

基于土壤温度时间序列估算非饱和带水流通量

黄金廷^{1,2)}, 王文科²⁾, 杨宏斌²⁾, 王周锋²⁾

1) 中国地质调查局西安地质调查中心, 陕西西安, 710054

2) 旱区地下水文与生态效应教育部重点实验室(长安大学), 陕西西安, 710054

非饱和带是联系大气水与地下水交换的关键纽带, 降雨入渗、土壤蒸发、植被根系吸水、地下水蒸发等一系列涉及地下水的源汇项都发生在非饱和带中。而上述源汇项直接体现为土壤水流通量, 因此确定土壤水流通量就有十分重要意义。对土壤水流通量的研究, 国内外开展了大量的工作, 确定土壤水流通量的方法主要有直接测量方法(如蒸渗仪)和间接计算的方法, 直接测量方法具有直观等优点, 但耗时耗力且在时空尺度提升时遇到较大的困难。间接计算的方法包括土壤水动力学方法、水量残差法、示踪方法(同位素、温度等)等, 每种方法都具有其各自的优缺点。由于温度的测定具有花费小、仪器采集数据稳定等优点, 利用温度计算水流通量长期以来受到广大学者广泛关注。

利用温度计算水流通量属于水热耦合运移研究的范畴。1915年, Bouyoucos 最早研究水热在多孔介质中的运动, 为利用温度计算水流通量奠定了理论基础。随之开展的研究工作包括利用钻孔温度计算地下水流量、利用河床沉积物温度计算地表水-地下水的交换量及利用非饱和带剖面温度计算地下水补排量(Anderson, 2005)。在利用钻孔温度计算地下水流量方面: Bredhoeft 和 Papadopulos(1965)利用稳态热对流-弥散方程所确定的典型曲线确定垂向的地下水流速。这些典型曲线被应用于估算一维垂向地下水通量(Cartwright, 1979; Jessop 和 Vigrass, 1989), 一维水平流地下水通量(Sakura, 1977)及受水平流影响的一维垂向地下水通量(Lu 和 Ge, 1996)。近年来, 利用钻孔温度计算地下水流通量同时考虑了气候条件变化的影响(Taniguchi et al., 1999; Taniguchi et al., 1999; Salem et al.,

2003)。Hatch 等(2006)发展了利用温度时间系列的谱比和相差计算一维河水-地下水水流通量的方法, 并利用数值模拟方法进行了验证, 随后其他学者探讨了不同条件下该方法的可靠性(Lautz, 2010; Briggs et al., 2012)。考虑温度受到外界条件的影响而呈非正弦型态的变化, Keery(2007)利用动态回归模型(Dynamic Harmonic Regression, DHR)提取河床温度日动态振幅和相位信息。Gordon 等(2012)在 Hatch 和 Keery 的研究基础上, 编写了利用河床温度计算河水-地下水水流通量的 Matlab 计算程序 VFLUX。

尽管利用温度示踪估算水流通量得到的长足发展, 但是在非饱和带水流通量的估算中略显不足。查新显示仅 Tabbagh 等采用 Fourier 方法分析了非饱和带剖面自然温度的变化, 且采用迭代方法计算地下水的年际补排量(Tabbath et al., 1999; Cheviron et al., 2005; Bendjoudi et al., 2005)。基于上述考虑, 本文在已有的研究的基础上, 实现: (1) 推导基于土壤温度时间序列的土壤水热迁移方程解析解, 建立利用土壤温度振幅比和相位差计算非饱和带水流通量的方法; (2) 利用动态回归模型, 实现与土壤温度监测频率相同的非饱和带水流通量获取; (3) 基于 Gordon 计算河水-地下水水流通量的 VFLUX 程序, 编写利用非饱和带温度示踪的计算程序; (4) 计算方法和计算程序应用到毛乌素沙地非饱和带水流通量的计算中。

本研究所开发的 Matlab 程序可以看作是 Gordon 编写的 VFLUX 程序的扩展版本, 有兴趣的读者可以联系本文作者获取源代码。

注: 本文为中央高校基础研究项目(编号: 2013G1502030); 国家自然科学基金(编号: 41102160; 41472220); 国土资源部公益性行业科研专项(编号: 201311076); 陕西省自然科学基金(2014JQ5187)资助的成果。

收稿日期: 2015-02-02; 改回日期: 2015-02-28; 责任编辑: 费红彩。

作者简介: 黄金廷, 男, 1979年生, 博士, 高级工程师, 主要从事水资源可持续开发利用领域的研究。Email: huangjinting79@163.com。

1 理论

1.1 土壤水热运移的控制方程

均质条件下, 考虑热传导和热对流的一维土壤水热迁移方程可以表示为:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_e \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{\partial k_e}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{q\rho_w C_w}{C_v} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1)$$

式中, T 为温度 ($^{\circ}\text{C}$, 随时间 t 和剖面深度 z 变化), $k_e = \lambda/C_v$ 定义为有效热扩散系数 (m^2/s)。 λ ($\text{J}/\text{m}^{\circ}\text{C}$) 和 C_v ($\text{J}/\text{m}^{\circ}\text{C}$) 分别为热传导系数和多孔介质的体积热容。 t 为时间, z 为空间位置, 向上为正。 ρ_w (kg/m^3) 为水的容重, q (m/s) 为土壤水流通量。公式中右侧第一项和第二项表示由于传导作用引起的热运动, 第三项表示由于对流作用引起的热运动。

方程 (1) 进一步可以改写为:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_e \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - v \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2)$$

其中,

$$v = \frac{C_w}{C_v} q - \frac{\partial k_e}{\partial z} \quad (3)$$

对于具有孔隙度为 n 的多孔介质, 体积热容和热传导系数可以分别表示为 (4) 式和 (5) 式 (参考文献):

$$C_v = \theta\rho_w C_w + (1-n)\rho_s C_s \quad (4)$$

$$\lambda = \lambda_0 + \beta_i \rho_w C_w |q| \quad (5)$$

上式中 C_w ($\text{J}/\text{m}^3/^{\circ}\text{C}$) 和 C_s ($\text{J}/\text{m}^3/^{\circ}\text{C}$) 分别为水和土壤固体颗粒的体积热容。 β_i (m) 为热弥散系数。 λ_0 定义为基准热传导系数 (baseline thermal conductivity), 并可以表达为 (Chung & Horton, 1987):

$$\lambda_0 = b_1 + b_2\theta + b_3\theta^{0.5} \quad (6)$$

式中 b_1 , b_2 和 b_3 为与土壤性质有关的经验参数 ($\text{Js}^{-1} \text{m}^{-1} \text{C}^{-1}$), θ 为土壤体积含水率。

1.2 边界条件及解析解

假定地表 ($z=0$) 温度变化服从具有正弦特征的周期性变化, 无限远处 ($z=\infty$) 土壤温度为常量, 即土壤温度变化的边界条件为:

$$T_w = \sum_i A_i \sin(\omega_i t + \phi_i) \quad (7)$$

$$\lim_{z \rightarrow \infty} T = T_{AZ} \quad (8)$$

式中 $\omega_i = 2/P_i$, A_i ($^{\circ}\text{C}$) 和 ϕ_i (grd) 分别为温度在周期 P_i 条件下的振幅和相位。 T_{AZ} 为无限远处的温度。

上述边界条件下方程 (2) 的解析解为:

$$T(z,t) = A_i \exp\left(\frac{vz}{2k_e} - \frac{z}{2k_e} \sqrt{\frac{\alpha + v^2}{2}}\right) \cos\left(\frac{2\pi t}{P} - \frac{z}{2k_e} \sqrt{\frac{\alpha - v^2}{2}}\right) \quad (9)$$

式中,

$$\alpha = \sqrt{v^4 + (8\pi \cdot k_e / P)^2} \quad (10)$$

式 (9) 中的第一项为温度振幅的变化, 第二项为由于土壤的阻滞导致的振幅衰减, 第三项为温度的相位偏移。

利用公式 (9), 可以分别采用不同深度的振幅比 A_r ($A_r = A_d/A_s$) 和相偏移 ($\Delta\phi$) 计算土壤的水流通量:

$$A_r = \exp\left\{\frac{1}{2}\left[\left(\frac{z_d}{k_{e,d}}(v_d - \sqrt{\frac{\alpha_d + v_d^2}{2}}) - \frac{z_s}{k_{e,s}}(v_s - \sqrt{\frac{\alpha_s + v_s^2}{2}})\right)\right]\right\} \quad (11)$$

$$\Delta\phi = \frac{P}{4\pi} \left(\frac{z_d}{k_{e,d}} \sqrt{\frac{\alpha_d - v_d^2}{2}} - \frac{z_s}{k_{e,s}} \sqrt{\frac{\alpha_s - v_s^2}{2}} \right) \quad (12)$$

1.3 DHR 模型

利用式 (11) 和式 (12) 计算土壤水流通量, 需要计算温度振幅比和相位差。为提取温度在时间上高精度的震幅和相位变化并克服温度受外界影响而产生的非标准的正弦形态, 采用动态谐波回归模型实现研究目的。DHR 模型是从时间序列中提取谐波信号的一种方法。对于一个时间序列, 一般可以用 Unobserved Component (UC) 模型表达, UC 模型一般表示为 (Taylor *et al.*, 2007):

$$y_t = T_t + C_t + S_t + e_t \quad (13)$$

式中, y_t 表示原始时间序列在 t 时刻的值; T_t 为原始序列在该时刻的趋势; C_t 和 S_t 表示原始序列在该时刻的周期, 其中 S_t 为季节性周期, C_t 为比季节周期更短的周期, 两者只是周期长度的差异; e_t 为高斯白噪声。UC 模型有多种表达方式, DHR 为 UC 模型中的一种表达形式。

DHR 模型主要用于拟合时间序列的 3 个成分, 即 T_t , S_t 和 e_t , 由于 C_t 与 S_t 只是周期上的区别, 因

此用 S_t 表示。模型定义为：

$$S_t = \sum_{j=0}^{\lfloor \frac{s}{2} \rfloor} \{ a_{j,t} \cos(\omega_j t) + b_{j,t} \sin(\omega_j t) \} \quad (14)$$

式中, s 为系列长度, 当 s 为偶数时, $\lfloor s/2 \rfloor = s/2$, 当 s 为奇数时, $\lfloor s/2 \rfloor = (s-1)/2$; $a_{j,t}$ 和 $b_{j,t}$ 分别为随时间变化的参数 (time-varying parameters, TVPs); $\omega_1, \omega_2, \dots, \omega_N$ 为不同谐波项的谱频。TVPs 由卡曼滤波和固定点光滑技术确定 (Taylor et al., 2007)。

任何离散时间内的不同谐波项的振幅和相角可以由 $a_{j,t}$ 和 $b_{j,t}$ 表示为：

$$A_{j,t} = \sqrt{a_{j,t}^2 + b_{j,t}^2} \quad (15)$$

$$\phi_{j,t} = \tan^{-1} \left(\frac{a_{j,t}}{b_{j,t}} \right) \quad (16)$$

利用 DHR 确定不同深度 z 的温度谱比和相位差, 首先需要计算不同深度温度的滞后 Δt , 定义为：

$$\Delta t = \frac{P}{2\pi} (\phi_{z+\Delta z, t+\Delta t} - \phi_{z,t}) \quad (17)$$

然后计算不同深度的谱比：

$$A_r = \frac{A_{z+\Delta z, t+\Delta t}}{A_{z,t}} \quad (18)$$

由此联合公式 (11)、(12)、(17)、(18) 即可确定非饱和带的水流量。

2 计算实例

2.1 试验地点概况

野外试验于 2013 年 4 月 11 日~8 月 31 日在鄂尔多斯盆地海流兔河流域地下水补给径流区开展 (图 1)。试验点地处毛乌素沙地, 多年平均降水量 340mm, 降水主要集中在 7~9 三个月, 占全年降水量的 80% 以上, 具有量少、集中的特点; 多年平均蒸发量 1800mm (200mm 蒸发皿), 蒸发强烈, 属半干旱区。包气带为风积沙, 岩性颗粒的组成如表 1 所示。含水介质上层为萨拉乌苏组下层为白垩系砂岩。地下水埋深 1.0m 左右。试验点稀疏分布

沙柳, 为多年生灌木。

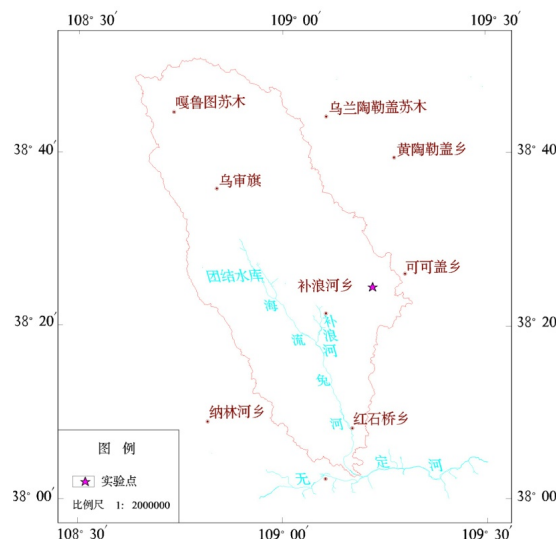


图 1 实验点在海流兔河流域的位置示意图

2.2 土壤含水率及温度的测定

土壤含水率及温度变化由 ECH₂O 仪器监测 (测量精度含水率 ±3%, 温度 ±1°C, 分辨率 0.1°C)。ECH₂O 土壤含水量监测系统是利用使用电磁场来测量土壤周围介质的体积水分含量。传感器发送 70Hz 的振荡波到传感器探头上, 探头根据样品的电介质充电。存储的电荷与土壤电介质和土壤水分含量成比例。传感器输出 mV 信号, 与水分含量相关。所有探头水平埋入土壤中, 安装深度分别为 0、10、20、30、40、50、60、70、80 和 90cm, 共 10 个探头 (探头型号 TM50, 美国 Decagon 公司生产)。数据记录由采集器自动采集, 监测频率为每次 10s, 1h 记录一次平均值。

2.3 试验结果

图 2 为试验期间获取的土壤剖面上不同深度的温度随时间的变化。由图可以看出, 试验期间所有深度的土壤温度都呈增加趋势。地表至 50cm 监测获取的温度出现日波动状态, 且波动幅度随深度增加递减; 50cm 以下无日波动状态。试验期间各深度温度的最大值介于 40.0~20.4°C 之间; 温度的最小值介于 0.5~7.1°C 之间; 平均温度介于 15.3~21.8°C 之间 (表 2)。

表 1 实验地点颗粒组成

2~0.5	0.5~0.25	0.25~0.075	<0.075	不均匀	曲率	有效粒径	中间粒径	限制粒径	密度
mm	mm	mm	mm	系数	系数	d10mm	d30mm	d60mm	kg/m ³
0.6	15.7	79.7	4	2.15	0.86	0.081	0.11	0.174	1570

表 2 土壤温度及土壤含水率的最大值、最小值及平均值

深度 /cm	土壤温度/°C			土壤含水率/(m ³ ·m ⁻³)		
	最大值	最小值	平均值	最大值	最小值	平均值
0	40.7	0.5	21.8	0.175	0.035	0.084
10	30.0	5.7	20.4	0.153	0.062	0.091
20	26.5	6.5	19.4	0.163	0.065	0.095
30	24.7	6.8	18.4	0.152	0.069	0.105
40	23.4	6.9	17.7	0.184	0.140	0.162
50	22.9	7.1	17.4	0.232	0.191	0.211
60	21.8	6.7	16.5	0.220	0.170	0.194
70	21.4	7.0	16.2	0.290	0.175	0.248
80	20.9	6.9	15.7	0.324	0.222	0.297
90	20.4	6.8	15.3	0.368	0.322	0.358

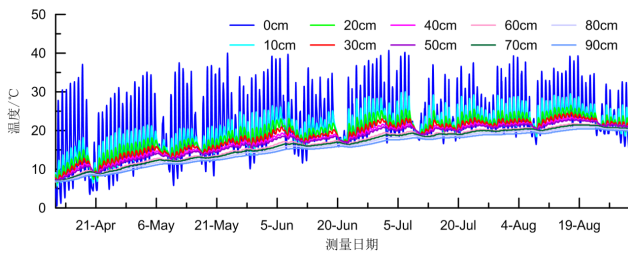


图 2 不同深度的土壤温度变化特征

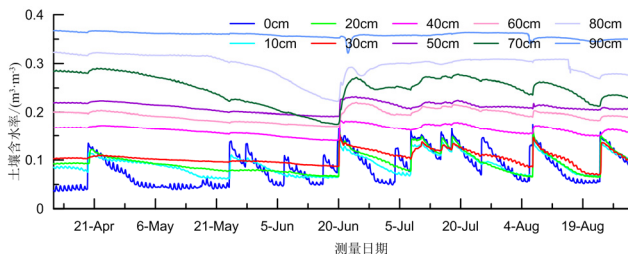


图 3 不同深度的土壤含水率变化特征

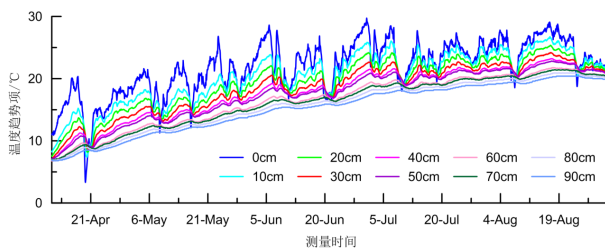


图 4 不同深度土壤温度的趋势特征

图 3 为试验期间不同深度土壤含水率随时间的变化。含水率在降雨时增加，降雨结束后减小（降雨数据未显示），且地表至 20cm 的土壤含水率呈现日波动状态。此外，土壤含水率随着深度的增加而

增大，且土壤含水率最大值介于 0.152~0.368 (m³·m⁻³)；最小值介于 0.035~0.322 (m³·m⁻³)；平均值介于 0.084~0.368 (m³·m⁻³)（表 2）。

2.4 DHR 模型计算结果

利用 DHR 模型计算的不同监测深度土壤温度的趋势、振幅、相位差分别载于图 4-6。由图 4 可以看出，试验期内不同深度的土壤温度处于增加趋势，但为一动态变化过程。

由图 5 可以看出，土壤温度的振幅随着深度的增加而衰减，可以看出土壤对温度的阻滞作用较强。此外，地表温度的振幅剧烈变化，说明其受气象要素影响最大。0、10、20、30、40、50、60、70、80 和 90cm 深度的振幅的最小值分别为 0.690、0.515、0.299、0.161、0.071、0.041、0.023、0.025 和 0.012°C。

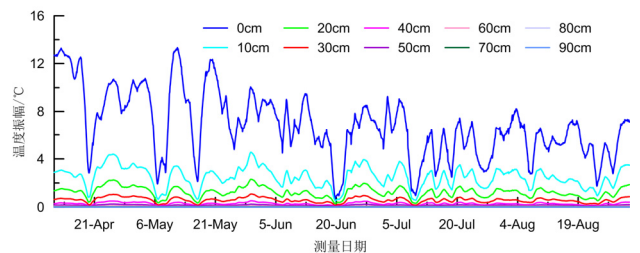


图 5 不同深度土壤温度的振幅变化

图 6 显示了不同深度的相位随时间变化。可见，70、80 和 90cm 深度的相位基本无变化。其他监测深度的相位随时间而波动。

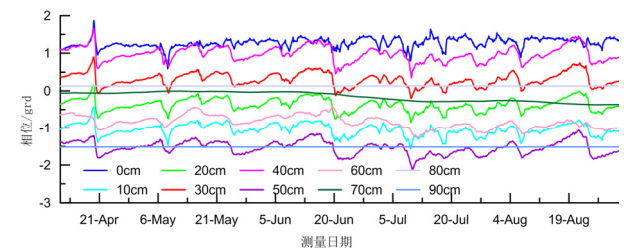


图 6 不同深度土壤温度的相位变化

2.5 水流通量计算结果

由于 50cm 深度温度振幅最小值小于监测仪器的分辨率，本研究仅计算 50cm 以上的有效导热系数和土壤水流通量的变化。用于非饱和带水流通量计算的土壤水热参数由表 3 给出（黄金廷, 2013; 赵贵章等, 2010）。

利用振幅比和相位差计算的土壤水流通量结果分别载于图7、图8中。由图7可以看出, 0~10、10~20、20~30、30~40cm之间的水流通量值分别介于 $-4.25 \times 10^{-6} \sim 5.93 \times 10^{-7}$ 、 $-1.18 \times 10^{-7} \sim 4.33 \times 10^{-7}$ 、 $-1.41 \times 10^{-7} \sim 2.75 \times 10^{-7}$ 、 $-2.49 \times 10^{-7} \sim 5.29 \times 10^{-7}$ 之间。正负号的变化表征了土壤水流运移的方向变化, 即表层的土壤水由向地表运移变换为向土壤深处运移。其他深度的土壤水流通量都为正值, 意味着土壤水流运动方向指向土壤深处, 即呈入渗状态。由图8可以看出, 利用相位差计算获取的土壤水流通量数值上都小于0, 数值上, 0~10、10~20、20~30、30~40cm之间的水流通量值分别介于 $-5.23 \times 10^{-11} \sim -4.40 \times 10^{-7}$ 、 $-1.06 \times 10^{-9} \sim -6.30 \times 10^{-7}$ 、 $-5.68 \times 10^{-7} \sim -4.02 \times 10^{-7}$ 、 $-3.95 \times 10^{-7} \sim -1.32 \times 10^{-7}$ 之间。

表 3 用于土壤水流通量计算的参数

水的密度 ρ_w (kg/m ³)	1000
固体颗粒密度 ρ_s (kg/m ³)	1570
水的热容 C_w (J/kg/K)	4180
固相热容 C_s (J/kg/K)	733
经验系数 b_1 (J s/m/K)	0.0686
经验系数 b_2 (J s/m/K)	-2.40599
经验系数 b_3 (J s/m/K)	2.3927
纵向弥散性 β_l (m)	0.05
孔隙度 n (-)	0.379

利用相位差计算获得的水流通量结果与利用振幅比的计算结果无论是在符号上还是在数值上都存在差异(图7、图8)。Hatch (2006) 研究中指出, 利用相位差计算获得的饱和条件下水流通量不能确定其运移方向(参考文献中图4), 且由于在对原始温度数据滤波处理时相位角可能出现偏差的

参 考 文 献 / References

- Anderson M P. 2005. Heat as a ground water tracer. *Ground Water*, 43: 951~961.
- Bendjoudi H, Cheviron B, Guerin R, et al. 2005. Determination of upward/downward groundwater fluxes using transient variations of soil profile temperature: test of the method with Voyons (Aube, France) experimental data. *Hydrological Processes*, 19: 3735~37425.
- Bouyoucos G. 1915. Effects of temperature on some of the most important physical process in soils. *Mich. Coll. Agric. Tech. Bull.*, 24: 1~63.
- Bredehoeft J D, Papadopolos I S. 1965. Rates of vertical groundwater

现象 (Shanafield et al., 2012) 或者在非理想的一维水流条件下容易产生错误 (Lautz, 2010)。基于此, 建议利用温度计算非饱和带水流通量时, 采用振幅比的方法。

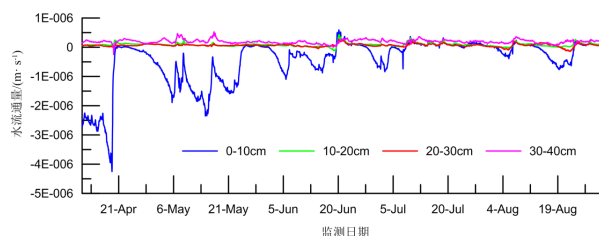


图 7 利用振幅比计算获取的土壤水流通量

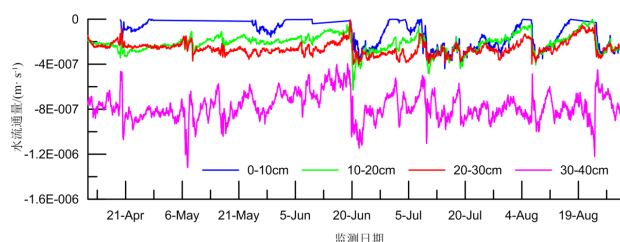


图 8 利用相位差计算获取的土壤水流通量

3. 结论与需要进一步研究的问题

本研究发展了非饱和带水流通量温度示踪的通用程序, 并通过野外试验和计算分析, 得到以下结论: (1) 利用土壤温度的时间序列信息结合 DHR 模型可以计算与监测频率相同的非饱和带水流通量; (2) 毛乌素沙地的非饱和带水流通量介于 $10^{-6} \sim 10^{-7} \text{ms}^{-1}$ 数量级。

同时, 研究中发现, 后续需要对以下问题进行深入研究, 以完善利用土壤温度计算非饱和带水流通量: (1) 土壤热参数对水流通量计算的敏感性分析; (2) 土壤温度监测仪器的间距及监测频率对计算结果可靠性的分析。

movement estimated from the Earth's thermal profile. *Water Resources Research*, 1: 325~328.

Briggs M A, Lautz L K, McKenzie J M, et al. 2012. Using high-resolution distributed temperature sensing to quantify spatial and temporal variability in vertical hyporheic flux. *Water Resources Research*, 48: W02527.

Cartwright K. 1979. Measurement of fluid velocity using temperature profiles: Experimental verification. *Journal of Hydrogeology*, 43: 185~194.

- Cheviron B, Guerin R, Tabbagh A, et al. 2005. Determining long-term effective groundwater recharge by analyzing vertical soil temperature profiles at meteorological stations [J]. *Water Resources Research*, 41: W09501.
- Chung S O, R Horton. 1987. Soil heat and water flow with a partial surface mulch [J]. *Water Resources Research*, 23(12): 2175~2186.
- Gordon R P, Lautz L K, Briggs M A, et al. 2012. Automated calculation of vertical pore-water flux from field temperature time series using the VFLUX method and computer program [J]. *Journal of Hydrology*, 420~421: 142~158.
- Hatch C E, Fisher A T, Revenaugh J S. 2006. Quantifying surface water-groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: Method development [J]. *Water Researches Research*, 42: W10410.
- Jessop A M, Vigrass I W. 1989. Geothermal measurements in a deep well at Regina, Saskatchewan [J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37: 151~166.
- Keery J, Binley A, Crook N, et al. 2007. Temporal and spatial variability of groundwater-surface water fluxes: Development and application of an analytical method using temperature time series [J]. *Journal of Hydrology*, 336: 1~16.
- Lautz L K. 2010. Impacts of nonideal field conditions on vertical water velocity estimates from streambed temperature time series [J]. *Water Resources Research*, 46, W01509, doi: 10.1029/2009WR007917.
- Lu N, Ge S. 1996. Effect of horizontal heat and fluid flow on the vertical temperature distribution in a semi-confining layer [J]. *Water Resources Research*, 32: 1449~1453.
- Sakura Y. 1977. The method for estimations of the groundwater velocity from temperature distributions: On the groundwater around Sapporo, Japan [J]. *Study Water Temperature*, 21: 2~14.
- Salem Z, Taniguchi M, Sakura Y. 2003. Use of temperature profiles and stable isotopes to trace flow lines: Nagaoka Area, Japan [J]. *Ground Water*, 42(1): 83~91.
- Shanafield M, Shope C L, McKay W A. 2012. Comparison of heat tracer models in the estimation of upward flux through streambed sediments [J]. *Hydrology Earth System Science*, 9: 4305~4332.
- Tabbath A, Bendjoudi H, Benderitter Y. 1999. Determination of recharge in unsaturated soils using temperature monitoring [J]. *Water Resources Research*, 35 (8): 2439~2446.
- Taniguchi M, Shimada J, Tanaka T, et al. 1999. Disturbances of temperature-depth profiles due to surface climate change and subsurface water flow: 1. An effect of linear increase in surface temperature caused by global warming and urbanization in the Tokyo metropolitan area, Japan [J]. *Water Resources Research*, 35(5): 1507~1517.
- Taniguchi M, Williamson D R, Peck A J. 1999. Disturbances of temperature-depth profiles due to surface climate change and subsurface water flow: 2. An effect of step increase in surface temperature caused by forest clearing in southwest Western Australia [J]. *Water Resources Research*, 35(5): 1519~1529.
- Taylor C J, Pedregal D J, Young P C, et al. 2007. Environmental time series analysis and forecasting with the Captain toolbox [J]. *Environmental Modelling & Software*, 22: 797~814.
- 黄金廷. 2013. 半干旱区蒸散发对地下水变化的响应机制研究 [C]. 长安大学博士学位论文, 西安.
- 赵贵章, 王文科, 李云良, 等. 2010. 毛乌素沙地典型岩性导热系数试验和模型研究 [J]. *西北农林科技大学学报*, 38 (5): 224~228.