组成(美国制)采用吸管法测定, 土壤有机质含量采用K₂Cr₂O₇氧化法测定。土壤Cl⁻使用离子色谱仪测定: 称取风干土5 g, 加蒸馏水25 mL, 振荡1 h, 离心后提取上清液, 上机前过0.25 μm的微孔滤膜过滤去除有机质。

1.3 数据计算与处理

土壤水中Cl⁻质量浓度(C_s)利用质量含水量计算:

$$C_s = \frac{\text{测得的Cl}^- \text{质量浓度} \times \text{去离子水质量} / \text{风干土样质量}}{\text{质量含水量}} \quad (1)$$

表1 处理基本情况
Table 1 Basic characteristics of the sampling plots

特征 Characteristic	1979年以来禁牧 Ungrazed since 1979	1999年以来禁牧 Ungrazed since 1999	持续放牧 Continuously grazed
面积 Area (hm ²)	24	35	40
海拔 Altitude (m)	1259	1274	1273
地理坐标 Geographic coordinates	43.55° N, 116.65° E	43.55° N, 116.67° E	43.55° N, 116.66° E
土壤有机质含量 Soil organic matter content (g·kg ⁻¹ , 0–10 cm)	55.31	49.65	38.70
坡度 Slope (°)	2.7–3.0	2.6–3.0	2.7–2.9
容重 Bulk density (g·cm ⁻³)			
4–8 cm	1.14	1.15	1.30
18–22 cm	1.39	1.26	1.43
30–34 cm	1.44	1.33	1.43
40–44 cm	1.43	1.31	1.46
地上生物量 Aboveground biomass (g·m ⁻²)	26.33	22.29	0.81
植被覆盖度 Vegetation coverage (%)	41	48	4
优势种 Dominant species	羊草、黄囊薹草、羽茅、大针茅等 <i>Leymus chinensis</i> , <i>Carex korshinskyi</i> , <i>Achnatherum sibiricum</i> , <i>Stipa grandis</i> <i>et al.</i>	黄囊薹草、羊草、大针茅、根茎冰草等 <i>Carex korshinskyi</i> , <i>Leymus chinensis</i> , <i>Stipa grandis</i> , <i>Agropyron michnoi</i> <i>et al.</i>	羊草、黄囊薹草、糙隐子草、大针茅等 <i>Leymus chinensis</i> , <i>Carex korshinskyi</i> , <i>Stipa grandis</i> , <i>Cleistogenes squarrosa</i> <i>et al.</i>

由于深层土壤容重测定较为困难, 本文利用相应土层有机质数据估算深层土壤容重, 具体公式 (Guo & Gifford, 2010) 如下:

$$BD = \frac{100}{\frac{\%OM}{0.244} + \frac{100 - \%OM}{1.64}} \quad (2)$$

式中: BD 为土壤容重; $\%OM$ 为不同土层有机质百分含量。

CMB 由 Eriksson 和 Khunakasem (1969) 提出, 该方法主要根据从大气输入的 CI 含量与包气带及含水层中的氯保持平衡, 从而计算降水的有效入渗补给量。该方法的使用基于以下假设: 1) 大气中 CI 含量及降水量恒定, 可以用比较长时间的加权平均值代替。2) CI 在循环过程中保持稳定, 不参与任何地球化学反应。3) 土壤水分运移可以假想为活塞式向下垂直一维流。在这些假设下, 降水和干沉降是土壤 CI 的唯一来源, 由质量守恒原理, 降水对土壤多年入渗补给率 (R , $\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$) 可以通过下式计算得到。

$$R = J \times C_s \quad (3)$$

式中: J 为大气氯沉降 ($J = P \times C_p + D$, P 为当地多年平均降水量, $\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$; C_p 为降水输入的多年平均 CI 质量浓度, $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$; D 为 CI 干沉降量), C_s 为土壤水的 CI 质量浓度, $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 。

土壤储水量是指一定土层厚度的土壤含水量, 以土层深度 (mm) 表示。计算公式如下:

$$S = 10 \times \theta \times D_B \times H \quad (4)$$

式中: S 为土壤储水量 (mm); θ 为土壤质量含水率 (%); D_B 为土壤容重 ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$); H 为土层厚度 (cm)。

2 结果和分析

2.1 不同放牧条件下土壤水垂直分布及储水特征

如图1所示, 不同处理土壤质量含水量剖面分布呈一定相似的规律。3个处理均为表层土壤含水量最高, 随着深度的增加, 0–30 cm 先急剧减少, 与表层 (0–10 cm) 相比, UG79、UG99、CG 处理 20–30 cm 含水量分别减少了 56.7%、64.8% 和 56.1%。30 cm 以下土层含水量整体保持在较低水平 (6% 左右), 并随着黏粒含量的增加而增大。由于放牧的影响, 不同处理间土壤剖面质量含水量也呈现出一定的差异。UG79、UG99、CG 土壤剖面质量含水量变化范围分别为 3.9%–19.4%、1.7.0%–18.6% 和 1.61%–13.9%。禁牧对表层 (0–10 cm) 土壤含水量的影响明显, 具体表现为: UG79 (19.4%) > UG99 (17.9%) > CG (13.9%)。由图2可知, 整个土壤剖面平均含水量为 UG79 (7.1%) > UG99 (6.9%) > CG (6.3%), 但三者

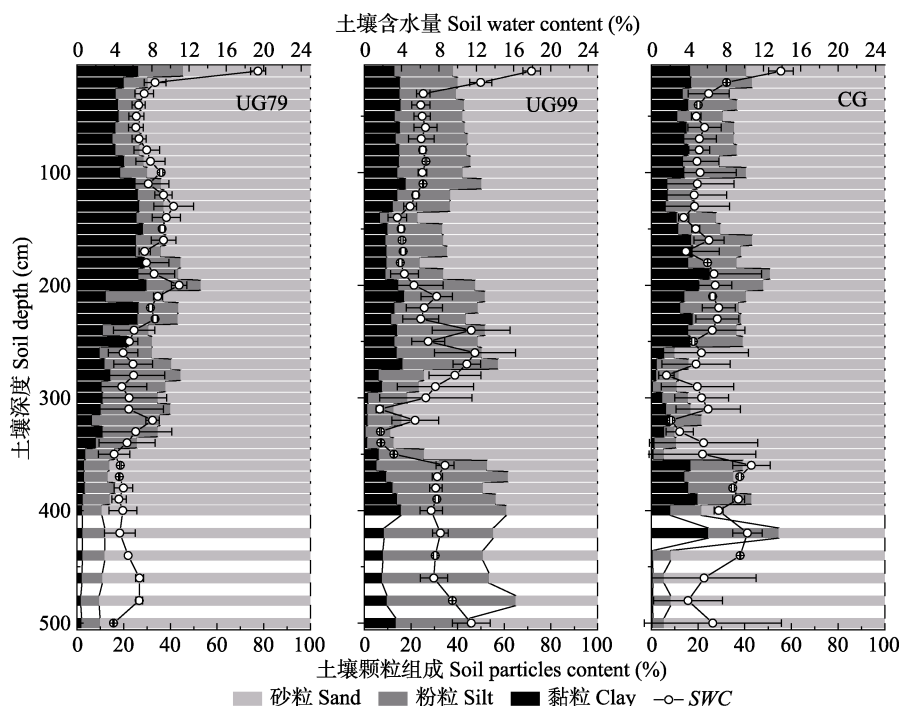


图1 不同放牧条件下土壤水分含量 (SWC) (平均值 \pm 标准误差) 与颗粒垂直分布特征。UG79, 1979 年以来围封; UG99, 1999 年以来围封; CG, 持续放牧。

Fig. 1 Vertical distributions of soil water content (SWC) (mean \pm SD) and particles under different grazing history. UG79, ungrazed since 1979; UG99, ungrazed since 1999; CG, continuously grazing.

表2 土壤剖面储水量和含水量分布特征(平均值±标准误差)
Table 2 Characteristics of water storage and water content distribution in the soil profiles(mean ± SD)

深度 Depth (m)	储水量 Water storage (mm)			平均含水量 Average water content (%)		
	UG79	UG99	CG	UG79	UG99	CG
0-1	119.40 ± 11.43 ^a	110.52 ± 8.49 ^a	93.74 ± 19.67 ^a	8.52 ± 0.76 ^a	8.07 ± 0.58 ^a	6.40 ± 1.20 ^a
1-2	139.75 ± 2.32 ^a	61.44 ± 3.97 ^b	82.89 ± 1.44 ^b	8.91 ± 0.18 ^a	4.59 ± 0.24 ^b	5.17 ± 0.10 ^b
2-3	103.39 ± 27.89 ^b	138.66 ± 23.60 ^a	87.03 ± 31.86 ^b	6.40 ± 1.72 ^b	8.53 ± 1.45 ^a	5.39 ± 2.26 ^b
3-4	85.76 ± 26.60 ^a	86.16 ± 2.60 ^a	110.19 ± 17.07 ^a	5.28 ± 1.64 ^a	5.28 ± 0.16 ^a	6.77 ± 1.05 ^a
4-5	44.57 ± 8.12 ^b	143.75 ± 3.85 ^a	149.90 ± 59.55 ^{ab}	5.47 ± 0.63 ^a	8.82 ± 0.24 ^a	9.19 ± 3.65 ^a

不同小写字母表示不同处理间差异显著($p < 0.05$)。UG79, 1979年以来围封; UG99, 1999年以来围封; CG, 持续放牧。
Different lowercase letters indicate significant differences ($p < 0.05$). UG79, ungrazed since 1979; UG99, ungrazed since 1999; CG, continuously grazing.

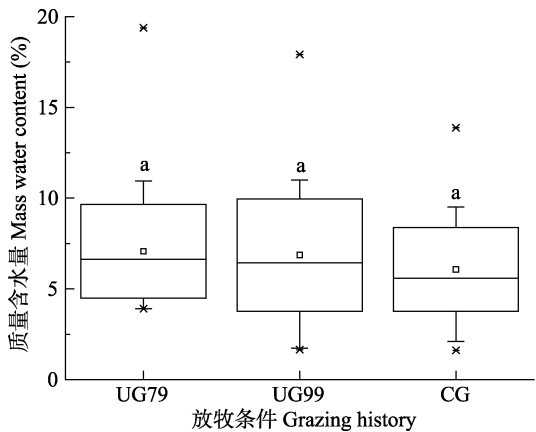


图2 不同放牧条件下土壤质量含水量差异。不同小写字母表示不同处理间差异显著($p < 0.05$)。UG79, 1979年以来围封; UG99, 1999年以来围封; CG, 持续放牧。
Fig. 2 The difference of soil gravimetric water content under different grazing history. Different lowercase letters indicate significant differences ($p < 0.05$). UG79, ungrazed since 1979; UG99, ungrazed since 1999; CG, continuously grazing.

之间差异不显著。3个处理剖面含水量最大值(19.4%)出现在UG79处理表层, 最小值(1.6%)出现在CG处理3-4 m土层。此外不同土层间含水量在不同处理间也存在一定差异(表2)。0-1 m土层平均含水量UG79最高为8.52%, UG99次之为8.07%, 而CG处理仅为6.4%, 但该土层各处理间含水量差异不显著(表2)。与0-1 m土层相比, 1-2 m土层含水量UG79处理略有升高, 而UG99和CG却急剧下降。0-2 m土层UG79处理土壤含水量分别比UG99和CG处理高26.6%和33.7%, 且UG79处理与UG99、CG处理土壤含水量差异显著($p < 0.05$), UG99与CG处理差异不显著; 2-3 m土层含水量UG99最高, 且与其他两个处理差异显著($p < 0.05$); 3 m以下各处理间含水量差异不显著(表2)。

与土壤含水量相似, 不同处理不同土层储水量

也存在一定差异(表2)。0-2 m土层储水量UG79最高, 且与UG99、CG处理差异显著($p < 0.05$), 分别比UG99和CG高87.19 mm和82.52 mm。与0-1 m土层相比, 1-2 m土层UG79处理土壤储水量略有升高, 而UG99和CG处理则开始下降, 尤以UG99最为明显, 比0-1 m下降了44.4%。2 m以下土层UG79剖面中黏粒和粉粒逐渐减少(图1), 储水量也越来越低, 而UG99和CG处理土壤储水量随质地变化呈现不同幅度的波动。

2.2 深层土壤剖面含水量的影响因素

为确定各处理深层土壤水分影响因素, 根据土壤质量含水量变化特征, 将0-5 m土层划分表层(0-2 m)和深层(2-5 m)两层。放牧影响下, 不同土层间土壤性质(颗粒组成、有机质等)不同, 土壤含水量也存在差异。

0-2 m土层含水量为UG79处理最高, CG最低。由表3可知UG79处理0-2 m土层土壤含水量与相应土层有机质含量及土壤颗粒组成呈极显著相关($p < 0.01$), 而UG99处理土壤含水量与有机质含量呈极

表3 土壤含水量与土壤有机质及质地的相关系数
Table 3 Correlation coefficients of soil water content with soil organic matter and texture

处理 Sampling plots	样本数 Number of samples	土壤有机质 SOM	沙粒 Sand	粉粒 Silt	黏粒 Clay
UG79 (0-2 m)	20	0.537**	-0.597**	0.633**	0.441**
UG99 (0-2 m)	20	0.890**	-0.295	0.195	0.390*
CG (0-2 m)	20	0.795**	-0.436*	0.467*	0.362
UG79 (2-5 m)	25	0.720**	-0.565**	0.380*	0.578**
UG99 (2-5 m)	25	0.233	-0.678**	0.611**	0.668**
CG (2-5 m)	25	-0.199	-0.569**	0.547**	0.567**

UG79, 1979年以来围封; UG99, 1999年以来围封; CG, 持续放牧。
*, $p < 0.05$; **, $p < 0.01$. SOM, soil organic matter. UG79, ungrazed since 1979; UG99, ungrazed since 1999; CG, continuously grazing.

显著相关($p < 0.01$), 与黏粒含量显著相关($p < 0.05$), CG处理与有机质含量极显著相关($p < 0.01$), 与沙粒和粉粒含量显著相关($p < 0.05$)。表层0–2 m, 有机质含量和土壤颗粒组成显著影响土壤剖面含水量, 但禁牧年限越长, 表层土壤黏粒含量越高(图1), 土壤颗粒组成对含水量的影响也就越大。2–5 m土层, 除UG79处理外, 其余2个处理均与该土层土壤有机质含量无相关关系, 但与土壤颗粒组成极显著相关($p < 0.01$), 这说明对于UG99和CG处理2 m以下土层, 土壤含水量主要受颗粒组成的影响, 而UG79处理除了受土壤颗粒组成影响外, 还受到土壤有机质的影响。

2.3 土壤剖面Cl⁻分布特征与降水入渗估算

图3表明, 表层土壤Cl⁻含量均相对较低, 各处理土壤剖面Cl⁻平均浓度表现为: UG79 (255.55 mg·L⁻¹) > CG (223.81 mg·L⁻¹) > UG99 (207.66 mg·L⁻¹)。UG79、UG99和CG土壤水Cl⁻浓度变化范围分别为83.61–526.54、56.40–445.91和66.13–412.62 mg·L⁻¹。随着土层深度的增加, UG99、CG处理Cl⁻浓度先升高后降低再升高, 而UG79处理则表现为先趋于稳定, 后逐渐升高, 邻近5 m深度又突然降低。0–1 m土层CG处理土壤水Cl⁻平均浓度最高(199.24 mg·L⁻¹), 分别是UG79、UG99的1.8、1.9倍, 这反映了CG表层土壤蒸发作用强烈。UG79处理1–2 m土层土壤水Cl⁻平均浓度比0–1 m土层略微有所升高, 而UG99升

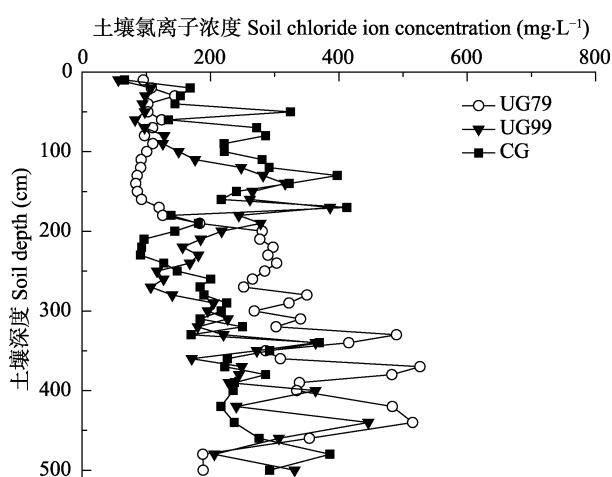


图3 不同放牧条件下土壤剖面Cl⁻垂直分布特征。UG79, 1979年以来围封; UG99, 1999年以来围封; CG, 持续放牧。

Fig. 3 Vertical distribution characteristics of chloride in different soil profiles under different grazing history. UG79, ungrazed since 1979; UG99, ungrazed since 1999; CG, continuously grazing.

高非常明显(升高了157.8%), CG次之(升高了31.8%)。2 m以下土层UG79土壤水Cl⁻浓度有小幅波动, 但整体趋势表现为逐渐升高, 且在3–5 m土层出现了峰值区, 这一峰值区的出现较UG99和CG处理有所推迟, 而UG99和CG处理2 m以下土层整体趋势表现为先降低后升高。各处理土壤水Cl⁻稳定层可能在5 m以下。

在干旱半干旱区, 土壤包气带较厚, 包气带作为一个独立的水文单元, 降水为土壤水分的唯一补给源。利用CMB可用于估算降水入渗补给量, Cl⁻的输入量可以通过降水量、雨水中的Cl⁻浓度、Cl⁻干沉降量计算获得。研究区降水中的Cl⁻浓度在1.6 mg·L⁻¹左右(唐玺雯等, 2014), 这一数值与其他干旱地区降水中Cl⁻浓度相近, 如甘肃石羊河流域1.5–2.8 mg·L⁻¹ (Ma *et al.*, 2012); 兰州1.7 mg·L⁻¹ (Xu *et al.*, 2009); 西安1.8 mg·L⁻¹ (白莉和王中良, 2008)。该区年降水量为358 mm, 因此一年中通过降水输入土壤Cl⁻的量大约为1.6 mg·L⁻¹ × 358 mm·a⁻¹ = 572.8 mg·(m²·a)⁻¹。UG79处理土壤剖面中过去35年Cl⁻累积量约为35 a × 572.8 mg·(m²·a)⁻¹ = 20048 mg·m⁻², 当Cl⁻累积量为20 048 mg·m⁻²时, 通过UG79处理土壤剖面Cl⁻浓度, 计算得出该土层大约为160 cm, 因此0–160 cm土层可以用来反映过去35年间禁牧处理对土壤剖面Cl⁻含量以及降水入渗的影响。UG99、CG同样也选择0–160 cm来计算降水入渗补给。通过计算得出UG79处理年降水入渗补给率最高为5.64 mm·a⁻¹, UG99次之, 为3.54 mm·a⁻¹, CG处理最小, 仅为2.45 mm·a⁻¹。估算结果表明禁牧可以增加该区降水对土壤水分的补充, 禁牧35年和15年可以使降水入渗补给率分别提高130.2%和44.5%。

在干旱半干旱区, Cl⁻除了降水也会通过干沉降进入土壤。但由于干沉降物质收集较为困难, 因此通过干沉降计算所得的降水入渗量往往与实际值不符。已有研究(刘晓艳等, 2010)表明只要长期的空气-气溶胶通量趋于稳定, 干沉降可以忽略不计。为了准确估算, 本研究确定湿沉降的+35%作为氯沉降的上限, -20%作为氯沉降的下限(Huang *et al.*, 2017), 得出氯总沉降变化范围为458.24–773.28 mg·(m²·a)⁻¹, 试验区降水入渗年补给范围因此变为1.96–7.61 mm·a⁻¹ (表4)。平均补给量占当地年降水量的0.68%–1.58%。

表4 包气带土壤水分特征值

Table 4 Soil water eigenvalues of vadose zone

处理 Sam- pling plots	Cl ⁻ 平均浓度 Average Cl ⁻ concentra- tions (mg·L ⁻¹ , 0-160 cm)	补给率 Recharge rate (mm·a ⁻¹)	年平均补给 量/年降水量 Annual average supply/Annual precipitation (%)	补给上界 Upper bound (mm·a ⁻¹)	补给下界 Lower bound (mm·a ⁻¹)
UG79	101.63	5.64	1.58	7.61	4.51
UG99	161.68	3.54	0.99	4.78	2.83
CG	233.88	2.45	0.68	3.31	1.96

UG79, 1979年以来围封; UG99, 1999年以来围封; CG, 持续放牧。

UG79, ungrazed since 1979; UG99, ungrazed since 1999; CG, continuously grazing.

3 讨论

3.1 放牧对深层土壤水分的影响

土壤剖面水分含量和分布特征是植被(植被类型、盖度和林龄)、气候(降水、蒸发、太阳辐射和风速)、地形(海拔、坡位、坡度和坡向)、土壤性质(土壤质地、土壤孔隙分布、土壤容重和土壤导水率)以及人为活动等整体影响的结果(兰志龙等, 2017)。试验区3个处理气候和地形条件基本一致(处理相邻), 因此不同放牧条件下地表植被状况以及土壤性质成为影响试验区土壤水分的主要因素。

不同放牧条件下, 植被状况不同, 土壤水分状况不同。与禁牧处理相比, 放牧通过家畜采食等方式, 使群落盖度、地上生物量和高度显著降低(赵丽娅等, 2017)。有研究(Zhao *et al.*, 2011)表明, 植物冠层有很好的隔热保温效果, 因此草地生态系统植被覆盖度越低, 土壤与大气间的热量交换就会越频繁。本研究中, 与禁牧处理相比, 放牧处理较低的植被盖度下(表1)频繁的热量交换会使得土壤蒸发更为剧烈, 从而使土壤水分含量降低。此外, 不同处理植被盖度及生物量不同, 会使得植物蒸腾作用有所差异。与UG79相比, UG99稍低的土壤上层水分状况, 可能与其较高的植被覆盖下植被蒸腾增加(表1), 土壤水分消耗加剧有关。禁牧处理由于其较好的植被条件减少了土壤蒸发损失, 但其较发达的根系也同时增大了植被蒸腾, 本研究数据表明禁牧可以增加土壤剖面含水量和储水量, 尤以表层最为明显。这主要是由于除植被状况外, 放牧还会通过影响土壤容重、土壤颗粒组成、土壤有机质含量等土壤性质, 进而影响土壤水分含量及分布特征。本研究结果表明, 放牧会增加表层土壤容重, 降低有机质含量, 减少降水入渗补给, 使土壤水分含量降低, 这

与前人的研究结果(Zhao *et al.*, 2011)一致。有机质含量的增加是提高土壤结构稳定性的重要因子(Franzluebbers, 2002), 容重和毛管孔隙度是表征土壤结构的重要方面, 而土壤结构稳定性和孔隙状况的提高能增加土壤水分入渗性能(Zhang *et al.*, 2007)。禁牧可以增加土壤有机质含量, 与放牧处理相比, 土壤团聚体稳定性、孔隙状况以及不饱和导水率均有较大的提高(Zhao *et al.*, 2011), 因此在降水过程中入渗能力也得到加强。放牧处理与禁牧处理相比有机质含量变低, 容重变大, 孔隙度降低。赵勇钢等(2008)研究得出, 土壤容重越大, 有机质含量越低, 则稳定入渗率越低, 因此CG处理土壤入渗性能下降, 降水入渗补给率最低, 土壤含水量最低。同时本研究估算结果表明, 35年和15年禁牧分别引起降水入渗补给率提高130.2%和44.5%, 进一步证实禁牧可以促进土壤水分入渗补给。良好的土壤结构具有较高的水分入渗补给速率, 使得UG79上层土壤(0-2 m)的含水量和储水量要显著高于UG99和CG。UG99土壤含水量高于CG处理, 但并未达到显著差异, 这可能与其较高的植被覆盖下, 植被蒸腾失水较多有关。本研究还发现随着禁牧年限的增加, 土壤有机质含量对深层土壤水分的影响也越来越大, 这可能是由于随着禁牧年限的增加, 更多的有机质被淋溶至深层土壤, 土壤环境得到改善, 进而影响了土壤水分状况。研究结果显示土壤颗粒组成对土壤含水量有着显著影响(表3), 通过对比土壤颗粒含量与土壤含水量发现, 土壤含水量与黏粒和粉粒含量呈正相关关系, 与砂粒含量呈负相关关系, 这与王志强等(2008)与杨文治和邵明安等(2000)的研究结果相似。此外除表层土壤, 其余土层含水量均保持在相对较低水平, 这主要是由于试验样地土壤颗粒均以沙粒为主(图1), 大孔隙居多, 毛管孔隙较少, 持水性能差。UG79处理表层土壤较高的黏粒含量(图1)也是其土壤水分较高的原因之一, 因为土壤黏粒含量越高, 其持水能力则越强(兰志龙等, 2017)。草地生态系统植物根系主要分布于浅层土壤, 对深层土壤水分影响较小, 深层土壤水分主要受土壤颗粒组成影响, 这与兰志龙等(2017)的研究结果一致。综上所述, 放牧通过影响地表植被状况和土壤性质, 进而影响0-2 m土层水分状况, 而2-5 m土层则主要受土壤颗粒组成影响, 且随着禁牧年限的增加, 土壤有机质含量对土壤水分的影响越来越大。

3.2 放牧对多年累积降水入渗补给特征的影响

禁牧可以通过影响土壤入渗性能,进而影响土壤水分状况。研究区土壤类型为暗栗钙土,成土母质为第四纪黄土(关世英和贾树海,1997),土壤质地以沙粒为主(图1),不存在蒸发性岩石溶解以及风化对包气带土壤氯的补充。且该区地下水埋深超过了30 m(田晓艳,2007),无法对土壤氯形成补充。另外,该区无外源性Cl⁻的影响(如农田施用化肥会携带Cl⁻,带来极大误差),因此大气降水成为该区土壤氯的主要来源。对于一个稳定的生态景观单元,如果气候条件比较稳定,降水和通过降水输入到土壤的Cl⁻也相对稳定。由于植物蒸发积盐的影响,土壤水中的Cl⁻浓度一般先出现一个峰值,后趋于稳定(陈宗宇等,2001)。本研究中UG99和CG处理第二个峰值的出现可能是由于该区域土壤颗粒的差异使得局部土壤含水量不同,进而导致局部扩散作用所致,其余土层则无此现象。因此,研究区的水流基本上为活塞流,能够用CMB来估算降水入渗补给量。应用CMB估算得出35年和15年禁牧分别将降水入渗补给率提高了130.2%和44.5%。研究区平均补给量为2.45–5.64 mm·a⁻¹,考虑干沉降等不确定因素时为1.96–7.61 mm·a⁻¹,高于距离较近的巴丹吉林沙漠(年降水量为90 mm,补给率为0.95–1.33 mm·a⁻¹)(Ma & Edmunds, 2006)和腾格里沙漠(降水量为120 mm·a⁻¹,补给率为0.9–2.5 mm·a⁻¹)(Ma *et al.*, 2009)。这主要是由土壤以及植被状况不同进而导致水分入渗以及蒸发状况的差异所致。研究区表层土壤虽以沙粒为主,但受植被根系以及地上凋落物的影响,土壤有机质含量也较高,这样可以减少土壤水分的蒸发损失。而在沙漠地区,土壤孔隙较大,土壤水分入渗较快,但同时蒸发损失也较快。即便如此,研究区降水入渗补给依然很低,这一现象在其他干旱半干旱区同样存在,例如在澳大利亚西部盆地<0.1 mm·a⁻¹(Allison *et al.*, 1990),美国西南部高山草原几乎为0(Scanlon *et al.*, 2007),尼日尔西南部天然灌木林仅为2 mm·a⁻¹(Favreau *et al.*, 2009)。

研究区降水对土壤水分的补给相对较低,通过进一步分析可以得出,降水并非该区地下水的主要补给源。一方面,所取剖面降水年补给量占降水量的0.68%–1.58%,而研究区地下水埋藏深厚,这表明所取剖面地区降水入渗补给地下水的量非常少。另一方面,由CMB原理可知,若土壤水的Cl⁻质量浓

度与地下水的Cl⁻质量浓度近似一致,则说明降水入渗补给是地下水唯一或最主要的补给来源,当土壤水的Cl⁻质量浓度明显高于地下水Cl⁻质量浓度时,地下水的补给除垂向入渗补给外,还存在其他补给来源(Huang *et al.*, 2017)。本区地下水Cl⁻质量浓度为5.4 mg·L⁻¹(唐玺雯等,2014),剖面土壤水的Cl⁻质量浓度远远高于地下水Cl⁻质量浓度,这也进一步证明降水并非该区地下水的主要补给源。

4 结论

通过采集锡林郭勒草原不同放牧条件下0–5 m土壤样品,定量分析了土壤水分垂直分布特征,并估算了各放牧条件降水入渗补给量,初步探讨了该区地下水来源。主要结论如下:

(1)禁牧可以提高锡林郭勒典型草原土壤水分含量,尤以表层最为明显。0–5 m土层平均质量含水量表现为UG79 (7.1%) > UG99 (6.9%) > CG (6.3%),但差异不显著;0–2 m土层UG79土壤含水量分别比UG99和CG高26.6%、33.7%,土壤储水量分别高87.19 mm、82.52 mm,UG79与UG99、CG处理差异显著,UG99与CG差异不显著;除局部地区受土壤颗粒组成影响含水量不同外,各处理深层(2–5 m)土壤含水量和储水量差异较小。

(2)不同土层和不同放牧条件土壤含水量影响因素不同。0–2 m土层含水量主要受地表植被状况、土壤有机质含量和土壤颗粒组成的影响,而2–5 m土层则主要受土壤颗粒组成影响。UG79整个土壤剖面颗粒组成、土壤有机质含量均与含水量极显著相关;UG99与CG处理土壤有机质含量在0–2 m土层与含水量极显著相关,2–5 m土壤颗粒组成与含水量极显著相关,禁牧时间越长,表层黏粒含量越高,土壤颗粒组成影响越显著,但随着禁牧年限的增加,土壤有机质含量对土壤水分的影响越来越大。

(3)禁牧可以增加降水对土壤水分的补给。研究区年降水入渗补给率为UG79 (5.64 mm·a⁻¹) > UG99 (3.54 mm·a⁻¹) > CG (2.45 mm·a⁻¹),35年和15年禁牧分别使降水入渗补给率提高了130.2%、44.5%;研究区年降水入渗补给量为1.95–7.61 mm·a⁻¹,占降水量的0.55%–2.13%,降水并非该区地下水的主要补给源。

致谢 本试验的现场采样工作由中国科学院内蒙古

草原生态系统定位研究站工作人员协助完成, 在此表示感谢。

参考文献

- Allison GB, Cook PG, Barnett SR, Walker GR, Jolly ID, Hughes MW (1990). Land clearance and river salinisation in the western Murray basin, Australia. *Journal of Hydrology*, 119, 1–20.
- Bai L, Wang ZL (2008). Chemical composition and potential sources of major ions in precipitation in the Xi'an District, Shaanxi Province. *Earth and Environment*, 36, 289–297. [白莉, 王中良 (2008). 西安地区大气降水化学组成特征与物源分析. *地球与环境*, 36, 289–297.]
- Barthold FK, Wu JK, Vaché KB, Schneider K, Frede HG, Breuer L (2010). Identification of geographic runoff sources in a data sparse region: Hydrological processes and the limitations of tracer-based approaches. *Hydrological Processes*, 24, 2313–2327.
- Chen ZY, Bi EP, Nie ZL, Ye H, Nan YJ (2001). A tentative discussion on paleohydrological and paleoclimatical information from unsaturated zone profile. *Acta Geosinica Sinica*, 22, 335–339. [陈宗宇, 毕二平, 聂振龙, 叶浩, 南云驹 (2001). 包气带剖面中古水文-气候信息的初步研究. *地球学报*, 22, 335–339.]
- Eriksson E, Khunakasem V (1969). Chloride concentration in groundwater recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel Coastal Plain. *Journal of Hydrology*, 7, 178–197.
- Favreau G, Cappelaere B, Massuel S, Leblanc M, Boucher M, Boulain N, Leduc C (2009). Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: A review. *Water Resources Research*, 45, 450–455.
- Franzluebbers AJ (2002). Water infiltration and soil structure related to organic matter and its stratification with depth. *Soil & Tillage Research*, 66, 197–205.
- Gan L, Ma R, Peng YJ, Peng XH, Mo CM, Rainer H (2015). The effect of different grazing intensities on spatial distribution of soil water under *Leymus chinensis* and *Stipa grandis* grassland. *Ecology and Environmental Sciences*, 24, 1274–1279. [甘磊, 马蕊, 彭扬建, 彭新华, 莫春梦, Rainer H (2015). 不同放牧强度下羊草和大针茅草原土壤含水量的空间变化. *生态环境学报*, 24, 1274–1279.]
- Guan SY, Jia SH (1997). The properties of soil and its change regularities in the degraded succession of dark chestnut in *Leymus chinensis* Steppe. *Grassland of China*, (3), 39–43. [关世英, 贾树海 (1997). 草原暗栗钙土退化过程中的土壤性状及其变化规律的研究. *中国草地学报*, (3), 39–43.]
- Guo LB, Gifford RM (2010). Soil carbon stocks and land use change: A meta analysis. *Global Change Biology*, 8, 345–360.
- Han NY (2002). *Xilin Gol Biosphere Reserve Degraded Ecosystem Management*. Tsinghua University Press, Beijing. [韩念勇 (2002). 锡林郭勒生物圈保护区退化生态系统管理. 清华大学出版社, 北京.]
- Huang TM, Pang ZH, Liu J, Yin L, Edmunds WM (2017). Groundwater recharge in an arid grassland as indicated by soil chloride profile and multiple tracers. *Hydrological Processes*, 31, 1–5.
- Jia LM, Liao ZL, Long YH, Liang WT, Han ZH (2016). Response process of groundwater table to the water balance element in the village plain of typical grassland. *Water Saving Irrigation*, 12, 76–79. [贾利民, 廖梓龙, 龙胤慧, 梁文涛, 韩振华 (2016). 典型草原区河谷带地下水位对水均衡要素变化的响应. *节水灌溉*, 12, 76–79.]
- Lan ZL, Pan XL, Zhao Y, Si BC, Wang YK, Jiao R, Zhang JG (2017). Effects of land use types on deep soil water content in the loess hilly area of the north Shaanxi Province. *Chinese Journal of Applied Ecology*, 28, 847–855. [兰志龙, 潘小莲, 赵英, 司炳成, 汪有科, 焦瑞, 张建国 (2017). 黄土丘陵区不同土地利用模式对深层土壤含水量的影响. *应用生态学报*, 28, 847–855.]
- Li JB, Yao N, Li X, Zhao Y, Zhang AF, Lan ZL, Fan T (2018). Dynamics of CO₂ and N₂O under soil profile of seasonal frozen in typical steppe of Inner Mongolia. *Environmental Science*, 39, 2330–2338. [李晋波, 姚楠, 李秀, 赵英, 张阿凤, 兰志龙, 范庭 (2018). 内蒙古典型草原季节性冻土区土壤剖面CO₂、N₂O特征. *环境科学*, 39, 2330–2338.]
- Li LF, Fan WY, Kang XM, Wang YF, Cui XY, Xu CY, Griffin KL, Hao YB (2016). Responses of greenhouse gas fluxes to climate extremes in a semiarid grassland. *Atmospheric Environment*, 142, 32–42.
- Liu XY, Chen JS, Sun XX (2010). Application of chloride tracer method to study replenishment ratio of precipitation in desert. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 26, 146–149. [刘晓艳, 陈建生, 孙晓旭 (2010). 采用氯离子示踪法计算沙漠降水入渗量. *农业工程学报*, 26, 146–149.]
- Luo ZZ, Niu YN, Li LL, Cai LQ, Zhang RZ, Xie JH (2015). Soil moisture and alfalfa productivity response from different years of growth on the Loess Plateau of central Gansu. *Acta Prataculturae Sinica*, 24, 31–38. [罗珠珠, 牛伊宁, 李玲玲, 蔡立群, 张仁陟, 谢军红 (2015). 陇中黄土高原不同种植年限苜蓿草地土壤水分及产量响应. *草业学报*, 24, 31–38.]
- Ma J, Ding Z, Edmunds WM, Gates JB, Huang T (2009). Limits to recharge of groundwater from Tibetan Plateau to the Gobi Desert, implications for water management in the mountain front. *Journal of Hydrology*, 364, 128–141.
- Ma J, Edmunds WM (2006). Groundwater and lake evolution in the Badain Jaran Desert ecosystem, Inner Mongolia. *Hydrogeology Journal*, 14, 1231–1243.
- Ma J, Zhang P, Zhu G, Wang Y, Edmunds WM, Ding Z, He JH

- (2012). The composition and distribution of chemicals and isotopes in precipitation in the Shiyang River system, northwestern China. *Journal of Hydrology*, 436–437, 92–101.
- Russo SL, Zavattaro L, Acutis M, Zuppi GM (2003). Chloride profile technique to estimate water movement through unsaturated zone in a cropped area in subhumid climate (Po Valley—NW Italy). *Journal of Hydrology*, 270, 65–74.
- Scanlon BR, Reedy RC, Tachovsky JA (2007). Semiarid unsaturated zone chloride profiles: Archives of past land use change impacts on water resources in the southern High Plains, United States. *Water Resources Research*, 43, 122–127.
- Sibanda T, Nonner JC, Uhlenbrook S (2009). Comparison of groundwater recharge estimation methods for the semi-arid Nyamandhlovu area, Zimbabwe. *Hydrogeology Journal*, 17, 1427–1441.
- Tang XW, Wu JK, Xue LY, Zhang MQ, Barthold F, Breuer L, Frede HG (2014). Major ion chemistry of surface water in the Xilin River Basin and the possible controls. *Environmental Science*, 35, 131–142. [唐玺雯, 吴锦奎, 薛丽洋, 张明泉, Barthold F, Breuer L, Frede HG (2014). 锡林河流域地表水水化学主离子特征及控制因素. 环境科学, 35, 131–142.]
- Tian XY (2007). *Studies on Soil Water Content Dynamic Varying of Typical Castanoez in Leymus chinensis Steppe in Inner Mongolia*. Master degree dissertation, Inner Mongolia Agricultural University, Huhhot. [田晓艳 (2007). 内蒙古羊草草原暗栗钙土水分动态变化研究. 硕士学位论文, 内蒙古农业大学, 呼和浩特.]
- Wang ZQ, Liu BY, Zhang Y (2008). Effects of different vegetation types on soil moisture in deep loess soil profiles. *Acta Geographica Sinica*, 63, 703–713. [王志强, 刘宝元, 张岩 (2008). 不同植被类型对厚层黄土剖面水分含量的影响. 地理学报, 63, 703–713.]
- Xu ZF, Li YS, Yang T, Han GL (2009). Chemical and strontium isotope characterization of rainwater at an urban site in Loess Plateau, northwest China. *Atmospheric Research*, 94, 481–490.
- Xue LY, Wu JK, Zhang MQ, Ding YJ, Ye BS (2012). Spatial and temporal distribution of trace elements in surface water in the Xilin River Basin. *Environmental Science*, 33, 3417–3425. [薛丽洋, 吴锦奎, 张明泉, 丁永建, 叶柏生 (2012). 锡林河流域地表水痕量元素的时空分布. 环境科学, 33, 3417–3425.]
- Yang QY, Wu JK, Ding YJ, Ye BS, Zhang MQ (2009). A study of isotope hydrology in shallow groundwater and stream water in the Xilin River Basin. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 31, 850–856. [杨淇越, 吴锦奎, 丁永建, 叶柏生, 张明泉 (2009). 锡林河流域地表水和浅层地下水的稳定同位素研究. 冰川冻土, 31, 850–856.]
- Yang WZ, Shao MA (2000). *Soil Moisture in the Loess Plateau*. Science Press, Beijing, 30–114. [杨文治, 邵明安. (2000). 黄土高原土壤水分研究. 科学出版社, 北京. 30–114.]
- Zhang GS, Chan KY, Oates A, Heenan DP, Huang GB (2007). Relationship between soil structure and runoff soil loss after 24 years of conservation tillage. *Soil & Tillage Research*, 92, 122–128.
- Zhang JG, Chen HS, Su YR, Zhang W, Lu Z, Tan JM (2006). Spatial variability of soil moisture content and reasonable sampling number in cluster-peak depression areas of karst region. *Journal of Soil and Water Conservation*, 20, 114–117. [张继光, 陈洪松, 苏以荣, 张伟, 卢洲, 谭江明 (2006). 喀斯特地区典型峰丛洼地表层土壤水分空间变异及合理取样数研究. 水土保持学报, 20, 114–117.]
- Zhao LY, Gao DD, Xiong BQ, Chen T, Li YQ, Li RF (2017). Relationship between the aboveground biomass and species diversity of sandy communities during the process of restoring succession in the Horqin Sandy Land, China. *Acta Ecologica Sinica*, 37, 4108–4117. [赵丽娅, 高丹丹, 熊炳桥, 陈涛, 李艳蕾, 李锋瑞 (2017). 科尔沁沙地恢复演替进程中群落物种多样性与地上生物量的关系. 生态学报, 37, 4108–4117.]
- Zhao Y, Peth S, Reszkowska A, Gan L, Krümmelbein J, Peng XH, Horn R (2011). Response of soil moisture and temperature to grazing intensity in a *Leymus chinensis* steppe, Inner Mongolia. *Plant and Soil*, 340, 89–102.
- Zhao YG, Zhao SW, Cao LH, Liang XF (2008). Soil structural characteristics and its effect on infiltration on abandoned lands in semi-arid typical grassland areas. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 24, 14–20. [赵勇钢, 赵世伟, 曹丽花, 梁向锋 (2008). 半干旱典型草原区退耕地土壤结构特征及其对入渗的影响. 农业工程学报, 24, 14–20.]

责任编辑: 李新荣 责任编辑: 李 敏



扫码加入读者圈
听语音, 看问答