

基于温度示踪的潜流交换通量解析模型对比

张文兵^{1,2}, 沈振中^{1,2}, 陈官运², 程嘉强³, 吕宗桀²

(1. 河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室, 江苏 南京 210098;

2. 河海大学水利水电学院, 江苏 南京 210098; 3. 陕西水环境工程勘测设计研究院, 陕西 西安 710021)

摘要:在总结和阐述一维瞬态对流-传热模型理论异同点及适用性的基础上,选取美国沃克湖流域相关河流潜流带为工程实例,采用 VFLUX 2 程序计算对比了不同一维解析模型量化河流潜流带垂向潜流交换通量的差异,验证和确定了适用于求解垂向潜流交换通量的最优解析模型,探究了潜流带不同深度处潜流交换通量的时空变化规律,并从理论分析角度讨论了解析模型的优缺点及未来利用温度示踪法量化潜流交换通量的研究方向。结果表明:相较于相位法和振幅-相位组合法,振幅法更能合理反映潜流带中地表水与地下水相互作用关系;潜流带不同深度处的潜流交换通量差别明显,浅层潜流带中潜流交换作用频繁,随着深度的增加,其交换作用逐渐被抑制;未来应当考虑建立更加合理且适用于复杂工程条件的潜流交换通量数值模型。

关键词:温度示踪;潜流交换通量;潜流带;VFLUX 2 程序;最优解析模型

中图分类号:P641.2;TV139.1 **文献标志码:**A **文章编号:**1006-7647(2022)02-0063-08

Comparison of analytical models for qualifying hyporheic exchange flux based on heat tracer method//ZHANG Wenbing^{1,2}, SHEN Zhenzhong^{1,2}, CHEN Guanyun², CHENG Jiaqiang³, LYU Zongjie² (1. State Key Laboratory of Hydrology-Water Resources and Hydraulic Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China; 2. College of Water Conservancy and Hydropower Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China; 3. Shaanxi Reconnaissance Design & Research Institute of Water Environmental Engineering, Xi'an 710021, China)

Abstract: On the basis of summarizing and elaborating the similarities, differences, and applicability of one-dimensional unsteady convection-heat transfer model theory, the hyporheic zone of the Walker River Basin in the United States was chosen as a case study, of which the VFLUX 2 program was carried out to calculate and compare the differences between different one-dimensional analytical models for quantifying the vertical hyporheic exchange fluxes in the hyporheic zone. The optimal analytical model for solving the vertical hyporheic exchange flux was verified and determined, and the spatial-temporal variation of the hyporheic exchange flux at different depths in the hyporheic zone was investigated. The advantages and disadvantages of the analytical model and the focus of future work using the heat tracer method were discussed from the perspective of theoretical analysis. The results show that the amplitude method can reasonably reflect the interaction between surface water and groundwater in the hyporheic zone compared with the phase and amplitude-phase combination methods, which is an ideal model to quantify the vertical hyporheic exchange flux. The hyporheic exchange flux at different depths of the hyporheic zone is significantly different. The hyporheic exchange is frequent in the shallow, and the exchange effect is suppressed with the depth increase. In the future, a more reasonable and suitable numerical model for quantifying the hyporheic exchange flux using the heat tracer method for complex engineering conditions should be considered.

Key words: heat tracing; hyporheic exchange flux; hyporheic zone; VFLUX 2 program; optimal analytical model

近年来,我国不断加大河流的治理、管理和保护工作,陆续推行了河长制、湖长制和长江大保护战略等一系列重要举措,使得我国对河流的综合开发利用与保护进入到新的发展阶段。潜流交换(hyporheic exchange)是指河流地表水在水压力梯度驱动作用下进入河床或河岸,最后再返回河流的过程,发生该过程的饱和沉积物层称为潜流带

(hyporheic zone)^[1-2]。潜流带是河流地表水与地下水动态交互的过渡区域,其内部不仅发生着水量交换,也发生着物质能量传递、污染物迁移和微生物降解等水文-生物地球化学过程^[3-5]。

潜流交换过程时刻伴随着热量的传递,观测潜流带温度的时空变化是定性或定量分析潜流交换速率及过程模式的有效手段^[6-10]。研究河流潜流交换

过程对于流域水资源管理、水生生态系统保护及水质净化具有重要指导意义,目前已成为国内外相关领域学者研究的热点话题^[11-13]。20 世纪 60 年代初,Suzuki^[14]提出利用潜水层对地表周期性温度波动的响应特征来评估地下水的垂向交换通量,并基于一维瞬态热量运移方程推导出了垂向潜流交换通量与温度、时间和深度的代数关系式。Stallman^[15]在 Suzuki 的研究基础上又通过待定系数法得出一维瞬态热量运移方程的解析解。Suzuki 和 Stallman 开创性的工作为温度示踪法在河流潜流交换领域的发展和应奠定了理论基础。近年来,随着温度自动化观测设备的革新以及数据处理技术的进步,一些学者对 Stallman 的解析解进行改进,使得解析模型能够适应更加复杂的边界条件和水文地质环境^[16-19]。目前,一维解析模型已广泛应用于区域地表水与地下水资源计算和评价中^[20-23]。

潜流交换通量作为表征潜流交换过程的重要物理量指标之一,不仅能反映潜流带中地表水与地下水水量交换,还可以间接作为多尺度河流渗漏损失及潜流带中污染物滞留储存量的估算指标^[24-26]。因此,基于温度示踪的潜流交换通量解析模型对我国西部干旱-半干旱地区河流以及长引输水渠道工程(如南水北调、引江济淮和引汉济渭工程等)的渗漏损失估计具有重要的实际应用价值。此外,温度量化潜流交换通量的解析模型还能为我国东部发达工业城市河流的污染物滞留量估算提供有利手段,进而为采取合理有效的河流污染治理措施提供参考。然而,一维解析模型的应用前提条件是能够获得潜流带垂向断面两测点间的温度波动衰减曲线,当两测点间温度波动曲线一致时,解析模型便不再适用;此外,不同解析模型之间也存在一定差异,如 Keery 解^[17]和 Luce 解^[19]均忽略了热弥散效应的影响,这必然会导致计算结果的差异,而已有的研究尚未对其进行详细的论述和比较。

本文在总结和阐述温度示踪法量化潜流交换通量的一维解析模型理论上,选取美国沃克湖流域相关河流潜流带作为研究对象,通过野外实测的潜流带温度时序资料,采用 VFLUX 2 程序对比分析不同一维解析模型量化河流潜流带垂向潜流交换通量的差异,以此验证和确定适用于计算潜流带垂向潜流交换通量的最优解析模型。通过获得的最优解析模型,进一步探究潜流带不同深度处潜流交换通量的时空变化规律,并从理论分析角度讨论一维解析模型的优缺点及未来利用温度示踪法量化潜流交换通量的研究方向,以期为温度示踪法量化潜流交换通量模型的选取发展提供参考。

1 温度时序资料量化潜流交换通量的解析模型

1.1 基本原理

受地表环境温度周期性变化的影响,河流地表水温度时序曲线具有日波动和季节波动特征,且这种波动特征受地表水与地下水交换速率的影响。因此,一些学者提出利用潜流带对河流地表水周期性温度波动的热响应特征来分析潜流交换的动态变化过程^[14-15, 27]。图 1 为温度观测仪器在潜流带中的布设示意图。根据潜流带中热量传递规律,通常浅部测点处的温度时序曲线对地表水温度波动响应要较深部测点强烈,因而,潜流带浅部测点处的温度时序曲线振幅通常大于深部测点,并且两测点的温度时序曲线间还存在一定的相位滞后。

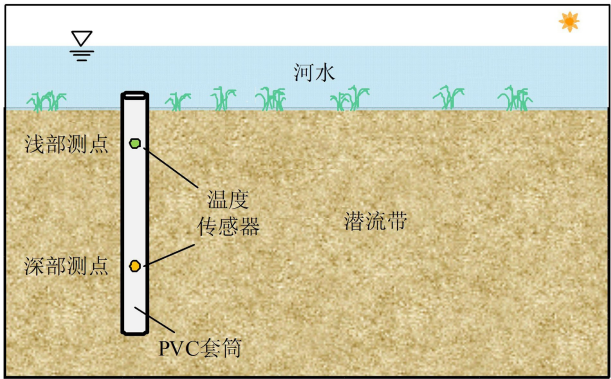


图 1 温度时序曲线及温度观测仪器布设

热量在潜流带中的交换过程由热传导和热对流两种方式组成。当潜流带中不存在地下水流时,热量仅通过介质进行弥散传导,温度波动振幅随沉积物深度的增大而减小,同时相位发生偏移;当潜流带中存在地下水流时,热量不仅通过介质进行弥散传导,还会随水流发生对流运移^[28]。潜流带对地表水温度变化的热响应取决于水分运移的方向、速度、沉积物和水体的物理性质。因此,潜流带中的热量交换过程可以通过对流-传热模型来描述。利用一维对流-传热模型,假定河流水温按正弦波动,即可获得潜流带温度波动的解析解,同时可以利用同一监测井不同深度处的温度时序曲线振幅比或相位差来计算潜流带的垂向潜流交换通量。

1.2 解析模型及 4 种解析解

1.2.1 一维瞬态对流-传热模型

假设潜流带内水流流态稳定,热量在交换过程中没有生成或损耗,沉积物层为均质且各项同性的多孔介质,并且多孔介质的固相骨架与孔隙流体处于局部热平衡状态,那么热量在潜流带中的交换过程可以作如下描述^[15]:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa_e \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - q \frac{C_w}{C} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1)$$

$$C = nC_w + (1 - n)C_s \quad (2)$$

式中: T 为深度 z 处的温度; t 为时间; κ_e 为饱和多孔介质的有效热扩散系数; q 为垂向潜流交换通量; C_w 为水的体积热容; C 为饱和多孔介质的等效体积热容; n 为孔隙率; C_s 为土体的体积热容。

饱和多孔介质的有效热扩散系数定义为

$$\kappa_e = \frac{\lambda_e}{C} = \frac{\lambda_{sat}}{C} + \beta |q| \quad (3)$$

式中: λ_e 为多孔介质的有效导热系数; λ_{sat} 为静态水力条件下饱和多孔介质的导热系数; β 为热弥散系数。

由于受环境温度周期性变化的影响, 地表水温具有日波动和年波动特征, 因此, 式(1)的温度边界可以简化为按正弦波动的简单谐波信号:

$$T = T_0 + A \sin\left(\frac{2\pi t}{P}\right) \quad (4)$$

式中: T_0 为地表平均温度; A 为温度波动曲线的振幅; P 为温度波动曲线的周期。

当沉积物层深度超过 1 m 时, 其内部温度场对气温和太阳辐射的昼夜周期变化不敏感, 并且温度年波动所能影响的最大沉积物深度仅在 10 m 左右^[11,29]。因此, 对于无穷远处的地质体通常可假设其不受环境温度波动及流体流动的影响, 下部温度边界可假定为恒温或绝热边界。

式(1)右侧第一项表示热弥散效应和热传导过程, 第二项表示对流传热过程, 但该式未对水体在潜流带孔隙结构内的微观运动进行系统化研究, 因此, 式(1)的求解较为依赖饱和多孔介质的材料性质。同时, 式(1)与溶质运移的对流-弥散方程类似, 据此可对潜流带内热量和物质的运移进行组合分析。然而, 由于潜流带中饱和多孔介质的结构较为复杂, 潜流交换具有高度的空间变异性^[30], 且热量运移过程在时间尺度上与昼夜温差、季节温度、降雨降雪量等变化相关^[31], 因而使得式(1)的求解较为困难。目前, 该模型的代表性解析解主要有 Hatch 解^[16]、Keery 解^[17]、McCallum 解^[18]和 Luce 解^[19]等 4 种。

1.2.2 一维瞬态对流-传热模型的解析解

a. Hatch 解。在 Stallman^[15]的研究基础上, Hatch 等^[16]建立了采用温度时序曲线的振幅衰减和相位偏移来计算垂向潜流交换通量的时间序列分析模型, 具体表达式为

$$q_{zA_r} = \frac{C}{C_w} \left(\frac{2\kappa_e \ln A_r}{\Delta z} + \sqrt{\frac{\alpha + v_f^2}{2}} \right) \quad (5)$$

$$|q_{z\Delta\varphi}| = \frac{C}{C_w} \sqrt{\alpha - 2 \left(\frac{4\pi\Delta\varphi\kappa_e}{P\Delta z} \right)^2} \quad (6)$$

$$\alpha = \sqrt{v_f^4 + (8\pi\kappa_e/P)^2} \quad (7)$$

$$v_f = q \frac{C_w}{C} \quad (8)$$

式中: q_{zA_r} 、 $q_{z\Delta\varphi}$ 分别为采用振幅法与相位法计算的垂向潜流交换通量; Δz 为深部与浅部温度监测点的间距; A_r 为深部测点温度时序曲线振幅 A_d 与浅部测点温度时序曲线振幅 A_s 的比值, 即 $A_r = A_d/A_s$; $\Delta\varphi$ 为深、浅部测点温度时序曲线的相位差, 即时间滞后量; α 为系数; v_f 为温度前端运移速度。

b. Keery 解。Keery 等^[17]忽略了热弥散效应对多孔介质内热量运移的影响, 认为 $\kappa_e = \lambda_{sat}/C$, 推导出式(1)的解析解为

$$\left(\frac{H^3 \ln A_r}{4\Delta z} \right) q_{zA_r}^3 - \left(\frac{5H^2 \ln^2 A_r}{4\Delta z^2} \right) q_{zA_r}^2 + \left(\frac{2H \ln^3 A_r}{\Delta z^3} \right) q_{zA_r} + \left(\frac{\pi C}{\lambda_e P} \right)^2 - \frac{\ln^4 A_r}{\Delta z^4} = 0 \quad (9)$$

$$|q_{z\Delta\varphi}| = \sqrt{\left(\frac{C\Delta z}{C_w \Delta\varphi} \right)^2 + \left(\frac{4\pi\Delta\varphi\lambda_e}{C_w P\Delta z} \right)^2} \quad (10)$$

其中

$$H = C_w / \lambda_e$$

c. McCallum 解。Hatch 解和 Keery 解均给出了振幅法和相位法量化潜流带垂向潜流交换通量的计算公式, 但在实际应用中, 振幅法和相位法得到的潜流交换通量计算结果往往不一致。此外, Hatch 解和 Keery 解对多孔介质热性质参数的依赖性强, 而热性质参数往往难以测定, 多采用经验公式确定, 因而给模型的计算带来不确定性^[32-33]。为解决这些问题, McCallum 等^[18]通过数学方法将 Hatch 解的振幅法与相位法计算公式联立, 重新组合得到了温度时序资料量化潜流交换通量的振幅-相位组合法解析解:

$$q_{zA_r\Delta\varphi} = \frac{C}{C_w} \frac{\Delta z (P^2 \ln^2 A_r - 4\pi^2 \Delta\varphi)}{\Delta\varphi \sqrt{16\pi^4 \Delta\varphi^4 + 8P^2 \pi^2 \Delta\varphi^2 \ln^2 A_r + P^4 \ln^4 A_r}} \quad (11)$$

式中: $q_{zA_r\Delta\varphi}$ 为振幅-相位组合法计算的垂向潜流交换通量。

d. Luce 解。Luce 等^[19]对 Stallman 解析解的待定系数方案做了进一步的改进, 得到了新的基于振幅-相位组合法的垂向潜流交换通量解析解:

$$q_{zA_r\Delta\varphi} = \frac{C}{C_w} \left[\frac{\eta \omega \Delta z}{- \ln A_r} \left(\frac{1 - \eta^2}{1 + \eta^2} \right) \right] \quad (12)$$

其中 $\eta = - \ln A_r / \Delta\varphi$ $\omega = 2\pi/P$

需要注意的是, Luce 解同样未考虑热弥散效应的影响, 因此, Luce 解中 κ_e 的确定与 Keery 解相同。

1.3 解析模型的理论分析

上文 4 种解析模型均以 Stallman 理论^[15]为基

础而建立,因而这些模型具有相同的假设条件,即:①两个传感器之间的流体流动只发生在垂直方向(z 轴方向),且流体速度沿 z 轴稳定均匀;②多孔介质为均匀介质,且介质和流体的热特性在空间和时间上不变;③固相(即土体)和液相的温度变化同时发生;④不存在随深度变化的平均热梯度;⑤土体热性质与温度无关。目前,已有部分学者开展了违背这些假设中的一个或多个条件对一维解析模型量化垂向潜流交换通量的影响研究^[34-36]。

Hatch 解和 Keery 解均包含了振幅法和相位法两种计算垂向潜流交换通量的方法,两者的不同之处仅在于 Hatch 解考虑了热弥散性的影响,而 Keery 解未考虑。吴志伟等^[37]对一维解析模型中的各参数进行了敏感性分析,认为影响解析模型计算结果的主要因素为 Δz ,而 λ_e 和 β 对解析模型计算结果影响甚微。在随后的研究中,Irvine 等^[38]通过将解析模型中的 β 设置为 0 发现,Hatch 解和 Keery 解得出了相近的通量估计值,因而, β 对解析模型计算结果影响较小的结论被进一步证实。此外,众多研究表明,振幅法和相位法往往不能获得一致的垂向潜流交换通量估计值^[34, 38-40],这种效应可能是由于在瞬时通量下对相位差的识别能力差,以及高度非正弦的温度信号或上升流产生小的相位差^[41-42]。由于相位法的性能较差,且无法确定流向,因而一直未被广泛应用。相比之下,振幅法能够估计上升流和下降流的通量,并且对不同信号处理方法适用性强,不会像相位差那样容易因信号处理而产生误差^[20]。

McCallum 解和 Luce 解是将振幅法和相位法进行重新组合形成的组合式垂向交换通量求解方法。尽管两种解析方法的理论公式存在一定差异,但却可以获得相同的潜流交换通量估计值^[20]。组合法的优势在于可以确定多孔介质 κ_e 的时间序列,并且不需要估算 λ_e 就可以实现对 q 的求解。Luce 等^[19]还发现,通过假设 κ_e 值,组合法可以得到垂向潜流交换通量的时间序列结果,这对于确定最上方传感器以下河床是否发生冲刷非常有用。此外,组合法的优势还在于其获得的垂向交换通量时间序列是唯一的,并且计算所需的热性质参数较少。然而,组合法能够更好地表征垂向潜流交换通量的前提是获得准确的振幅比和相位差,而温度波动曲线的相位信息易受信号处理方法及其他外部因素的影响,往往难以获得较为准确的相位差值,特别是对于上升流而言^[38, 41-42]。因此,在振幅-相位组合法中,相位差的存在一定程度上给模型的计算结果带来不确定性。

解析模型基于一系列理论假设而建立,其计算精度不仅取决于模型本身,很大程度上还依赖于获

取的温度时序资料。传感器的位置、间距、分辨率和采样频率被认为是影响温度时序资料获取的主要因素。对于上升流,传感器应尽可能靠近河床界面,传感器间距应尽可能小($\Delta z \leq 0.1 \text{ m}$)。然而,较小的传感器间距对强下降流的温度时序资料获取不利。通常,多个垂向传感器阵列为最佳布置方式,用户在数据分析过程中可根据研究区域的条件调整传感器间距,进而可减小因热特性的不确定性而导致的通量估计不准确。由于温度传感器的精度和分辨率对准确识别振幅和相位非常重要,因此,通过更高精度的温度测量可以提高对潜流带垂向潜流交换通量的估计,特别是对于上升流的估计^[20]。相比之下,低精度的温度传感器会导致不良的相位差,这对相位法以及包含相位差的振幅-相位组合法而言是不利的。目前,用于获取温度时序资料的传感器精度多控制在 $0.0200 \sim 0.0625 \text{ }^\circ\text{C}$ 范围内^[20]。在采样频率方面,广泛采用 $10 \sim 20 \text{ min}$ 的采样时间间隔。然而,较粗糙的采样时间间隔(如 80 min)不仅可以降低精度成本,延长传感器的寿命,还可以将储存空间有限的传感器应用于获取较长的时间尺度数据。对于粗糙的采样频率(如每天采样 3、4、5 或 6 次),应避免谐波。

上述 4 种量化潜流带垂向潜流交换通量的解析模型已嵌入至相关软件程序中,代表性的计算程序有 VFLUX^[43]、EX-STREAM^[44]、LPML^[45] 和 FLUX-BOT^[46]。这些程序的开发极大地促进了上述解析模型在河流地表水与地下水交换通量估算中的应用。其中,VFLUX 为应用最为广泛的计算程序,这得益于其为用户提供了系统的工作流程,包括数据预处理,使用动态谐波回归(dynamic harmonic regression, DHR)分析法^[47]处理温度信号,对模型误差进行估计以及对输入参数进行敏感性分析。1.2.5 版本以前的 VFLUX 程序仅包括 Hatch 和 Keery 两种解析模型,而后,Irvine 等^[48]在原版本的基础上开发了 VFLUX 2 程序,增加了利用 McCallum 解和 Luce 解计算 q 和 κ_e 的功能,并且允许用户使用 Luce 等^[19]方法确定河床冲刷/沉积的传感器间距时间序列。在最新版本的 VFLUX 程序中,Irvine 等^[42]增加了相关代码,允许用户利用 McCallum 和 Luce 解析模型输出的 κ_e 来优化振幅法对 q 的估计。

2 工程实例

2.1 试验数据收集及处理

为研究沃克湖流域内相关河道的渗漏损失,美国地质调查局内华达水科学中心的研究人员于 2012 年 3 月开始在沃克湖流域的相关河道和河床潜流带埋设温度及压力传感器,以实现对该区域河

流地表水与地下水温度和水位的长期动态监测^[49]。研究人员首先将带有滤网包裹的 PVC 温度测杆打入河床潜流带,然后将精度 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 、分辨率 0.01°C 的温度传感器分别悬挂在距离河床底部 0.10 m 、 0.20 m 、 0.50 m 、 0.75 m 和 1.00 m 的位置,以监测同一断面不同深度潜流带中的温度变化。此外,河道中还布设有精度 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 、分辨率 0.5°C 的水温传感器和水位监测仪,用以实时监测河流温度和水位的变化。环境温度则是通过布设在河岸土体表层温度传感器进行记录。测试过程中,数据由数据记录仪控制、记录和储存,每 1 h 记录 1 次。

选取沃克湖支流福克斯 1 号灌渠在 2012 年 3 月 27 日至 2012 年 5 月 20 日时段的实测温度和水位数据进行分析,可为不同解析解模型求解潜流带不同深度处的潜流交换通量提供数据支撑。图 2 给出了河道水位、表层水温及潜流带不同深度处温度的时序变化曲线。

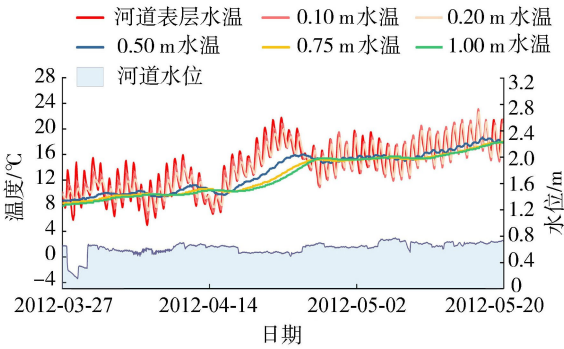


图 2 实测水位及温度时序变化曲线

野外实测温度时序资料通常是由多重周期信号叠加而成,在应用上述 4 种解析解模型时,需预先对实测数据进行滤波(降噪)处理,以获得日周期变化的正弦温度信号。目前,用于滤波处理最简便的方法为傅里叶变换法(fast Fourier transform, FFT),但由于该方法缺乏对时间和频率的定位功能,对于非平稳信号和频率分辨率存在一定局限性,因此本文选择更加适合处理周期性信号的 DHR 分析法对实测温度资料进行滤波处理^[47]。

现以潜流带中 0.10 m 和 0.20 m 两深度测点为例,利用 DHR 分析法对其温度时序资料进行滤波处理,获得典型的按正弦简谐波波动的温度时序曲线,见图 3。从图 3 可以看出,经 DHR 分析法处理得到的温度值与实测值拟合效果非常好,非周期性趋势具有若干突变点,反映了水动力条件的不稳定性。深部测点与浅部测点温度基频振幅的比值即为振幅比,温度基频信号即为过滤后的温度正弦曲线,深、浅测点温度正弦曲线各极大值对应的相位进行差值计算,其结果即为相位差。

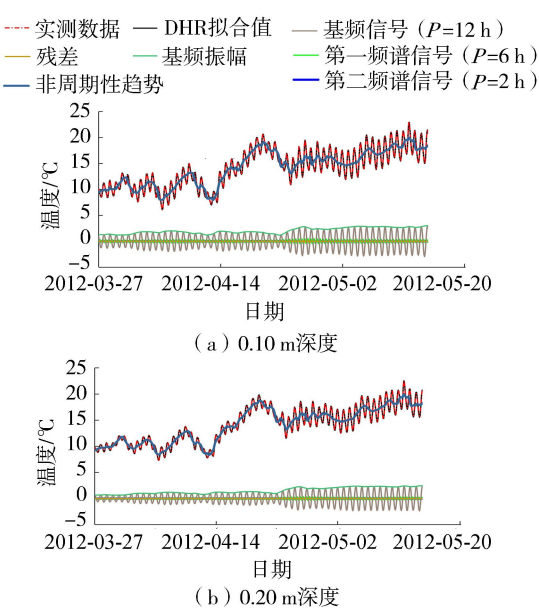


图 3 DHR 函数分离温度信号结果

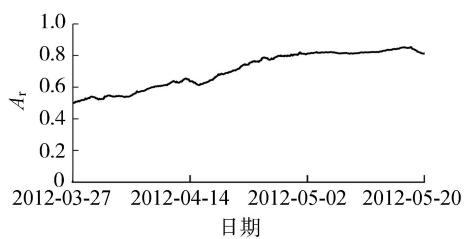
2.2 模型参数设置

对于一维瞬态对流-传热解析模型中所涉及的 4 种解析解方案,可采用 VFLUX 2 程序^[41]进行求解计算,进而获得不同解析解方案下的潜流带垂向潜流交换通量。VFLUX 2 程序是首个可以利用温度时间序列资料来计算潜流交换通量的计算机程序,可用于自动化数据预处理,包括强大的 DHR 滤波处理功能。同时,它也是第一款使用 Windows 识别高空间分辨率下通量随深度变化速率的计算程序^[20, 50]。VFLUX 2 程序求解计算所需的孔隙率 n 、热弥散系数 β 、饱和多孔介质的导热系数 λ_{sat} 、水的体积热容 C_w 和土体的体积热容 C_s 分别为 0.35 、 0.01 m 、 $0.00645\text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ 、 $1.0\text{ J}/(\text{cm}^3\cdot\text{K})$ 和 $0.2627\text{ J}/(\text{cm}^3\cdot\text{K})$ 。

2.3 不同模型计算潜流交换通量对比验证

为验证不同解析解模型计算潜流带垂向潜流交换通量的理论分析结果,现考虑采用 Hatch、Keery、McCallam 和 Luce 解析解模型对潜流带 0.10 m 和 0.20 m 两深度测点的温度数据进行计算,并将计算结果与水动力学方法的结果进行比较。需要注意的是,在利用 VFLUX 2 程序求解解析模型时,得到的垂向潜流交换通量为深、浅部测点中间点处(0.15 m 深度)的结果。为利用振幅法、相位法和振幅-相位组合法对潜流交换通量进行计算,图 4 给出了深、浅两测点温度时序资料经滤波处理后得到的振幅比 A_r 和相位差 $\Delta\varphi$,图 5 给出了不同方法计算得到的垂向潜流交换通量结果。

从图 5 可以看出,不同计算方法得到的潜流带垂向潜流交换通量差别较大,但采用振幅法、相位法和振幅-相位组合法的两两模型之间又具有相近的



(a) 振幅比



(b) 相位差

图4 深、浅测点温度波动曲线的振幅比与相位差变化

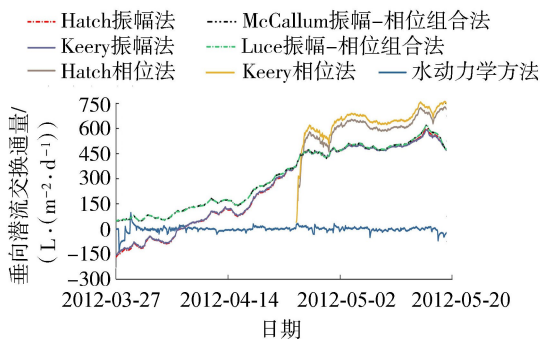


图5 不同计算方法得到的潜流带垂向潜流交换通量结果对比

趋势和结果。进一步研究发现,同样是计算潜流带中 0.15 m 深度处的垂向潜流交换通量,用 Hatch 振幅法计算得到的值域为 $-168.20 \sim 602.20 \text{ L}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$,而用 Hatch 相位法计算得到的值域为 $169.07 \sim 727.89 \text{ L}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$,两者虽在量级上无差别,但在相同时段内,Hatch 相位法计算结果明显大于振幅法,并且当相位差超过约 $\pi/6$ 时,Hatch 相位法不能得到有效的计算结果。此外,Hatch 相位法求得的垂向潜流交换通量为非负值,即不能反映河流地表水与地下水相互补给关系,这与前述的理论分析结果相一致。对于 Keery 解,振幅法和相位法计算得到的垂向潜流交换通量值域分别为 $-155.57 \sim 591.78 \text{ L}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 和 $39.73 \sim 760.82 \text{ L}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$,与 Hatch 解类似,Keery 相位法计算的结果较振幅法大,并且对于相位差超过 $\pi/6$ 的时段,其垂向潜流交换通量结果得不到反映,不能计算地下水向上补给地表水的情况。因而,在振幅法和相位法之间,相位法显然存在一定劣势,不能反映全时段内的垂向潜流交换通量计算结果以及河流的补给关系。对于振幅-相位组合法,McCallum 解和 Luce 解基本重合,计算所得的垂向潜流交换通量均在 $47.36 \sim 619.53 \text{ L}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 范围

内变化,这与 Irvine 等^[20]的结论相一致。振幅-相位组合法获得的垂向潜流交换通量变化趋势与 Hatch 和 Keery 振幅法结果相近,特别是当相位差小于约 $\pi/6$ 时,两种理论方法所得结果基本重合,而当相位差超过约 $\pi/6$ 时,两种理论方法存在明显差异。此外,McCallum 和 Luce 振幅-相位组合法的计算结果在全时段内表现为非负值,意味着补给模式仅为河流水补给地下水,这与水动力学计算结果不相符。虽然很难从理论计算公式上解释这一原因,但结合 Hatch 和 Keery 相位法的计算结果及前述理论分析,认为这与相位差有着极大的关联。Irvine 等^[20]对比了 Hatch 振幅法和 Luce 振幅-相位组合法计算 0.1 m 深度处的垂向潜流交换通量,得出了两种计算方法具有相近的结果。但该项研究仅基于 25 d 左右的实测数据得出,未充分讨论相位差范围对计算结果的影响。已有的众多研究指出温度波动曲线的相位差易受外部因素的影响,特别是对于上升流^[38, 41-42]。此外,不同的信号处理方法也可能会影响其结果。吴志伟等^[51]的研究也明确指出,当地下水补给河水时,相位滞后很小或超过一定值,无法采用解析模型计算。因此,实例分析中振幅-相位组合法的计算结果进一步证实了解析模型中相位差的存在将会给模型计算结果带来不确定性。

理论与工程实例分析结果表明,Hatch 和 Keery 振幅法是量化潜流交换通量较为理想的解析解模型,在计算时段内,两者的计算结果差异较小,证实了热弥散系数对振幅法的计算结果影响较小。对比 Hatch 和 Keery 相位法可以发现,两者的计算差异较 Hatch 和 Keery 振幅法的差异大,意味着热弥散系数会对相位法的计算结果产生较大的影响,这与文献^[37]的参数敏感性分析结果相一致。Hatch 振幅法考虑了热弥散系数的影响,理论上来说,其结果会较 Keery 振幅法更准确。

2.4 潜流带不同深度的垂向潜流交换通量比较

为比较潜流带中不同深度处垂向潜流交换通量的变化,采用 Hatch 振幅法计算得到 0.15 m、0.30 m、0.35 m、0.475 m、0.625 m、0.75 m 和 0.875 m 等 7 个深度处的垂向潜流交换通量计算结果,见图 6。

从图 6 可以看出,潜流带不同深度处的垂向潜流交换通量差异明显。在 0.15 ~ 0.35 m 深度范围内,随着深度的增加,河流地表水与地下水的补给关系由河道水补给地下水转换成地下水对河道水的补给;并且在这一深度范围内,不同深度点处的垂向潜流交换通量的时程变化曲线具有相近的波动趋势,这种波动趋势会随着深度的增加而衰减。此外,在这一浅层深度范围内,垂向潜流交换通量的时程

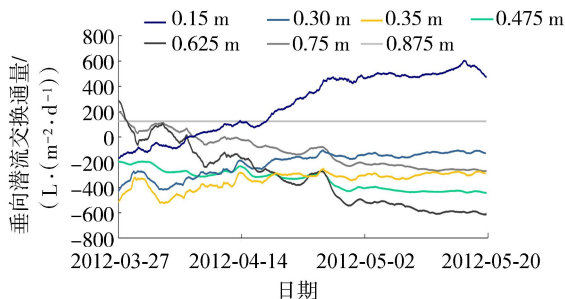


图6 潜流带不同深度处的垂向潜流交换通量变化

变化曲线具有若干“突变点”,说明河流地表水与浅层潜流带中的地下水交换作用频繁。在 0.35 ~ 0.75 m 深度范围内,垂向潜流交换通量的时程变化曲线波动趋势发生较大变化,随着深度的增加,垂向潜流交换通量的绝对值逐渐减小,并且在部分时段内,河流地表水与地下水的补给关系由地下水补给地表水转换成地表水对地下水进行补给。当深度为 0.875 m 时,垂向潜流交换通量的时程变化曲线趋近于一条直线,并稳定在 $122.91 \text{ L}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ 左右,表明在深部潜流带中,河流的补给模式为地表水补给地下水,并且补给量维持在一个相对稳定的状态,这种稳定状态也反映出河流深部地质体的地下水与地表水交换作用受到抑制。

3 讨论

温度作为天然的示踪剂,为研究潜流带地表水与地下水相互作用提供了新的解决思路和方法。一维解析模型为温度示踪法在河流相关问题中的应用提供了理论指导和技术支撑,该模型的优势在于:①所需未知计算参数少。一维解析模型仅通过两测点间的温度时序变化资料便可量化潜流带地表水与地下水的交换特征,并且所需的计算参数仅涉及 n 、 β 、 λ_{sat} 、 C_w 和 C_s 这 5 个土体物理性质参数。②操作简单,适合长时段的数据结果分析。该模型不需要测量河床及潜流带的压力水头变化数据,不涉及网格剖分及初始条件的设置,对于长时段的地表水与地下水相互作用研究,既能保证经济合理性,又能快速得到相对可靠的结果。一维解析模型的不足之处主要表现在:①未考虑地下水的非垂向流动。一维解析模型基于流体流动和热量交换仅发生在垂直方向上的假设而建立,而实际潜流带中的地表水与地下水相互作用往往十分复杂,其内部的水流运动和热量运移不可避免地涉及多维交换问题^[52]。②非均匀介质适用性差。该模型是基于—维半无限均匀各向同性介质的对流—传热模型所得出,只有当河床介质为各向同性的均匀介质才能被应用, Irvine 等^[50]通过定量分析河床介质非均质性对解析模型

计算精度的影响发现,解析模型的计算误差会随着介质非均性的增强而变大。③对实测温度数据的处理依赖性强。在采用解析模型进行计算时,通常需预先对实测的温度数据进行滤波处理,以获得降噪后的正弦温度变化曲线,因此,采用不同的滤波方法将会对计算结果产生影响。

近年来,计算机数值模拟技术得到了长足发展和进步,为温度示踪法在河流相关问题中的应用开拓了更为广阔的空间。与一维解析模型相比,数值模型的优势在于能够较好地解决河流地表水与地下水相互作用过程中的二维或三维问题,且能灵活适用于复杂的水文地质及边界条件,是还原河流潜流交换过程的重要有效手段之一^[53-56]。因此,应当考虑建立更加合理且适用于复杂工程条件的潜流交换通量温度量化数值模型。

4 结论

a. 不同模型计算得到的垂向潜流交换通量结果差异较大。振幅法是量化潜流带垂向潜流交换通量的理想模型,它既能获得全时段的潜流交换通量计算结果,也能反映河流地表水与地下水的补给关系。

b. 潜流带不同深度处的垂向潜流交换通量存在明显差异。河流浅层潜流带中的地表水与地下水相互交换作用频繁,而对于较深层潜流带,其交换作用受到抑制,并且在垂向潜流交换通量的不断变化过程中,潜流带地表水与地下水的补给模式也在不断发生改变。

c. 一维解析模型优势与局限性并存。一维解析模型对于量化长时段的河流垂向潜流交换通量具有显著的优势,其所需计算参数少,且方便操作;而要获得更加精准、适合复杂水文地质环境的量化数据结果,则有必要通过构建数值模型加以反映。

参考文献:

[1] LU C, JI K, ZHANG Y, et al. Event-driven hyporheic exchange during single and seasonal rainfall in a gaining stream [J]. Water Resources Management, 2020, 34: 4617-4631.

[2] 石涛,蔡奕,徐佳,等. 孔隙渗流模型与暂态存储模型在河流潜流交换研究中的应用进展[J]. 水利水电快报, 2020, 41(4): 49-56. (SHI Tao, CAI Yi, XU Jia, et al. Application advance of porous seepage model and transient storage model in study of river hyporheic exchange [J]. Express Water Resources & Hydropower Information, 2020, 41(4): 49-56. (in Chinese))

[3] 于丹青,陈求稳,马宏海,等. 漫湾水库运行下库内洲滩潜流带夏季热传输特征[J]. 水利学报, 2019, 50(4):

- 497-505. (YU Danqing, CHEN Qiuwen, MA Honghai, et al. Study on heat transfer across island riparian zone under Manwan Reservoir operations in summer [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2019, 50(4): 497-505. (in Chinese))
- [4] 杜尧, 马腾, 邓娅敏, 等. 潜流带水文-生物地球化学: 原理、方法及其生态意义[J]. 地球科学, 2017, 42(5): 661-673. (DU Yao, MA Teng, DENG Yamin, et al. Hydrobiogeochemistry of hyporheic zone: principles, methods and ecological significance[J]. Earth Science, 2017, 42(5): 661-673. (in Chinese))
- [5] LI Y, ZHU J, WANG L, et al. Grain size tunes microbial community assembly and nitrogen transformation activity under frequent hyporheic exchange: a column experiment [J]. Water Research, 2020, 182: 116040.
- [6] ANDERSON M P. Heat as a ground water tracer [J]. Ground Water, 2005, 43(6): 951-968.
- [7] CONSTANTZ J. Heat as a tracer to determine streambed water exchanges [J]. Water Resources Research, 2008, 44(4): W00D10.
- [8] 任杰, 程嘉强, 杨杰, 等. 潜流交换温度示踪方法研究进展[J]. 水科学进展, 2018, 29(4): 597-606. (REN Jie, CHEN Jiaqiang, YANG Jie, et al. Advances in temperature tracer method of hyporheic exchange [J]. Advances in Water Science, 2018, 29(4): 597-606. (in Chinese))
- [9] SHIH W R, WU F C. Hyporheic exchange under undular flows over a coarse granular bed [J]. Geophysical Research Letters, 2020, 47(17): e2020GL089114.
- [10] SINGH T, GOMEZ-VELEZ J D, WU L W, et al. Effects of successive peak flow events on hyporheic exchange and residence times [J]. Water Resources Research, 2020, 56(8): e2020WR027113.
- [11] 陈孝兵, 郑春阳, 袁越. 河床沉积物非均质性影响下的潜流交换数值模拟 [J]. 水科学进展, 2019, 30(2): 220-229. (CHEN Xiaobing, ZHENG Chunyang, YUAN Yue. Modeling the impacts of streambed sediment heterogeneity on hyporheic exchange [J]. Advances in Water Science, 2019, 30(2): 220-229. (in Chinese))
- [12] 陈孝兵, 赵坚, 李英玉, 等. 床面形态驱动下潜流交换试验 [J]. 水科学进展, 2014, 25(6): 835-841. (CHEN Xiaobing, ZHAO Jian, LI Yingyu, et al. Experimental study of bedform-driven hyporheic exchange [J]. Advances in Water Science, 2014, 25(6): 835-841. (in Chinese))
- [13] 陆彦, 王唯旭, 陆永军, 等. 灌木植被分布区阻力特性理论及试验研究 [J]. 水科学进展, 2020, 31(4): 556-564. (LU Yan, WANG Weixu, LU Yongjun, et al. Theoretical and experimental study on resistance characteristics of shrub vegetation distribution area [J]. Advances in Water Science, 2020, 31(4): 556-564. (in Chinese))
- [14] SUZUKI S. Percolation measurements based on heat flow through soil with special reference to paddy fields [J]. Journal of Geophysical Research, 1960, 65(9): 2883-2885.
- [15] STALLMAN R W. Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature [J]. Journal of Geophysical Research, 1965, 70(12): 2821-2827.
- [16] HATCH C E, FISHER A T, REVENAUGH J S, et al. Quantifying surfacewater-groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: method development [J]. Water Resources Research, 2006, 42(10): 2405-2411.
- [17] KEERY J, BINLEY A, CROOK N, et al. Temporal and spatial variability of groundwater-surface water fluxes: development and application of an analytical method using temperature time series [J]. Journal of Hydrology, 2007, 336(1/2): 1-16.
- [18] MCCALLUM A M, ANDERSEN M S, RAU G C, et al. A 1-D analytical method for estimating surface water-groundwater interactions and effective thermal diffusivity using temperature time series [J]. Water Resources Research, 2012, 48(11): 76-78.
- [19] LUCE C H, TONINA D, GARIGLIO F, et al. Solutions for the diurnally forced advection-diffusion equation to estimate bulk fluid velocity and diffusivity in streambeds from temperature time series [J]. Water Resources Research, 2013, 49(1): 488-506.
- [20] IRVINE D J, BRIGGS M A, LAUTZ L K, et al. Using diurnal temperature signals to infer vertical groundwater-surface water exchange [J]. Groundwater, 2017, 55(1): 10-26.
- [21] HARRIS F C, PETERSON E W. 1-D vertical flux dynamics in a low-gradient stream: an assessment of stage as a control of vertical hyporheic exchange [J]. Water, 2020, 12(3): W708.
- [22] JU L, ZHANG J J, CHEN C, et al. Water flux characterization through hydraulic head and temperature data assimilation: numerical modeling and sandbox experiments [J]. Journal of Hydrology, 2018, 558: 104-114.
- [23] 霍艾迪, 韦红, 管文轲, 等. 渭河下游垂向潜流通量动态特征研究 [J]. 长江科学院院报, 2018, 35(9): 17-22. (HUO Aidi, WEI Hong, GUAN Wenke, et al. Dynamic characteristics of vertical hyporheic flux in the downstream of Weihe River, China [J]. Journal of Yangtze River Scientific Research Institute, 2018, 35(9): 17-22. (in Chinese))
- [24] CRANSWICK R H, COOK P G, LAMONTAGNE S. Hyporheic zone exchange fluxes and residence times inferred from riverbed temperature and radon data [J]. Journal of Hydrology, 2014, 519: 1870-1881.
- [25] EXNER-KITTRIDGE M, SALINAS J L, ZEISSNER M. An evaluation of analytical stream to groundwater exchange

- models; a comparison of gross exchanges based on different spatial flow distribution assumptions [J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2014, 18 (7): 2715-2734.
- [26] GRANT S B, STOLZENBACH K, AZIZIAN M, et al. First-order contaminant removal in the hyporheic zone of streams: physical insights from a simple analytical model [J]. *Environmental Science & Technology*, 2014, 48 (19): 11369-11378.
- [27] LAPHAM W W. Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity [R]. Denver: Geological Survey, 1989.
- [28] 杨国强, 苏小四, 王璜, 等. 热量示踪在潜流带水力交换量计算中的应用 [J]. *长江科学院院报*, 2014, 31 (10): 124-127. (YANG Guoqiang, SU Xiaosi, WANG Huang, et al. Using heat as a tracer to quantify hydrodynamic exchange within hyporheic zone [J]. *Journal of Yangtze River Scientific Research Institute*, 2014, 31 (10): 124-127. (in Chinese))
- [29] LEE J Y, LIM H S, YOON H I, et al. Stream water and groundwater interaction revealed by temperature monitoring in agricultural areas [J]. *Water*, 2013, 5 (4): 1677-1698.
- [30] VOGT T, SCHNEIDER P, HAHN-WOERNLE L, et al. Estimation of seepage rates in a losing stream by means of fiber-optic high-resolution vertical temperature profiling [J]. *Journal of Hydrology*, 2010, 380 (1/2): 154-164.
- [31] VOGT T, SCHIRMER M, CIRPKA O A. Investigating riparian groundwater flow close to a losing river using diurnal temperature oscillations at high vertical resolution [J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2012, 16 (2): 473-487.
- [32] SHANAFIELD M, HATCH C, POHLL G. Uncertainty in thermal time series analysis estimates of streambed water flux [J]. *Water Resources Research*, 2011, 47 (3): 341-351.
- [33] RAU G C, ANDERSEN M S, ACWORTH R I. Experimental investigation of the thermal dispersivity term and its significance in the heat transport equation for flow in sediments [J]. *Water Resources Research*, 2012, 48: W03511.
- [34] LAUTZ L K. Impacts of nonideal field conditions on vertical water velocity estimates from streambed temperature time series [J]. *Water Resources Research*, 2010, 46 (1): 3473-3475.
- [35] LAUTZ L K. Observing temporal patterns of vertical flux through streambed sediments using time-series analysis of temperature records [J]. *Journal of Hydrology*, 2012, 464: 199-215.
- [36] RAU G C, CUTHBERT M O, MCCALLUM A M, et al. Assessing the accuracy of 1-D analytical heat tracing for estimating near-surface sediment thermal diffusivity and water flux under transient conditions [J]. *Journal of Geophysical Research Earth Surface*, 2015, 120 (8): 1551-1573.
- [37] 吴志伟, 宋汉周. 温度时序资料确定地下水流速解析模型灵敏度分析 [J]. *水科学进展*, 2013, 24 (6): 877-882. (WU Zhiwei, SONG Hanzhou. Sensitivity analysis of determining seepage velocity using temperature records [J]. *Advances in Water Science*, 2013, 24 (6): 877-882. (in Chinese))
- [38] IRVINE D J, CRANSWICK R H, SIMMONS C T, et al. The effect of streambed heterogeneity on groundwater-surface water exchange fluxes inferred from temperature time series [J]. *Water Resources Research*, 2015, 51 (1): 198-212.
- [39] BRIGGS M A, LAUTZ L K, MCKENZIE J M, et al. Using high-resolution distributed temperature sensing to quantify spatial and temporal variability in vertical hyporheic flux [J]. *Water Resources Research*, 2012, 48: W02527.
- [40] CUTHBERT M O, MACKAY R. Impacts of nonuniform flow on estimates of vertical streambed flux [J]. *Water Resources Research*, 2013, 49 (1): 19-28.
- [41] BRIGGS M A, LAUTZ L K, BUCKLEY S F, et al. Practical limitations on the use of diurnal temperature signals to quantify groundwater upwelling [J]. *Journal of Hydrology*, 2014, 519: 1739-1751.
- [42] IRVINE D J, BRIGGS M A, CARTWRIGHT I, et al. Improved vertical streambed flux estimation using multiple diurnal temperature methods in series [J]. *Groundwater*, 2017, 55 (1): 73-80.
- [43] GORDON R P, LAUTZ L K, BRIGGS M A, et al. Automated calculation of vertical pore-water flux from field temperature time series using the VFLUX method and computer program [J]. *Journal of Hydrology*, 2012, 420 (4): 142-158.
- [44] SWANSON T E, CARDENAS M B. Ex-Stream: a MATLAB program for calculating fluid flux through sediment-water interfaces based on steady and transient temperature profiles [J]. *Computers & Geosciences*, 2011, 37 (10): 1664-1669.
- [45] VANDERSTEEN G, SCHNEIDEWIND U, ANIBAS C, et al. Determining groundwater-surface water exchange from temperature-time series: combining a local polynomial method with a maximum likelihood estimator [J]. *Water Resources Research*, 2015, 51 (2): 922-939.
- [46] MUNZ M, SCHMIDT C. Estimation of vertical water fluxes from temperature time series by the inverse numerical computer program FLUX-BOT [J]. *Hydrological Processes*, 2017, 31 (15): 2713-2724.
- [47] YOUNG P C, PEDREGAL D J, TYCH W. Dynamic harmonic regression [J]. *Journal of Forecasting*, 1999, 18 (6): 369-394.

(下转第 84 页)