

1 Doi: 10.3799/dqkx.2017.581

3 巴丹吉林沙漠包气带水垂向分布和下渗的 Monte-Carlo 模拟评估¹

4 周燕怡, 王旭升*

5 中国地质大学地下水循环与演化教育部重点实验室, 北京 100083

6
7 **摘要:** 包气带土壤性质具有强烈的空间变异性, 显著影响包气带水的分布特征和运移过程, 在巴丹吉林沙漠这种包气带巨厚而观测困难的地区尤其值得重视。本文收集了包气带不同深度水分观测资料和水力参数测试成果, 采用前人提出的水分特征曲线参数的对数正态分布模型和互相关模型, 对巴丹吉林沙漠风积砂的变异特征进行了 Monte-Carlo 模拟, 发现稳定下渗带能够自由流动的水分体积含量低于 5%。在此基础上重建土水势的垂向分布, 发现稳定下渗带的水力梯度接近于 1, 基本满足重力作用控制的自由下渗条件。以残余含水率为独立随机变量, 基于 Richards 方程对不同下渗强度条件的包气带含水率分布进行了 Monte-Carlo 模拟, 通过与观测统计特征对比得到下渗强度的合理取值范围。结果表明, 包气带水下渗强度最有可能取值范围是 30-41 mm/a, 且低于 10 mm/a 和高于 50 mm/a 的可能性都很小。包气带水的随机模拟方法为研究巴丹吉林沙漠地下水补给提供了新的视角。

16 **关键词:** 风积砂; 含水率; 地下水补给; 对数正态分布; 巴丹吉林沙漠

18 **A Monte-Carlo simulation based assessment of the vertical soil** 19 **moisture distribution and infiltration rate in the vadose zone of the** 20 **Badain Jaran Desert, China**

22 Zhou Yanyi, Wang Xusheng*

23 *MOE Key laboratory of groundwater circulation and evolution, China University of Geosciences,*
24 *Beijing 100083, China*

26 **Abstract:** The strong spatial variability of the soil characteristics in the unsaturated zone has a significant impact on the distribution and transport process of the soil water. It should be particularly concerned in the Badain Jaran Desert, China, where the vadose zone has a huge thickness and is difficult to observe. Based on the collected data from soil water observations at different depths and measurements of the hydraulic parameters, the variability characteristics of the aeolian sands in the Badain Jaran Desert is analyzed with Monte-Carlo simulation by using the logarithmic normal distribution model and the cross-correlated model of the soil water retention characteristics. As indicated in the results, the volumetric content of movable water is less than 5% in the downward infiltration zone. Accordingly, the vertical distribution of the soil water potential is reconstructed and the results indicate that the hydraulic gradient is approximately 1.0 in the downward infiltration zone, which basically satisfy the free infiltration condition under the force of gravity. Taking the residual water content as an independent random variable and using the Richards equation, the distributions of volumetric water content with respect to different infiltration rates are assessed with Monte-Carlo simulation. The reasonable variation range of the infiltration rate is determined from the comparison of statistical properties between simulated and observed data. Results show that the most possible range of the infiltration rate is 30-41 mm/a. The possibilities of infiltration rate values are very small for that are less than 10 mm/a or higher than 50 mm/a. Stochastic simulation of the vadose zone water provides a new perspective for the study of groundwater recharge in the Badain Jaran Desert.

42 **Keywords:** aeolian sand; volumetric water content; groundwater recharge; logarithmic normal distribution; Badain Jaran Desert

45 1 引言

46 降水入渗到浅表土壤之后, 往往需要经过在包气带的长期运移才能补给到地下水。这一
47 过程不仅受到气候和下垫面特征的影响, 还受到包气带岩性和厚度的控制。通过在不同深度
48 取样测定土壤物性参数并进行含水率、土水势的长期监测, 可以计算观测期间的包气带水下
49 渗速率, 从而评估地下水补给量(Vries and Simmers, 2002; 齐登红等, 2007; 林丹等, 2014;
50 霍思远和靳孟贵, 2015, 2017)。当包气带厚度大于 10 m 时, 仪器安装和维护难度大、成本高,
51 直接观测包气带水下渗过程的方法难以实施。另外, 土壤介质具有强烈的空间变异性(杨金

¹资助项目: 国家自然科学基金重大研究计划“黑河流域生态-水文过程集成研究”重点支持项目“巴丹吉林沙漠地下水循环机理及其对沙漠湿地生态的支撑作用研究”(91125024); 教育部新世纪优秀人才支持计划资助项目

作者简介: 周燕怡 (1990-), 博士生, 水文地质学专业。Email: 1014387150@qq.com

*通信作者: 王旭升(1974-), 教授, 水文地质学专业。Email: wxsh@cugb.edu.cn

忠等, 2000), 导致对观测数据的解译存在不确定性。因此, 在厚层包气带普遍分布的干旱、半干旱区, 如何评估包气带水量分布并确定地下水补给量是一个极富挑战性的问题。

巴丹吉林沙漠是位于我国阿拉善高原的典型干旱区, 其高大沙山、湖泊和地下水之间存在十分密切的关系(王涛, 1990; 杨小平, 2002; 王旭升等, 2014)。由于沙山的相对高差可达 400 m 以上, 巴丹吉林沙漠包气带的厚度普遍很大, 大气降水是否能够补给地下水、补给强度有多大等问题一直悬而未决。一些研究者(马金珠等, 2004; Ma and Edmunds, 2006; 刘晓艳等, 2010)对深度 20 m 以内的沙丘水分和氯离子(Cl)含量进行观测, 采用 Cl 质量平衡法(CMB 法)估算发现巴丹吉林沙漠历史时期的地下水补给强度低于 5 mm/a, 相对多年平均降水量和水面蒸发量而言几乎可以忽略不计。但是 CMB 法属于利用水化学信息的间接方法, 而且以垂向活塞流等假设条件为前提, 没有考虑沙丘沉积物结构的变异性, 并不一定符合实际条件, 评估结果存在很大不确定性。另外一些研究者(商洁, 2014; Hou et al., 2016)采集埋深 3 m 以内的浅层包气带的动态监测数据, 反演模拟了巴丹吉林沙漠的降水入渗和包气带水下渗补给过程, 推测地下水补给强度可以达到 5-30 mm/a, 但是在他们的模型中砂土参数只做了简单分层处理, 难以代表沙漠厚层包气带的空间变异特征。

近 10 多年来, 研究者在巴丹吉林沙漠多个地点开展了包气带含水量的取样观测(顾慰祖等, 2004; Ma and Edmunds, 2006; 马金珠等, 2011; 赵景波等, 2011; Hou et al., 2016), 最大取样深度达到 22.5 m (Ma and Edmunds, 2006)。通过这些观测数据可以建立包气带水剖面分布特征图(周燕怡, 2015), 结果显示含水率并非均匀分布, 而是具有较强的随机性。这说明沙丘包气带尽管主要由风积砂组成, 在孔隙结构和毛细水赋存特征上仍然具有空间变异性, 导致含水率随机分布。因此, 可以认为沙漠包气带含水率的空间分布是一个随机场, 宜采用 Monte-Carlo 法进行不确定性评估。Monte-Carlo 法很早就用于研究地下水(Dagan, 1982; Hassan et al., 1998), 近 10 年来也越来越多的用于对包气带水进行研究(刘鹤, 2009; Noh et al., 2015; Wang et al., 2015)。使用 Monte-Carlo 法研究土壤水应该具备非饱和和水力特性参数的统计数据, 例如 Wang et al.(2015)基于实测参数的均值和协方差矩阵, 用 Monte-Carlo 法生成 2 种砂土各 100 个互相关的参数组合, 模拟分析了美国 4 地点在不同情景下的地下水补给量。

本文工作是在前人研究成果基础上, 引入 Monte-Carlo 法对巴丹吉林沙漠包气带水的垂向分布特征进行分析, 并依据重力水的运移模型评估沙丘包气带水的下渗强度, 为确定巴丹吉林沙漠大气降水入渗补给地下水的可能取值范围提供新的思路。该研究方法也可以推广到其它具有厚层包气带的干旱、半干旱区。

2. 研究区及观测数据

2.1 研究区概况

巴丹吉林沙漠位于内蒙古阿拉善高原, 经度范围 99°48'~104°14'E, 纬度范围 39°20'~42°N, 面积近 $4.9 \times 10^4 \text{ km}^2$, 是我国第二大沙漠(王涛, 1990)。沙漠气候干旱, 多年平均降水量为 50~150 mm, 自东南向西北逐渐减少, 雨季为 6 月到 8 月。沙漠周边气象站小型蒸发皿监测到的多年平均水面蒸发量超过 2500 mm, 说明蒸发潜力远大于降水量。高大沙山区地形强烈起伏, 海拔介于 1000~1600 m, 而 100 多个湖泊洼地的高程一般不超过 1200 m。

在大地构造上, 巴丹吉林沙漠属于阿拉善地块, 由北至南存在三条主干基底断裂, 即雅干断裂、恩格尔乌苏断裂和巴丹吉林断裂, 形成断陷盆地格局。根据中生代以来的地层分布特征, 巴丹吉林沙漠以及周边的洼地平原都属于银根-额济纳旗盆地(张竞, 2015)。沙漠表层主要被第四系风积砂覆盖, 分选性很好, 沙漠东南部风积砂样品中粒径在 0.075 mm 和 2 mm 之间的颗粒占 80%以上, 属于细砂(杨震雷, 2010)。

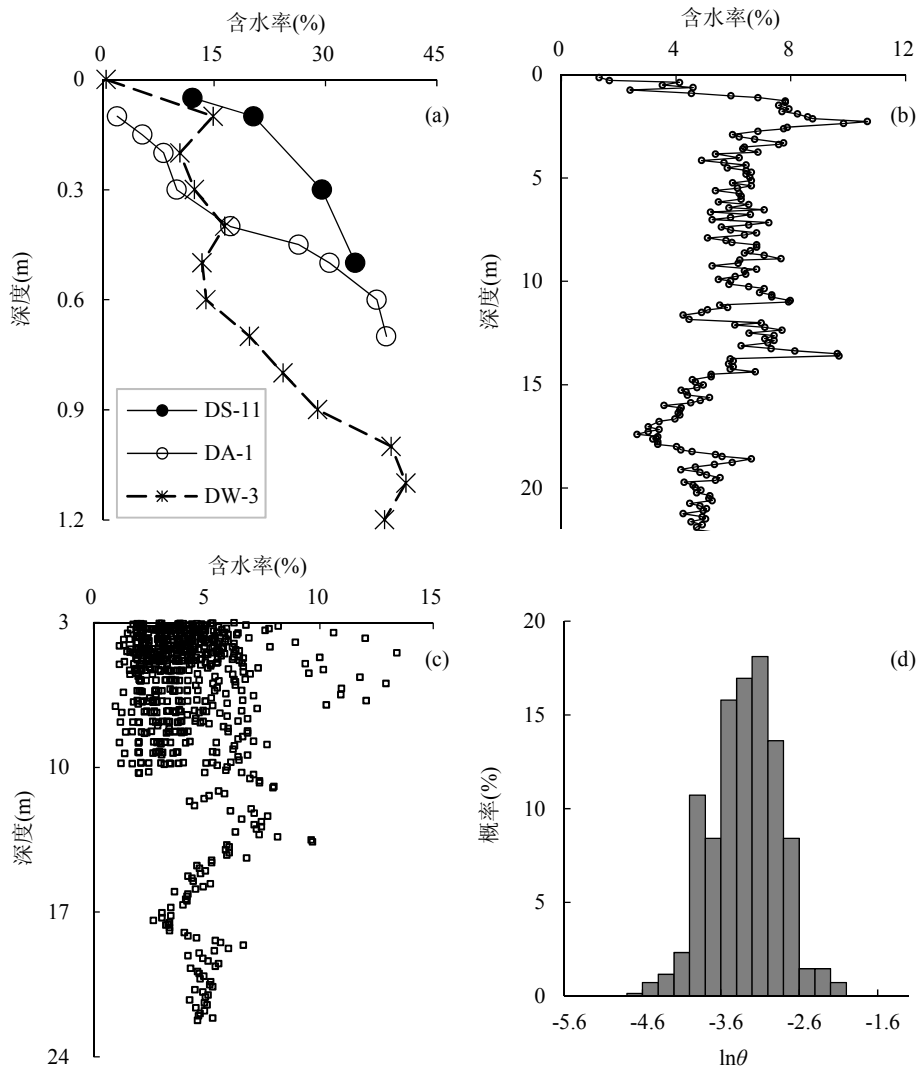
2.2 观测数据集

本研究收集了笔者在巴丹吉林沙漠原位观测的表层体积含水率数据(周燕怡, 2015), 以及前人钻探取样进行室内测量得到的重量含水量数据(马金珠等, 2004; Ma and Edmunds, 2006; 周向阳, 2010; 马金珠等, 2011; 赵景波等, 2011)。下文中所述含水率均指体积含水率, 含水量均指重量含水量。取样法的样品厚度一般为 12~25 cm, 采用烘干法测量含水量。为了进行统一比较分析, 需要把含水量数据转换成含水率数据, 使用下式

$$\theta = \rho_d w / \rho_w \quad (1)$$

102 其中 θ 为含水率(cm^3/cm^3), w 为含水量(g/g), ρ_d 为土样干容重(g/cm^3), ρ_w 为水的密度(≈ 1.0
 103 g/cm^3)。多数观测巴丹吉林沙漠包气带水的文献并没有给出他们所测土样的干容重。已有的
 104 土样测定结果表明(杨震雷, 2010; 曾亦键, 2011; 钱静, 2013; 周燕怡, 2015), 巴丹吉林沙漠
 105 风积砂的干容重为 $1.4\sim 1.7 \text{ g}/\text{cm}^3$ 。本文按照平均值($\rho_d \approx 1.63 \text{ g}/\text{cm}^3$)来换算含水率, 由此可能
 106 导致的换算误差的影响将在第 5 节进行敏感性分析。

107 图 1(a)显示了深度 1.3 m 以内包气带原位观测的含水率数据。观测主要在苏木吉林湖区
 108 进行, 使用土壤水分传感器(TDR)插入不同深度原状土中, 观测值代表了夏季的浅层砂土含
 109 水率特征。观测点 DA-1 和 DW-3 的地下水埋深分别为 0.7 m 和 1.2 m, 观测点 DS-11 的地
 110 下水埋深也不超过 1.5 m, 因此三个观测点的包气带含水率都明显受到地下水的影
 111 响, 呈现随深度增大而增加的趋势, 反映了潜水蒸发过程中的毛细水分布特征。地下水深埋区的典型
 112 含水率剖面见图 1(b), 钻探取样的深度达到 22.5 m (Ma and Edmunds, 2006), 未遇地下水面。
 113 可见在埋深小于 3 m 时, 含水率在 0%~11%之间剧烈变化, 反映了降水入渗和蒸发作用的强
 114 烈影响。而在 3 m 以下, 含水率基本上稳定在 4%~8%之间, 有一定的随机波动。



115 图 1 巴丹吉林沙漠包气带含水率剖面分布特征: (a) 典型地下水浅埋区数据(周燕怡, 2015); (b) 典型地下水
 116 深埋区数据(Ma and Edmunds, 2006); (c) 距地表 3 m 以下、距地下水位 3 m 以上数据 (Ma and Edmunds,
 117 2006; 周向阳, 2010; 马金珠等, 2011; 赵景波等, 2011)汇总; (d) 图(c)数据的概率分布。

119 Fig.1 The water content profiles of the unsaturated zone in the Badain Jaran Desert: (a) data from the typical
 120 shallow groundwater areas (after Zhou, 2015); (b) data from the typical groundwater deeply-buried areas (after
 121 Ma and Edmunds, 2006); (c) data from the zone 3-m-depth below ground surface and 3-m-height above groundwater
 122 table (taken from Ma and Edmunds, 2006; Zhou, 2010; Ma et al., 2011; Zhao, 2011); (d) the probability
 123 distribution of the data from figure (c).
 124

125 在厚层包气带中，深度足够大不受蒸发作用影响、又不受地下水影响的区段，其含水率
 126 能够反映包气带水受重力作用稳定下渗的状态。本文将这一深度段的包气带称为“稳定下渗
 127 段”。根据图 1(a)和(b)中含水率变化特征，同时参考前人在沙漠包气带进行动态观测得到的
 128 经验(Scanlon et al., 2003; 曾亦键, 2011; Hou et al., 2016)，本文选取 3 m 作为蒸发影响的最大
 129 临界深度，也作为受地下水面毛细水上升影响的最大临界高度。为此，从前人文献中的 1200
 130 多个数据中，专门提取出深度 3 m 以下、距地下水面 3 m 以上的含水率观测值进行分析，
 131 作为稳定下渗段数据集，含 690 个有效数据点，见图 1(c)。总体而言，稳定下渗段的含水率
 132 主要在 1%~7%范围内随机变化。含水率的对数近似服从正态分布，如图 1(d)所示。稳定下
 133 渗段含水率有 50%的概率落在 2.8%~5.3%之间，而落在 1.1%~7.1%范围内的概率达到 90%，
 134 $\ln(\theta)$ 的平均值和标准差分别为-3.29 和 0.44。
 135

136 3 包气带水分布特征的 Monte-Carlo 模拟

137 3.1 砂土水分特征曲线参数的统计规律

138 包气带水的垂向分布主要受下渗强度和砂土毛细水运动特性的影响，这些影响因素都有
 139 一定的随机性。其中，决定毛细水运动特性的土壤水分特征曲线，一般用 Van Genuchten 公
 140 式(Van Genuchten, 1980)描述，简称为 V-G 公式，其表达式如下：

$$141 \quad S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (2)$$

$$142 \quad S_e = \left(1 + |\alpha h|^n\right)^{-m}, \quad h < 0; \quad S_e = 1, \quad h \geq 0 \quad (3)$$

$$143 \quad \frac{K(\theta)}{K_s} = K_r(S_e) = S_e^l \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{1}{m}}\right)^m\right]^2 \quad (4)$$

144 其中 θ_r 和 θ_s 分别为残余含水率与饱和含水率； S_e 为相对饱和度； h 为包气带水的压力水头(m
 145 H_2O)； α 为与土壤进气值有关的参数(m^{-1})； n 是另外一个无量纲的参数，而 $m=1-(1/n)$ ； $K(\theta)$
 146 为随着含水率而变化的渗透系数(m/d)； K_s 为饱和渗透系数(m/d)； l 是表示孔隙弯曲度的参
 147 数。式(3)表示的是含水率与毛细水压力之间的关系曲线，式(4)表示的是渗透系数随含水率
 148 的变化曲线。实际的水分特征曲线还需要考虑吸湿和脱湿过程的滞后效应，这对微观机理研
 149 究和短期行为研究比较重要。本文关注的是参数统计特征，暂不考虑这种滞后效应的影响。
 150 V-G 公式最终要用到 Richards 方程(雷志栋等, 1988)中。本文假设稳定下渗段的包气带水仍
 151 然在土水势梯度的作用下运移，满足使用 Richards 方程描述的条件。

152 在 V-G 公式中，一般取 $l=0.5$ (Mualem, 1976)。因此，水分特征曲线主要由 θ_r 、 θ_s 、 α 、
 153 n 和 K_s 五个参数控制。对于巴丹吉林沙漠的风积砂，匡星星(2010)、杨振雷(2010)、曾亦建
 154 (2011)、董佩(2013)、钱静(2013)和周燕怡(2015)等采用压力膜仪法获取了砂样的脱水特征曲
 155 线，代建翔(2014)、高洁(2014)采用离心机法获取了砂样的脱水特征曲线，并且都用 V-G 公
 156 式拟合得到特征参数，可总结为表 1。饱和渗透系数主要是采用单环入渗试验法在巴丹吉林
 157 沙漠原位观测得到的(代建翔, 2014)，也列于表 1 中。 K_s 的算数平均值为 24.7 m/d，基本符
 158 合对数正态分布特征(图 2)， $\ln(K_s)$ 的平均值为 2.8、标准差为 1.03。

159 巴丹吉林沙漠的风积砂在土壤类型上附属于砂土，因此其参数变化规律应该与砂土的常
 160 规特征相似。从表 1 可以看出，饱和含水率的变异系数只有 5%，而其它参数的变异系数都
 161 达到 40%以上，这与前人得到的变异规律一致 (Warrick and Nielsen, 1980)。因此，本文将 θ_s
 162 近似处理为常数，取表 1 中的平均值。 θ_r 、 α 、 n 和 K_s 四个参数都具有较强的变异性，且不
 163 是独立的随机变量，存在交叉相互关系(Carsel and Parrish, 1988; 雷志栋等, 1988)。通过收集
 164 大量土壤样品(包括砂土、粘土、壤土和粉土)数据，Carsel and Parrish (1988)建立了 θ_r 、
 165 K_s 、 α 和 n 的耦合随机模型，其中砂土的样本数据可用于分析巴丹吉林沙漠风积砂特性。根
 166 据 Carsel and Parrish(1988)的研究结果，砂土的 θ_r 、 K_s 、 α 和 n 参数经对数变换之后近似符合
 167 正态分布，其中 θ_r 和 n 只要直接取对数即可，而 K_s 和 α 的变换需要采用下式

$$168 \quad Y = \ln \frac{X - A}{B - X} \quad (5)$$

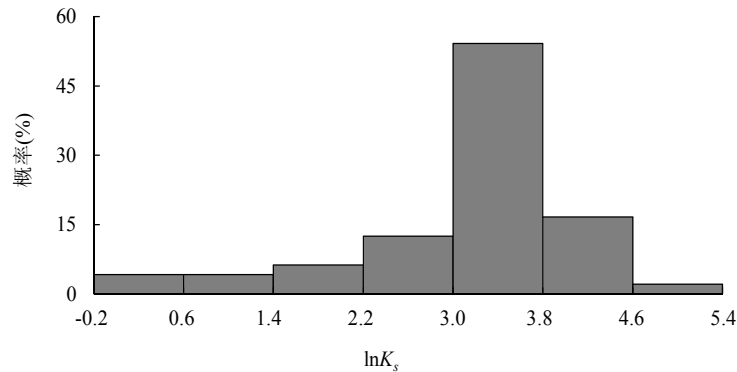
169 式中 X 是参数值(K_s 或 α), Y 是变换之后的数值, A 和 B 分别为参数的最小值和最大值。

170
171
172

表 1 巴丹吉林沙漠风积砂特征参数
Table 1 The hydraulic parameters of the aeolian sand in the Badain Jaran Desert

参数	θ_r (%)	θ_s (%)	α (m^{-1})	n (-)	K_s (m/d)
最大值	5	42	5.1	7.0	75
最小值	1	35	0.2	2.2	0.5
平均值	3	38	2.6	4.6	24.7
变异系数(%)	44	5	56	45	71
样本数	28	28	28	28	48

173



174
175
176
177
178
179

图 2 巴丹吉林沙漠表层风积砂饱和渗透系数统计特征(据代建翔, 2014)
Fig.2 Statistical characteristics of the saturated permeability for the shallow aeolian sands in the Badain Jaran Desert (after Dai, 2014)

180 3.2 Monte-Carlo 模拟方法

181 本文对巴丹吉林沙漠风积砂进行特性参数组合的 Monte-Carlo 模拟, 具体方法为: 给定
182 残余含水率对数 $Y_1 = \ln(\theta_r)$ 的均值和标准差 μ_1 和 σ_1 , 随机模拟产生的 Y_1 数据序列, 然后利用
183 Carsel and Parrish(1988)提出的相关矩阵法生成 K_s 、 α 和 n 的随机数值, 从而产生一系列参数
184 组合的随机实现。 $\ln(\theta_r)$ 服从正态分布, 即 $Y_1 \sim N(\mu_1, \sigma_1)$, 其随机数可以通过专门的计算机程
185 序生成。本文根据实测数据的特征取 $\mu_1 = -3.62, \sigma_1 = 0.57$ 。

186 有了 θ_r 的随机数之后, 就需要利用相关关系生成 K_s 、 α 和 n 的随机数。引入 Carsel and
187 Parrish (1988)的研究方法, 对砂土的 θ_r 、 K_s 、 α 和 n 分别进行变换, 构成以下随机向量

$$188 \quad \mathbf{Y} = \begin{pmatrix} Y_1 \\ Y_2 \\ Y_3 \\ Y_4 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \ln(\theta_r) \\ \ln[(K_s - A_2)/(B_2 - K_s)] \\ \ln[(\alpha - A_3)/(B_3 - \alpha)] \\ \ln(n) \end{pmatrix} \sim \begin{pmatrix} N(\mu_1, \sigma_1) \\ N(\mu_2, \sigma_2) \\ N(\mu_3, \sigma_3) \\ N(\mu_4, \sigma_4) \end{pmatrix} \quad (6)$$

189 其中 A_2 和 B_2 分别是 K_s 的最小值和最大值, A_3 和 B_3 分别是 α 的最小值和最大值 (见表 1);
190 Y_1 、 Y_2 、 Y_3 、 Y_4 分别是 θ_r 、 K_s 、 α 、 n 变换后的数值, 它们服从正态分布; μ_i 和 σ_i 分别是上述
191 随机变量 Y_i 的均值和标准差。根据巴丹吉林沙漠土样测试结果, 可以得到 $Y_1 \sim Y_4$ 的均值, 列
192 于表 2 中。

193 为便于操作, 可对随机向量 \mathbf{Y} 的协方差矩阵 \mathbf{C} 进行 Cholesky 分解:

$$194 \quad \mathbf{C} = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & C_{24} \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} & C_{34} \\ C_{41} & C_{42} & C_{43} & C_{44} \end{pmatrix} = \mathbf{L}^T \mathbf{L} \quad (7)$$

195 其中 C_{ij} 为协方差矩阵 C 的元素, $i=1, 2, 3, 4, j=1, 2, 3, 4$; \mathbf{L} 是 Cholesky 分解得到的三角矩阵。
 196 矩阵元素也代表了随机变量之间的两两相关性。在 Carsel and Parrish (1988) 的研究中,
 197 Y_1 映射为 K_s 的变换, 而本文将 Y_1 映射为 θ_r 的变换, 这是因为我们首先有含水率的观测数据。
 198 Carsel and Parrish (1988) 根据砂土样本数据给出了他们映射的随机向量的 \mathbf{L} 矩阵。笔者利用
 199 Carsel and Parrish (1988) 的计算结果还原了 \mathbf{C} 矩阵。 C_{11} 和 C_{22} 分别是 Y_1 和 Y_2 的方差。根据
 200 残余含水率和饱和渗透系数的观测结果, C_{11} 和 C_{22} 分别等于 0.325 和 2.71, 都大于 Carsel and
 201 Parrish (1988) 矩阵的结果, 可见本文研究的风积砂变异性较强。 C_{33} 和 C_{44} 初步参考 Carsel and
 202 Parrish (1988) 的结果保持不变。笔者采用 Cholesky 分解法生成了适应本文映射随机向量的 \mathbf{L}
 203 矩阵, 数据见表 2。

204 表 2 在式(6)和(7)中用到的均值和相关矩阵元素

205 Table 2 Mean values vector and elements of the correlation matrix in Eqs. (6) and (7)

\mathbf{Y}	μ			\mathbf{L}	
Y_1	-3.62	0.57	-0.199	0.020	-0.031
Y_2	-1.13	0	1.633	0.211	0.048
Y_3	-0.07	0	0	0.387	0.009
Y_4	1.42	0	0	0	0.077

207 在生成随机向量 \mathbf{Y} 之前, 需要准备 4 个不相关的且在 0 到 1 之间的标准正态分布随机
 208 变量 Z_1, Z_2, Z_3 和 Z_4 , 将其组合成标准化随机向量 $\mathbf{Z}=(Z_1, Z_2, Z_3, Z_4)^T$, 其中 Z_1 是 Y_1 的标准化
 209 结果, 即 $Z_1 \sim N(0, 1)$, 而 Z_2, Z_3 和 Z_4 是独立生成的。然后, 利用下式生成随机向量 \mathbf{Y} :
 210

$$211 \quad \mathbf{Y} = \begin{pmatrix} \mu_1 \\ \mu_2 \\ \mu_3 \\ \mu_4 \end{pmatrix} + \mathbf{L}^T \begin{pmatrix} Z_1 \\ Z_2 \\ Z_3 \\ Z_4 \end{pmatrix} \quad (8)$$

212 得到 \mathbf{Y} 之后, 根据式(8)进行逆变换就可获取随机生成的参数组合。

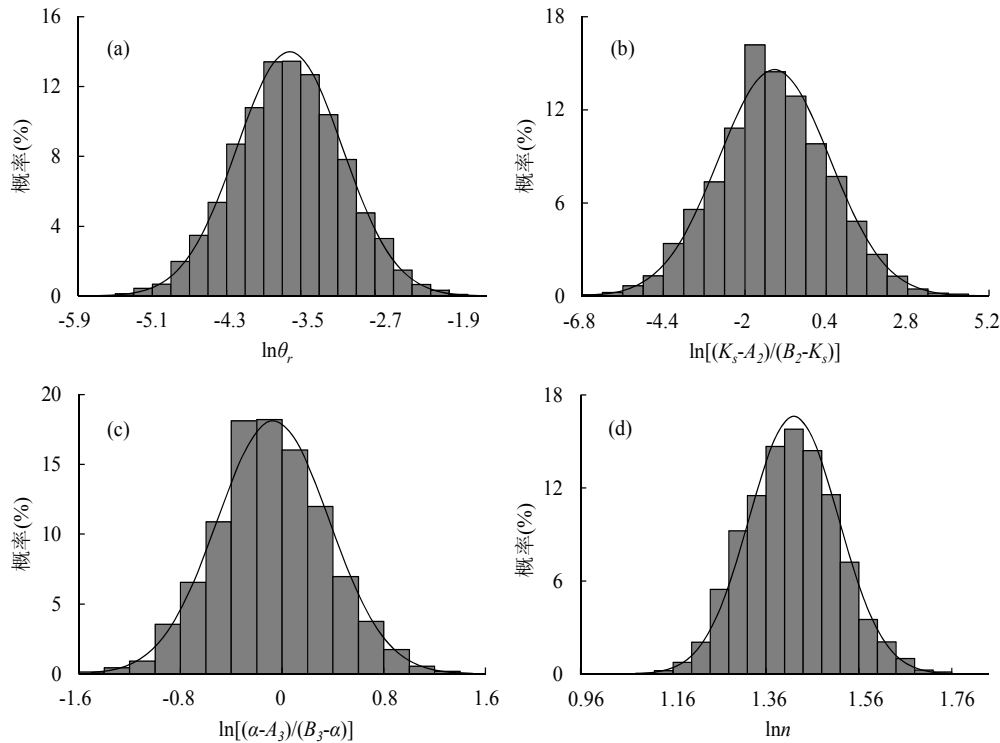
213 3.3 随机模拟结果分析

214 笔者采用上述方法对稳定下渗段的可能参数组合进行了随机生成。随着模拟参数组的增
 215 多, 样本的均值和方差向量逐步稳定到理论值。由于在式(6)中没有对 θ_r 和 n 的数值进行限
 216 定, 随机模拟过程中可能出现不符合研究区实际条件的参数值。为此, 本文综合表 1 和 Carsel
 217 and Parrish (1988) 的砂土样本数据, 将合理的参数值限定为 $0 < \theta_r < 0.1$ 和 $1 < n < 8$ 进行筛选, 最
 218 终得到 5000 个有效的参数组合。4 个参数的概率分布特征如图 3 所示, 随机模拟结果的频
 219 率直方图与理论正态分布曲线保持了很好的一致性。

220 巴丹吉林沙漠风积砂中实际含水率的随机变化, 不仅与上述残余含水率的随机分布有
 221 关, 也受到饱和程度随机性的影响, 而饱和程度取决于沙丘获得降水入渗的条件。根据式(2),
 222 有

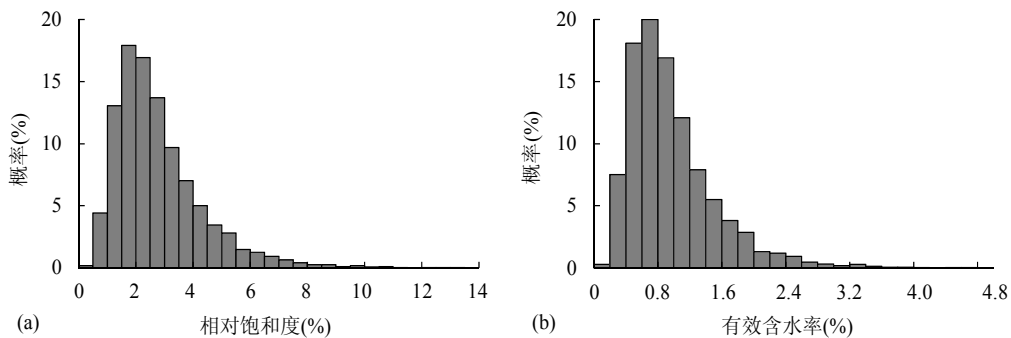
$$223 \quad \theta_v = (1 - S_e)\theta_r + S_e\theta_s \quad (9)$$

224 其中 θ_r 是体积含水率的计算值。本文假设相对饱和度 S_e 是独立于残余含水率的随机变量并
 225 符合对数正态分布, 即 $\ln(S_e) \sim N(\mu_s, \sigma_s)$, 其中 μ_s 和 σ_s 分别为 $\ln(S_e)$ 的均值和标准差。因此,
 226 S_e 数值也可以随机生成并与 θ_r 的随机值进行组合, 通过式(9)生成 θ_v 的随机序列。之前我们
 227 利用图 1(d)所示的数据发现实测含水率 θ 也近似服从对数正态分布, $\ln(\theta)$ 的均值和标准差
 228 分别为 -3.29 和 0.44, 这就意味着只有当 μ_s 和 σ_s 取适宜数值时 ($\mu_s = -3.75, \sigma_s = 0.47$), 随机模拟
 229 得到的 θ_v 频率分布才会与实测结果 θ 保持一致。由此得到 S_e 的概率分布特征见图 4(a)。



230
 231 图3 砂土特征参数 Monte-Carlo 模拟样本的频率柱状图: (a) 残余含水率; (b) 饱和和渗透系数; (c) 参数 α ; (d)
 232 参数 n 。曲线表示理论上的总体样本分布曲线。
 233 Fig.3 The frequency histogram of data samples from the Monte-Carlo simulation on characteristic parameters: (a)
 234 residual water content; (b) saturated permeability; (c) parameter α ; (d) parameter n . The curve refers to the
 235 theoretical stochastic distributions.
 236
 237

238 在巴丹吉林沙漠,对地下水有实际补给意义的包气带水是超过残余含水率、能够在重力
 239 作用下运移的水分。根据 VG 公式和 Richards 渗流理论,只有大于残余含水率的那部分水分
 240 才能自由下渗并最终构成对地下水的有效补给。为此,笔者利用含水率的 Monte-Carlo 模拟
 241 结果计算了有效含水率($\theta_e - \theta_r$)。其统计特征如图 4(b)所示。有效含水率介于 0.0%~4.8%之间,
 242 且 90%以上样本的有效含水率低于 1.7%,均值只有 0.93%。这说明巴丹吉林沙漠包气带水
 243 的饱和度很低,能够自由下渗的土壤水很少。
 244



245
 246 图4 稳定下渗段相对饱和度 (a)和有效含水率(b)的 Monte-Carlo 模拟结果
 247 Fig.4 Results of the Monte-Carlo simulation on characteristic parameters: (a) the relative saturation and (b) the
 248 effective water content in the downward infiltration zone.
 249

250 4. 包气带水下渗强度的评估

251 4.1 土水势剖面特征

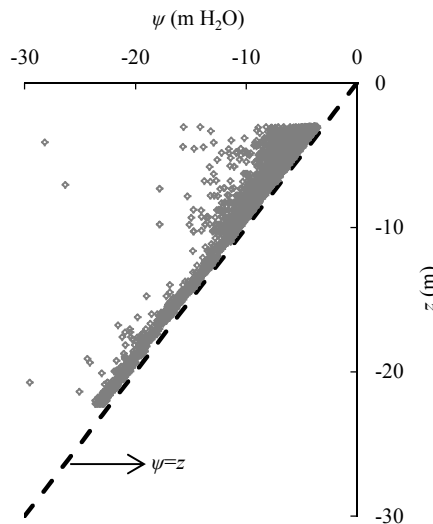
252 根据上述 Monte-Carlo 模拟结果,巴丹吉林沙漠包气带的相对饱和度虽然很低,但仍然
 253 有少量包气带水能够受重力作用自由下渗,构成对地下水的补给。根据经典的土壤水动力学

254 理论(雷志栋等, 1988), 土壤水下渗的驱动力是土水势 ψ , 定义为

255
$$\psi(z) = h(\theta) + z \quad (10)$$

256 其中 h 为高度 z 处的压力水头(m), 是土壤含水率 θ 的函数, 可根据 V-G 公式确定; z 为从地
257 面算起的高程(向上为正, m)。

258 以实测的土壤含水率 θ 为参照(690 个有效数据), 在 $(0, \theta)$ 之间随机筛选出残余含水率 θ_r
259 的数值及其参数组合的 Monte-Carlo 模拟结果, 根据式(10)可以计算不同深度的土水势。其
260 分布特征如图 5 所示。可以看出, 土水势虽然有一定的随机分布特征, 但总体随着高程的增
261 加而增大, 接近 $\psi=z$ 线。直线 $\psi=z$ 意味着土水势的垂向梯度为 1, 与重力势的梯度相同。这
262 说明稳定下渗带的包气带水基本处于重力作用自由下渗状态。



263 图 5 巴丹吉林沙漠包气带稳定下渗段土水势的垂向分布特征

264 Fig.5 Vertical distribution of the soil water potential in the downward infiltration zone of the vadose zone in the
265 Badain Jaran Desert
266
267

268 4.2 下渗强度的可能范围

269 根据土水势的垂向分布特征, 稳定下渗带包气带水的下渗强度可以用基于 Richards 方
270 程的土壤水动力学理论计算, 即

271
$$q = K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \approx K_s K_r(S_e) \quad (11)$$

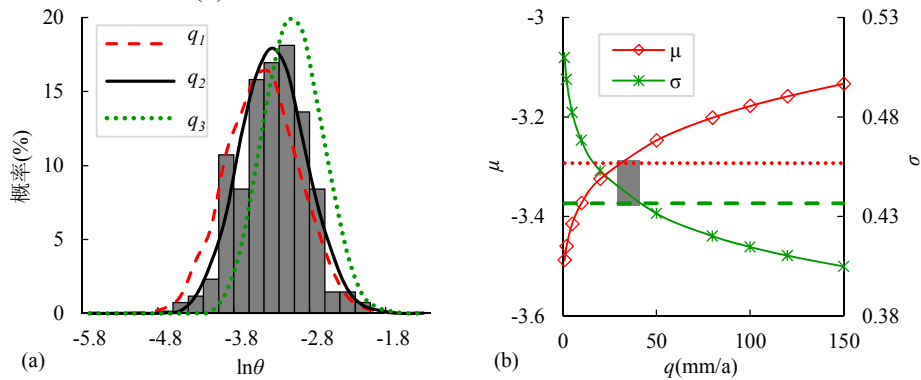
272 其中 q 表示向下的渗流强度(m/d), $K(\theta)$ 是对应含水率的渗透系数(m/d), 土水势的梯度 $\partial \psi / \partial z$
273 近似为 1, 因此下渗强度近似为包气带的垂向非饱和渗透系数。在这种情况下, 含水率实际
274 上是随着下渗强度而变化的, 可表示为

275
$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) K_r^{-1} \left(\frac{q}{K_s}, n \right) \quad (12)$$

276 其中 K_r^{-1} 表示式(4)的反函数。在已知土壤特征参数和下渗强度的情况下, 可以由式(12)确定
277 含水率的数值。因此, 含水率的随机分布是特征参数的随机性与可能的下渗强度共同作用的
278 结果。

279 为了评估巴丹吉林沙漠包气带水的可能下渗强度, 笔者假设稳定下渗段的下渗强度为常
280 量, 利用式(12)对含水率的分布进行 Monte-Carlo 模拟, 并将其与实测含水率的统计特征进
281 行对比。在本次 Monte-Carlo 模拟过程中, 式(8)中的 Z_1 是完全独立随机生成的, 这样做可
282 以保留 θ_r 独立于 θ_s 的性质。如果下渗强度的取值合理, 则有望得到与 θ_r 分布特征一致的 θ 值
283 模拟结果。通过采用不同的下渗强度进行试算, 得到结果见图 6。极端干燥($q=5$ mm/a)和极
284 端湿润($q=150$ mm/a)条件下的模拟结果显示在图 6(a)中, 它们都与实测 θ_r 的柱状图有明显偏
285 离。含水率对数的均值随着下渗强度的增大而增大, 当 $q=30$ mm/a 时, 模拟的含水率对数
286 均值为 $\mu=-3.29$, 与稳定下渗段的实测含水率对数均值相同。另外, 含水率对数的标准差随
287 着下渗强度的增大而减小, 当 $q=41$ mm/a 时, 模拟结果的含水率对数标准差为 $\sigma=0.44$, 与
288 稳定下渗段的观测结果相同。这说明巴丹吉林沙漠包气带水的下渗强度的最大可能取值范围

289 是 30~41 mm/a, 如图 6(b)中的灰色方块区域所示。



290 图 6 多年平均下渗强度与含水率统计特征的关系: (a) 概率分布图; (b) 含水率对数 $\ln(\theta)$ 的均值(μ)和标准
291 差(σ)变化曲线。下渗强度的代表值为: $q_1=5$ mm/a; $q_2=35$ mm/a; $q_3=150$ mm/a。

292 Fig.6 The relation between the mean annual infiltration rate and the statistical characteristics of the volumetric
293 water content: (a) the probability distribution chart; (b) the variation curves for the mean value and the standard
294 deviation of the logarithmic water content versus the infiltration rate. The typical values of the infiltration rates are:
295 $q_1=5$ mm/a; $q_2=35$ mm/a; $q_3=150$ mm/a.
296

297 5 讨论

298 5.1 Monte-Carlo 模拟结果对认识地下水补给的意义

299 本文用 Monte-Carlo 法模拟表明: 巴丹吉林沙漠包气带稳定下渗段的毛细水基本处于重力
300 作用自由下渗状态, 且最有可能的下渗强度为 30~41 mm/a。这对于研究巴丹吉林沙漠地
301 下水的补给具有重要意义。当地大气降水能否补给地下水、补给强度是否足以支撑湖泊的蒸
302 发? 这是研究巴丹吉林沙漠长期未能解决的问题, 前人采用多种方法对此进行了探讨, 但得
303 到的结论相差巨大。王涛(1990)认为巴丹吉林沙漠的地下水和湖水都来源于大气降水, 水分
304 转化经历了沙山的调节作用, 推测降水入渗强度能够达到 50 mm/a, 足以维持湖泊蒸发。黄
305 天明和庞忠和(2007)则认为降水入渗强度只要有 15~20 mm/a 即可维持湖泊蒸发。但是 Ma
306 and Edmunds (2006) 和 Gates et al. (2008) 利用 CMB 法推算的历史时期地下水补给量低于 5
307 mm/a, 平均值还不到 2 mm/a。CMB 法假设包气带水及其溶质 Cl 离子只发生向下活塞式迁
308 移, 可能并不完全符合风积砂内土壤水的实际情况。CMB 法还假设 Cl 的唯一来源是大气降
309 水且数千年来其输入通量保持恒定, 也不一定符合沙漠盐湖对周边盐分干沉降有贡献的实际
310 情况。我们初步判断前人用 CMB 法低估了巴丹吉林沙漠的地下水补给强度, 虽然具体原因
311 目前还不明确。少数研究者利用浅部含水率动态观测数据进行了包气带水运动的数值模拟
312 (Hou et al., 2016; 商洁, 2014), 发现 3 m 深度处的包气带水下渗强度一般在 10~30 mm/a 之
313 间变化, 与本文的评估结果比较接近。

314 5.2 敏感性分析

315 本文对稳定下渗段水分通量的模拟结果还存在一定的不确定性, 主要受到干容重和饱和
316 含水率取值的影响。为此, 笔者进行了敏感性分析。

317 巴丹吉林沙漠风积砂的干容重测定范围是 1.4~1.7 g/cm³, 按照这一范围进行敏感性分
318 析, 结果列于表 3 中。随着干容重的增加, 换算的包气带含水率以及 Monte-Carlo 模拟得到
319 的有效含水率、相对饱和度和下渗通量都相应增大, 影响较为显著。如果考虑干容重的不确
320 定性, 包气带水下渗强度的有效范围将扩大到 27~48 mm/a。

321 表 3 干容重敏感性分析结果
322 Table 3 Sensitivity analysis of bulk density
323

干容重(ρ_d)	观测含水率(θ)	$\ln\theta$ 的均值	有效含水率均值	相对饱和度均值	下渗强度(q)
g/cm ³	%	/	%	%	mm/a
1.40	0.8~11.5	-3.44	0.45	1.30	27~36
1.63	0.9~13.4	-3.29	0.91	2.60	30~41
1.70	1.1~15.6	-3.14	1.10	3.10	41~48

325 风积砂的残余含水率统计特征存在不确定性, 前述 Monte-Carlo 模拟是基于 $\mu_1=-3.62$ 和
 326 $\sigma_1=0.57$ 完成的。如果这 2 个特征值发生 $\pm 10\%$ 的变化, 模拟结果也将随之变化, 如表 4 所示。
 327 可以看出, 有效含水率和相对饱和度对 μ_1 的偏移比较敏感, 而对 σ_1 的偏移相对不敏感。但
 328 是, 不论 μ_1 的偏移还是 σ_1 的偏移都会导致下渗通量的有效范围发生显著变化。如果考虑 μ_1
 329 偏移 $\pm 10\%$, 下渗强度的取值范围将扩大到 19~54 mm/a; 而考虑 σ_1 偏移 $\pm 10\%$, 则下渗强度
 330 的取值范围扩大到 9~81 mm/a。不过, 与文献数据相比, 研究区风积砂的 σ_1 值已经偏大,
 331 进一步偏大 10%的可能性较小, 因此 q 的极大值不太可能达到 81 mm/a。

332
 333 表 4 残余含水率敏感性分析结果
 334 Table 4 Sensitivity analysis of residual water content

变量	参照值	固定 σ_1 , 偏移 μ_1		固定 μ_1 , 偏移 σ_1	
		-10	10	-10	10
偏移量(%)	0	-10	10	-10	10
μ_1	-3.62	-3.98	-3.26	-3.26	-3.26
σ_1	0.57	0.57	0.57	0.51	0.63
有效含水率均值(%)	0.93	1.78	0.10	0.84	1.10
相对饱和度均值(%)	2.66	4.98	0.28	2.40	3.00
下渗强度 q (mm/a)	30~41	45~54	19~45	9~31	38~81

335
 336 综合上述敏感性分析结果, 笔者认为巴丹吉林沙漠地下水补给强度低于 10 mm/a 和高
 337 于 50 mm/a 的可能性均很小。

338 5.3 本文的局限性

339 进行包气带水 Monte-Carlo 模拟需要以大量的数据样本为基础建立统计模型。本次研究
 340 所采集到的数据在取样位置、观测深度和样本容量上还有一定的局限性。实测含水率数据的
 341 取样地点都位于沙漠的湖泊群分布区, 反映的是巴丹吉林沙漠东南部的条件。深度在 10 m
 342 以内的包气带数据点较多, 而深度在 20 m 以下的观测样点很少。在高大沙山上, 包气带的
 343 厚度往往超过 100 m, 这可能意味着现有含水率的统计特征尚不一定完全代表深部包气带的
 344 特征。根据前人对巨大厚度包气带水的研究(Scanlon et al., 2003; Walvoord et al., 2002), 越往
 345 深处, 下渗强度越趋于稳定不变。因此, 巴丹吉林沙漠 100 m 以下的包气带水含水率仍然随
 346 机变化, 但下渗强度的变异性可能很小。这需要在未来深部取样技术条件成熟的条件下加以
 347 确定。在建立统计模型方面, 本文引用了 Carsel and Parrish(1988)研究的 200 多份砂土样品
 348 统计数据和经验统计模型, 其统计模型是可靠的, 但均值和标准差等参数不同于巴丹吉林沙
 349 漠的风积砂。本文的水分特征曲线测试样本不足 30 个, 数量偏少, 难以精确重建协方差矩
 350 阵。下一步, 需要采集更多的砂土样品进行水分特征曲线测试, 建立完全符合巴丹吉林沙漠
 351 实际条件的多参数协方差矩阵, 这样能够得到更准确的 Monte-Carlo 模拟结果。

352
 353 本文采用 Monte Carlo 法生成稳定下渗段水力参数时, 将整个稳定下渗段土壤剖面作为
 354 一个平稳随机场处理, 并未考虑参数统计特征随深度的变异性。受样本容量和取样深度的限
 355 制, 参数统计特征是否具有垂向变异性以及如何影响土水势剖面尚不清楚。计算土水势还需
 356 要使用 VG 公式将含水率转化成基质势, 但是在极度干燥状态下, 可能薄膜流起主导作用,
 357 此时 VG 模型未必合适(Peters, 2008)。前人在某些沙漠地区发现浅层干燥土壤的基质势极端
 358 偏负达 MPa 数量级(Scanlon, 1994; Andraski, 1997), 此时重力势的作用可能极为微弱。本文
 359 计算的包气带基质势数量级(0.1 MPa)没有这么大, 但也可能存在薄膜流等无法用 Richards
 360 方程描述的水分运移行为。因此, 在进一步的研究中应该重视 VG 公式和 Richards 渗流理论
 361 的适用性问题以及参数统计特征的垂向变异性问题。

362 6 结论

363
 364 在巴丹吉林沙漠这样包气带巨厚而勘探资料少的地方, 包气带水分运移过程显著受到土
 365 壤性质空间变异性的影响, 在以往的研究中未受到重视。本文收集巴丹吉林沙漠含水率观测
 366 数据和水力参数测试数据, 引用前人提出的土水特征曲线统计模型, 对巴丹吉林沙漠包气带

367 残余含水率、饱和渗透系数等特征参数进行了 Monte-Carlo 模拟, 表明稳定下渗段的有效含
368 水率在 5%以内变化, 存在一定数量可自由下渗的毛细水。利用 Monte-Carlo 模拟的参数计
369 算土水势随深度的变化, 表明稳定下渗段的包气带水基本处于重力作用自由下渗状态。根据
370 毛细水重力下渗的 Richards 渗流理论, 实际含水率的分布特征受到下渗强度的影响。以残
371 余含水率为独立随机变量进行的 Monte-Carlo 模拟, 揭示了下渗强度与含水率统计参数之间
372 的关系: 随着下渗强度的增加, 含水率的均值增大而方差减小。与实际含水率统计特征最相
373 似时的下渗强度取值范围是 30~41 mm/a, 远大于前人用 CI 质量平衡法评估的结果, 但与浅
374 层包气带水动态数值模拟得到的地下水补给强度范围比较接近。模拟结果还受到一些不确定
375 因素的影响。包气带水垂向分布的随机模拟为研究巴丹吉林沙漠地下水补给提供了新的视
376 角。

377
378

379 References

380

- 381 Andraski, B. J., 1997. Soil - water Movement under Natural - site and Waste - site Conditions: A Multiple - year
382 Field Study in the Mojave Desert, Nevada. *Water Resources Research*, 33(8): 1901-1916. doi:
383 10.1029/97WR01502
- 384 Carsel, R. F., Parrish, R. S., 1988. Developing Joint Probability Distributions of Soil Water Retention
385 Characteristics. *Water Resources Research*, 24(5): 755-769. doi: 10.1029/WR024i005p00755
- 386 Dagan, G., 1982. Stochastic Modeling of Groundwater Flow by Unconditional and Conditional Probabilities: 1.
387 Conditional Simulation and the Direct Problem. *Water Resources Research*, 18(4): 813-833. doi:
388 10.1029/WR018i004p00813
- 389 Dai, J. X., 2014. Study on the Aeration Zone Permeability and the Influencing Factors in Badain Jaran Desert
390 (Master Thesis). Beijing: China University of Geosciences (Beijing) (in Chinese with English abstract).
- 391 Dong, P., 2013. Experimental Study and Numerical Modeling on Coupling between Water Table Change and Air
392 Flow in Double-Layer Media (Doctor Thesis). Beijing: China University of Geosciences (Beijing) (in
393 Chinese with English abstract).
- 394 Gates, J. B., Edmunds, W. M., Ma, J. Z., et al., 2008. Estimating Groundwater Recharge in a Cold Desert
395 Environment in Northern China Using Chloride. *Hydrogeology Journal*, 16: 893-910. doi:
396 10.1007/s10040-007-0264-z
- 397 Gu, W. J., Chen, J. S., Wang, J. Y., et al., 2004. Challenge from the Appearance of Vadose Water within the
398 Surface Layer of Megadunes, Badain-Jaran Dune Desert, Inner Mongolia. *Advances in Water Science*, 15(6):
399 695-699 (in Chinese with English abstract).
- 400 Guo, Y. H., Wang, H. L., Dong, J. L., et al., 2012. The Primary Opinion on the Formation Mechanisms of
401 Megadunes and Lakes in the Badain Jaran Desert. *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*,
402 37(2): 276-282 (in Chinese with English abstract).
- 403 Hassan, A. E., Cushman, J. H., Delleur, J. W., 1998. A Monte Carlo Assessment of Eulerian Flow and Transport
404 Perturbation Models. *Water Resources Research*, 34(5): 1143-1163. doi: 10.1029/98WR00011
- 405 Hou, L., Wang, X. S., Hu, B. X., et al., 2016. Experimental and Numerical Investigations of Soil Water Balance at
406 the Hinterland of the Badain Jaran Desert for Groundwater Recharge Estimation. *Journal of Hydrology*, 540:
407 386-396. doi: 10.1016/j.jhydrol.2016.06.036
- 408 Huang, T. M., Pang, Z. H., 2007. Groundwater Recharge in Badain Jaran Desert and Gurinai Oasis Based on
409 Environmental Tracers. *Geoscience*, 21(4): 624-631 (in Chinese with English abstract).
- 410 Huo, S. Y., Jin, M. G., 2015. Effects of Precipitation and Irrigation on Vertical Groundwater Recharge.
411 *Hydrogeology and Engineering Geology*, 42(5): 6-13 (in Chinese with English abstract).
- 412 Huo, S. Y., Jin, M. G., 2017. Effect of Parameter Sensitivity of van Genuchten Model on Numerical Simulation of
413 Rainfall Recharge. *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*, 42(3): 447-452 (in Chinese
414 with English abstract).
- 415 Kuang, X. X., 2010. Saturated-unsaturated Flow and Air-water Two-phase Flow in a Vertical Column Drained at
416 its Bottom at Constant Head (Master Thesis). Beijing: China University of Geosciences (Beijing) (in Chinese
417 with English abstract). (in Chinese with English abstract).
- 418 Lei, Z. D., Yang, S. X., Xie, S. C., 1988. Soil Hydrodynamics. Beijing: Tsinghua University Press (in Chinese)
- 419 Lin, D., Jin, M. G., Ma, B., et al., 2014. Characteristics of Infiltration Recharge at Thickening Vadose Zone Using
420 Soil Hydraulic Parameters. *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*, 39(6): 760-768 (in
421 Chinese with English abstract).
- 422 Liu, H., 2009. Temporal and Spatial Dynamics Observations and Simulations of the Soil Water of the Typical
423 Vegetated Areas in the Small Watershed of the Qilian Mountains (Doctor Thesis). Lanzhou: Chinese
424 Academy of Sciences Cold and Arid Regions Environmental and Research Institute. (in Chinese with English
425 abstract).
- 426 Liu, X. Y., Chen, J. S., Sun, X. X., 2010. Application of Chloride Tracer Method to Study Replenishment Ratio of
427 Precipitation in Desert. *Transactions of the CSAE*, 26(1): 146-149 (in Chinese with English abstract).
- 428 Ma, J. Z., Edmunds, W. M., 2006. Groundwater and Lake Evolution in the Badain Jaran Desert Ecosystem, Inner
429 Mongolia. *Hydrogeology Journal*, 14(7): 1231-1243. doi: 10.1007/s10040-006-0045-0

- 430 Ma, J. Z., Li, D., Li, X. H., et al., 2004. Chloride as a Tracer and Climatic Change Record from Unsaturated Zone
431 of Badain Jaran Desert. *Journal of Desert Research*, 24(6): 674-679 (in Chinese with English abstract).
- 432 Ma, J. Z., Zhou, X. Y., Wang, Y. Q., et al., 2011. Spatial Distribution of Soil Moisture at Unsaturated Zone in
433 Megadunes, Southeast of Badain Jaran Desert. *Journal of Desert Research*, 31(6): 1365-1372 (in Chinese
434 with English abstract).
- 435 Mualem, Y., 1976. A New Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media. *Water*
436 *Resources Research*, 12(3): 513-522. doi: 10.1029/WR012i003p00513
- 437 Noh, S. J., An, H., Kim, S., et al., 2015. Simulation of Soil Moisture on a Hillslope Using Multiple Hydrologic
438 Models in Comparison to Field Measurements. *Journal of Hydrology*, 523: 342-355. doi:
439 10.1016/j.jhydrol.2015.01.047
- 440 Peters, A., Durner, W., 2008. A Simple Model for Describing Hydraulic Conductivity in Unsaturated Porous
441 Media Accounting for Film and Capillary Flow. *Water Resources Research*, 44(11): W11417. doi:
442 10.1029/2008WR007136
- 443 Qi, D. H., Jin, M. G., Liu, Y. F., 2007. Determination of Preferential Flow in Precipitation Infiltration Recharge.
444 *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*, 32(3): 420-424 (in Chinese with English abstract).
- 445 Qian, J., 2013. Experimental Study and Numerical Modeling on the Impulse Infiltration in Vadose Zone (Master
446 Thesis). Beijing: China University of Geosciences (Beijing) (in Chinese with English abstract).
- 447 Scanlon, B. R., 1994. Water and Heat Fluxes in Desert Soils: 1. Field Studies. *Water Resources Research*, 30(3):
448 709-719. doi: 10.1029/93WR03251
- 449 Scanlon, B. R., Keese, K., Reedy, R. C., et al., 2003. Variations in Flow and Transport in Thick Desert Vadose
450 Zones in Response to Paleoclimatic Forcing (0–90 Kyr): Field Measurements, Modeling, and Uncertainties.
451 *Water Resources Research*, 39(7): 303-303. doi: 10.1029/2002WR001604
- 452 Shang, J., 2014. Water Dynamics of Vadose Zone in Badain Jaran Desert (Master Thesis). Beijing: China
453 University of Geosciences (Beijing) (in Chinese with English abstract).
- 454 Van Genuchten, M. T., 1980. A Closed-Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated
455 Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5): 892-898. doi:
456 10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x
- 457 Vries, J. J. D., Simmers, I., 2002. Groundwater Recharge: An Overview of Processes and Challenges.
458 *Hydrogeology Journal*, 10(1): 5-17. doi: 10.1007/s10040-001-0171-7
- 459 Walvoord, M. A., Plummer, M. A., Phillips, F. M., et al., 2002. Deep Arid System Hydrodynamics I. Equilibrium
460 States and Response Times in Thick Desert Vadose Zones. *Water Resources Research*, 38(12): 44-41–44-15.
461 doi: 10.1029/2001WR000824
- 462 Wang, T. J., Franz, T. E., Zlotnik, V. A., 2015. Controls of Soil Hydraulic Characteristics on Modeling
463 Groundwater Recharge under Different Climatic Conditions. *Journal of Hydrology*, 521: 470-481. doi:
464 10.1016/j.jhydrol.2014.12.040
- 465 Wang, T., 1990. Some Problems on the Formation and Evolution of the Badain Jaran Desert. *Journal of Desert*
466 *Research*, 10(1): 29-40 (in Chinese with English abstract).
- 467 Wang, X. S., Hu, X. N., Jin, X. M., et al., 2014. Interactions between Groundwater and Lakes in Badain Jaran
468 Desert. *Earth Science Frontiers*, 21(4): 91-99 (in Chinese with English abstract).
- 469 Warrick, A. W., Nielsen, D. R., 1980. 13–Spatial Variability of Soil Physical Properties in the Field. *Applications*
470 *of Soil Physics*: 319-344. doi: 10.1016/B978-0-12-348580-9.50018-3
- 471 Yang, J. Z., Cai, S. Y., Huang, G. H., 2000. Stochastic Theory of Water and Solute Transport in the Porous Media.
472 Beijing: Science Press (in Chinese)
- 473 Yang, X. P., 2002. Water Chemistry of the Lakes in the Badain Jaran Desert and their Holocene Evolutions.
474 *Quaternary Sciences*, 22(2): 97-104 (in Chinese with English abstract).
- 475 Yang, Z. L., 2010. Experiment Study on Water, Vapor, and Heat Transport in the Unsaturated Sandbox (Master
476 Thesis). Beijing: China University of Geosciences (Beijing) (in Chinese with English abstract).
- 477 Zeng, Y. J., 2011. Coupled Water-Vapor-Heat Transport in the Unsaturated Soil and its Numerical Simulation
478 (Doctor Thesis). Beijing: China University of Geosciences (Beijing) (in Chinese with English abstract).
- 479 Zhang, J., 2015. Studies on key Hydrogeological Problems in the Western Alxa, China (Doctor Thesis). Beijing:
480 China University of Geosciences (Beijing) (in Chinese with English abstract).
- 481 Zhao, J. B., Shao, T. J., Hou, Y. L., et al., 2011. Moisture Content of Sand Layer and its Origin in a Megadune
482 Area in the Badain Jaran Desert. *Journal of Natural Resources*, 26(4): 694-702 (in Chinese with English
483 abstract).
- 484 Zhou, X. Y., 2010. Study on Disciplines and Affecting Factors of Soil Moisture Distribution at Unsaturated Zone
485 in Arid and Semi-arid Areas (Master Thesis). Gansu: Lanzhou University (in Chinese with English abstract).
- 486 Zhou, Y. Y., 2015. Numerical Modeling of Soil Moisture Movement and Salt Transport in the Vadose Zone of the
487 Badain Jaran Desert (Master Thesis). Beijing: China University of Geosciences (Beijing) (in Chinese with
488 English abstract).

490 附中文参考文献

- 491 代建翔, 2014. 巴丹吉林沙漠包气带渗透性及其影响因素研究(硕士学位论文). 北京: 中国地质大学(北京).
- 492 董佩, 2013. 双层介质水位升降与空气流相互作用的实验和数值模拟研究(博士学位论文). 北京: 中国地质
493 大学(北京).
- 494 顾慰祖, 陈建生, 汪集昉, 等, 2004. 巴丹吉林高大沙山表层孔隙水现象的疑义. *水科学进展*, 15(6): 695-699.

496 郭永海, 王海龙, 董建楠, 等, 2012. 关于巴丹吉林沙漠湖泊形成机制的初步看法. 地球科学-中国地质大学学报, 37(2): 276-282.

497

498 黄天明, 庞忠和, 2007. 应用环境示踪剂探讨巴丹吉林沙漠及古日乃绿洲地下水补给. 现代地质, 21(4):

499 624-631.

500 霍思远, 靳孟贵, 2015. 不同降水及灌溉条件下的地下水入渗补给规律. 水文地质工程地质, 42(5): 6-13.

501 霍思远, 靳孟贵, 2017. Van Genuchten 模型参数对降水入渗数值模拟的敏感性. 地球科学-中国地质大学学报, 42(3): 447-452.

502

503 匡星星, 2010. 砂柱定水头排水的饱和-非饱和流与水汽二相流研究(硕士学位论文). 北京: 中国地质大学

504 (北京).

505 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传, 1988. 土壤水动力学. 北京: 清华大学出版社.

506 林丹, 靳孟贵, 马斌, 等, 2014. 包气带增厚区土壤水力参数及其对入渗补给的影响. 地球科学-中国地质大

507 学学报, 39(6): 760-768.

508 刘鹤, 2009. 祁连山区小流域典型植被土壤水分时空动态观测与模拟(博士学位论文). 中国科学院寒区旱区

509 环境与工程研究所.

510 刘晓艳, 陈建生, 孙晓旭, 2010. 采用氯离子示踪法计算沙漠降雨入渗量. 农业工程学报, 26(1): 146-149.

511 马金珠, 李丁, 李相虎, 等, 2004. 巴丹吉林沙漠包气带 Cl⁻ 示踪与气候记录研究. 中国沙漠, 24(6): 674-679.

512 马金珠, 周向阳, 王云权, 等, 2011. 巴丹吉林沙漠南部高大沙丘包气带水分空间分布特征研究. 中国沙漠,

513 31(6): 1365-1372.

514 齐登红, 靳孟贵, 刘延锋, 2007. 降水入渗补给过程中优先流的确定. 地球科学-中国地质大学学报, 32(3):

515 420-424.

516 钱静, 2013. 脉冲式入渗水在包气带运移的试验观测和数值模拟(硕士学位论文). 北京: 中国地质大学(北

517 京).

518 商洁, 2014. 巴丹吉林沙漠腹地包气带水分运移研究(硕士学位论文). 北京: 中国地质大学(北京).

519 王涛, 1990. 巴丹吉林沙漠形成演变的若干问题. 中国沙漠, 10(1): 29-40.

520 王旭升, 胡晓农, 金晓媚, 等, 2014. 巴丹吉林沙漠地下水与湖泊的相互作用. 地学前缘, 21(4): 91-99.

521 杨金忠, 蔡树英, 黄冠华, 2000. 多孔介质中水分及溶质运移的随机理论. 北京: 科学出版社.

522 杨小平, 2002. 巴丹吉林沙漠腹地湖泊的水化学特征及其全新世以来的演变. 第四纪研究, 22(2): 97-104.

523 杨震雷, 2010. 非饱和砂箱水汽热运移的试验研究(硕士学位论文). 北京: 中国地质大学(北京).

524 曾亦键, 2011. 浅层包气带水-汽-热耦合运移规律及其数值模拟研究(博士学位论文). 北京: 中国地质大

525 学(北京).

526 张竞, 2015. 阿拉善西部关键水文地质问题研究(博士学位论文). 北京: 中国地质大学(北京).

527 赵景波, 邵天杰, 侯雨乐, 等, 2011. 巴丹吉林沙漠高大沙山区沙层含水量与水分来源探讨. 自然资源学报,

528 26(4): 694-702.

529 周向阳, 2010. 干旱半干旱地区包气带水分分布规律与影响因素研究(硕士学位论文). 甘肃: 兰州大学.

530 周燕怡, 2015. 巴丹吉林沙漠包气带水分过程和盐分过程数值模拟(硕士学位论文). 北京: 中国地质大学(北

531 京).

532

533

534

535 附表: 巴丹吉林沙漠包气带样本数据来源统计表

孔号	文献	取样位置	钻孔深度(m)	地下水位(m)	总取样点数	稳定下渗段取样点数
DS-11	周燕怡(2015)	苏木吉林南北湖间洼地	0.5	<1.5	4	0
DA-1		洼地水坑处	0.7	0.7	9	0
DW-3		北苏木吉林湖边树林	1.2	1.2	13	0
SP1	周向阳(2010)	巴丹吉林沙漠东南部(萨音乌苏)、四周被湖泊环绕的典型高大沙丘 背风面	4.6	>6	22	7
SP2			5.5		22	10
SP3			5.8		23	11
SP4		巴丹吉林沙漠东南部(萨音乌苏)、四周被湖泊环绕的典型高大沙丘 迎风面	5.5		23	10
SP5			5.5		23	10
SP6			5.2		22	9
SW-1	Ma and Edmunds(2006)	萨音乌苏附近	22.5	>23	177	154
BA1	Ma and Edmunds(2006)	宝日陶勒盖附近	7.5	10	33	16
site 1a	赵景波(2011)	诺尔图湖东大沙山迎风坡	4.9	>5.2	32	13
site 1b			5		32	13
site 2a			5		34	14
site 2b			4.9		33	13

site 3a			5		34	14
site 3b			5		34	14
site 4a			4.9		33	13
site 4b			4.9		33	13
site 5a			5.1		34	14
site 5b			5.1		34	14
site 6a			5		34	14
site 6b			5		34	14
site 7		诺尔图湖东大沙山背风坡	8.3	>9	53	36
site 8		庙海子湖西大沙山背风坡	4.4	>5	30	10
site 9		庙海子湖东大沙山迎风坡	4.5	>5	31	11
SV	马金珠等(2011)	沙漠东南部湖泊密集区	3.8	>5	9	2
SL			3.3	>5	8	1
SO			6.8	>8	15	8
ST			7.8	>9	17	10
SD			9.8	>11	21	14
SQ			8.3	>9	18	11
SP			9.2	>10	20	13
SN			8.3	>9	18	11
SA			10.3	>11	23	15
SC			9.8	>11	21	14
SF			9.8	>11	21	14
SJ			9.8	>11	21	14
SB			9.8	>11	21	14
SE			9.8	>11	21	14
SH			9.9	>11	20	14
SW			9.8	>11	21	14
DS			10.3	>11	20	15
GS			10.2	>11	22	15
FS			10.3	>11	22	15
HS			10.3	>11	22	15
						累积 690 个数据