

同位素示踪剂在流域水文模拟中的应用

瞿思敏^{1,2,3}, 包为民^{1,2}, Jeffrey J. McDonnell³, 余钟波¹, 石 朋¹

(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. 河海大学水资源环境学院, 江苏 南京 210098;
3. Department of Forest Engineering, Oregon State University, Corvallis, Oregon, USA 97330)

摘要: 主要目的是通过对同位素在流域水文模拟应用中的一些假定、限制条件以及方法进行澄清和系统化, 从而促进同位素在流域水文模拟中一些新的研究方向和研究热点。主要从三个方面, 即同位素流量过程线分割、流域平均滞时与不同水源混合、与水文模型耦合, 讨论同位素示踪剂在流域水文模拟中的研究进展情况。同时指出了同位素在流域水文模拟中应用存在的一些主要问题, 包括: 降雨同位素含量的时空变化; 不同径流成分的采样; 径流输出同位素含量的空间变化; 流域平均滞时分布函数的确定; 水文同位素耦合模型。

关键词: 同位素; 流量过程线分割; 三水源; 流域平均滞时; 概念性水文模型

中图分类号: P338.9; G353.11 **文献标识码:** A **文章编号:** 1001-6791(2008)04-0587-10

流域水文规律研究, 在 20 世纪 70 年代末以来的近 30 年间几乎没有大的发展。突破流域概念性模型研究的关键是要突破建模所需的信息。目前建模所需的信息还十分缺乏, 所以只能停留在概念性模型的水平。虽然流域出口断面的流量过程包含了建模所需的所有信息, 但这信息过于综合, 对于建模来说难以充分利用。

关于建模信息利用问题, 目前有两种主要的解决方法。一种是数据挖掘技术。另一种是采用其他的辅助数据, 比如同位素示踪剂、化学示踪剂、地下水位观测、包气带中土壤含水量分布等等, 来检验模型结构, 进而对其进行修正, 使模型结构更合理, 能更好地解释流域上的水文现象, 同时也可以借助这些数据限定模型参数范围, 提高参数可识别性, 减少参数的不确定性。本文主要讨论第二种方法, 并侧重于同位素示踪剂在流域水文模拟中的应用。

由于稳定同位素 D 或¹⁸O 在水文过程中主要受混合影响以及因物理条件如蒸发、凝结等变化而构成同位素分馏影响, 且以不同水源的混合影响为主, 因而可用来示踪不同水源的径流成分。

随着同位素分析技术的提高与质谱仪价格的下降, 同位素在水文学中的应用也越来越广泛, 主要集中在大气降水^[1~9], 河水, 地下水中稳定同位素变化趋势^[10], 同位素与气候关系^[11], 利用同位素分析了解地下水年龄、补给来源, 地下水资源评价^[12~17], 地表水与地下水相互交换^[18,19], 流量过程线分割^[20~27], 流域产流方式论证及水循环机理研究^[28~30], 流域坡面水流示踪研究^[31~36], 水库大坝渗漏等方面。

本文主要从三个方面: 同位素流量过程线分割、流域平均滞时与不同水源混合、与水文模型耦合, 讨论同位素示踪剂在流域水文模拟中的进展情况以及存在的问题, 并展望今后可能的研究方向和新的研究热点问题。

收稿日期: 2007-04-09

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (50679024); 水利部公益性行业科研专项经费 (200701031); 教育部长江学者和创新团队发展计划资助 (IRT0717); 河海大学自然科学基金 (2007418911)

作者简介: 瞿思敏 (1977 -), 女, 湖北监利人, 副教授, 主要从事水文水资源、水环境及同位素水文等研究。

E-mail: wanily @hhu. edu. cn

1 同位素示踪剂在流域水文模拟中的应用

1.1 同位素流量过程线分割

关于同位素流量过程线分割,目前国际上比较认可的有三种划分方法^[20]:

第一类为时间源划分方法,将径流划分为事件水和事件前水,有的文章中也称新水和旧水,含义一样。事件水一般由降雨产生,而事件前水指降雨事件前已经储存在土壤中的水分。

第二类是按产流机制的划分方法,一般将径流分为霍顿坡面径流,变源坡面径流或饱和坡面径流,壤中流,地下径流,栖息饱和径流等等。后来改进的三水源流量过程线划分方法^[23~26],四水源划分方法^[37]都属于这类划分方法。

第三类是地理源划分方法,它是根据水流到达河道之前地理位置的不同来划分,比如之前是存储在饱和带还是包气带。最典型的是目标成分混合分析法^[27,38]。

时间源划分方法仅提供事件水与事件前水的比例。对于流域水文模拟真正有意义的应该是产流机制划分方法。如果能找到产流成分与时间源成分之间的关系,就能更好地利用同位素数据。

1.1.1 时间源划分方法

时间源划分方法,也就是通常所说的二水源流量过程线划分方法。

(1) 基本假定^[20]

地下水和基流是相等的,并且同位素组成不变;

降雨或融雪可用一个单一的同位素组成表示(即可用常数表示),或者可以预测其变化;

降雨与降雨之前的水分的同位素组成差异很大;

土壤水对流量过程线的贡献可以忽略,或者其同位素组成与地下水相同;

地表储蓄量对流量过程线的贡献可以忽略。

(2) 基本方程

主要由质量平衡方程和浓度平衡方程组成,即

$$Q_t = Q_{pe} + Q_e \quad (1)$$

$$C_t Q_t = C_{pe} Q_{pe} + C_e Q_e \quad (2)$$

式中 Q_t 为总流量; Q_e 、 Q_{pe} 分别为事件水和事件前水; 其相应的同位素浓度(用某种同位素表示,比如¹⁸O)分别为 C_t 、 C_e 、 C_{pe} 。因为质谱仪测定的是 δ 值,所以国外在应用式(2)时一般采用下面的形式:

$$\delta_t Q_t = \delta_{pe} Q_{pe} + \delta_e Q_e \quad (3)$$

联解式(1)、式(3),可得

$$Q_{pe} = \frac{\delta_t - \delta_e}{\delta_{pe} - \delta_e} Q_t, \quad Q_e = \frac{\delta_t - \delta_{pe}}{\delta_e - \delta_{pe}} Q_t \quad (4)$$

(3) 基本结论

在不同流域面积、不同植被覆盖、不同地质条件的流域上所作的二水源同位素流量过程线分割实验结果均表明,事件前水对流量过程线的贡献高达50%以上。这些研究结果进一步肯定了壤中流的产流机制,挑战了传统的霍顿坡面产流机制。同时,这些结果也存在不少问题,值得进一步研究。

(4) 存在问题

国外在应用式(3)时,一般假定 δ_e 等于本次降雨中的同位素含量 δ_p , 但是 Q_e 不一定都来自降雨。顾慰祖在滁州水文实验基地做的实验结果表明^[39]: Q_e 与降雨的同位素含量是不同的, Q_e 中非本次降雨贡献在0~50.5%之间变化。

不考虑 δ_p 的时空变化。实际上,降雨中环境同位素组成除受降雨成因有关的因素包括气团源地、运行路径等影响外,还明显受气温、地形等条件影响,时空变化很大。McDonnell et al^[22]在新西兰 Genda 2 流域对

同一次降雨事件采用不同的加权计算方法来计算 p 。结果发现, 在过程线的涨洪段, 与考虑 p 时程变化的方法相比, 传统的方法会低估事件前水的贡献。Tayoko^[40]在日本森林流域做的类似研究也表明, 是否考虑 p 的时程变化, 将会给计算结果带来 5%~10% 的偏差。

流域地下径流中的¹⁸O 在降雨径流过程中, 有很大的时程变化, 只有在枯季径流条件下其空间和时程变化才比较小。同样, 在流量过程线划分中将其作为常数也是不合理的。

忽略壤中流的影响也是不合理的, 很多实验表明, 壤中流对流量过程线的贡献是不可忽略的^[41], 否则将造成不合理的结果。

上述的大部分同位素流量过程线分割实验都是在比较湿润的森林流域进行的(年降水量 1 000~1 300 mm)。在湿润地区, 壤中流比较丰富, 所以事件前水(包含壤中流)占的比例比较大, 但是在干旱地区, 缺水量大, 壤中流比较贫乏, 应该还是霍顿坡面径流占主要地位, 划分结果又会是怎样呢?

国内外在应用划分方程时都是用 D 值代替浓度。同位素分馏有时造成的差别本来就不是很大, 这样的简化是否合适?

1.1.2 产流机制划分方法

以三水源(三种水源定义为直接降雨, 土壤水和地下水)同位素流量过程线分割为例进行分析。关于土壤水对径流形成的贡献的研究由来已久, 但是一直是水文界难于理解的方面。20 世纪 70 年代同位素流量过程线划分的研究, 把流量过程线划分为事件水和事件前水, 把土壤水和地下水混在一起称为事件前水, 但是把两者分开进行研究的并不多见, 一定程度上掩盖了每种成分单独的重要性。80 年代在 Pennsylvania 西南部 Laurel Hill 做的研究表明^[42], 只有土壤水作为主要输入才能解释观测到的溶解的铝的水平。由此, 开展了一系列关于三水源同位素流量过程线分割的实验研究^[23~26]。

(1) 基本方程

$$Q_t = Q_s + Q_i + Q_g \quad (5)$$

$$Q_t D_t = Q_s D_s + Q_i D_i + Q_g D_g \quad (6)$$

$$Q_t {}^{18}O_t = Q_s {}^{18}O_s + Q_i {}^{18}O_i + Q_g {}^{18}O_g \quad (7)$$

式中 D 、 ${}^{18}O$ 分别为 D 和¹⁸O 示踪剂的同位素含量; 下标 t 、 s 、 i 、 g 分别代表总流量、直接降雨、土壤水、地下水。将上面的式子写成向量形式:

$$\begin{bmatrix} Q_s \\ Q_i \\ Q_g \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ D_s & D_i & D_g \\ {}^{18}O_s & {}^{18}O_i & {}^{18}O_g \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} 1 \\ D_t \\ {}^{18}O_t \end{bmatrix} Q_t \quad (8)$$

将上式两边同除 Q_t , 可得:

$$\begin{bmatrix} Q_s/Q_t \\ Q_i/Q_t \\ Q_g/Q_t \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ D_s & D_i & D_g \\ {}^{18}O_s & {}^{18}O_i & {}^{18}O_g \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} 1 \\ D_t \\ {}^{18}O_t \end{bmatrix} \quad (9)$$

令:

$$A = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ D_s & D_i & D_g \\ {}^{18}O_s & {}^{18}O_i & {}^{18}O_g \end{bmatrix}, B = \begin{bmatrix} 1 \\ D_t \\ {}^{18}O_t \end{bmatrix}, x = \begin{bmatrix} Q_s/Q_t \\ Q_i/Q_t \\ Q_g/Q_t \end{bmatrix}$$

则: $x = A^{-1}B$ (10)

式中 x 为各种水源所占比例的矩阵。

(2) 存在问题

三水源对二水源中存在的问题(4)进行了改进, 但是仍然没有考虑 p 的时空变化, 以及壤中流与地下径流

同位素含量的时空变化。同时也带来了新的问题：如何测定这些径流成分？如何收集不同径流成分样品进行同位素分析？在小的实验流域上也许可以挖不同深度的壕沟进行观测，但是在大的天然流域又该如何来观测呢？

1.2 流域平均滞时与不同水源混合

关于流域洪水预报，已经有了很多比较成熟的水文模型，并且也都能获得比较高的精度。但是越来越突出的环境问题，比如酸雨沉积问题，污染物的运移问题，还有非点源污染问题，要求我们不仅关注河道流量，同时也要了解流域的一些内部过程，比如降雨是如何产生径流的，降雨降落到地面，停留多长时间流出流域，选择怎样的路径流出流域等等。

流域滞时是流域特性的一个基本描述符，它可以揭示关于水的存储，水流路径和水流来源各方面的信息，它是水流路径空间变异性的一个综合指标，并且与流域的一些内在过程密切相关^[43]。流域滞时的分布能很好地描述流域是如何储存水份然后释放水流和溶质这个复杂的过程。比如，比较长的流域滞时说明壤中流的储存量比较大，也说明水流跟土壤有比较长的接触时间，也意味着在降雨输入通过流域作用最后达到出口断面的过程中水流有更多的时间进行生物地质化学反应。所以，如果能定量地描述流域平均滞时和流域滞时分布，就能很好地了解水文生物地质化学系统，也因此可以研究流域对人为输入和土地利用的敏感性。

流域滞时的分布虽然很重要，但是除了在一些能严格控制输入的实验基地外，我们很难用实验来精确测量，所以一般的做法是采用一些集总参数模型来描述流域滞时的分布。目前关于流域平均滞时的研究主要是根据同位素输入与系统响应函数(也称权函数)进行卷积，求出系统的同位素输出，然后对比模拟与实测的同位素输出，调整系统响应函数使拟合效果达到最佳。

流域滞时分布最基本的方程为

$$out(t) = \int_0^t g(\tau) in(t-\tau) d\tau \quad (11)$$

式中 $out(t)$ 为流域的同位素输出； $in(t-\tau)$ 为流域的同位素输入； $g(\tau)$ 为流域响应函数，也就是流域滞时分布， τ 表示输入与输出的滞时。

因为无法精确测量流域滞时分布，所以我们只能假定一些分布去模拟，常用的分布有活塞流模型^[44]、指数模型^[44]、指数-活塞流模型^[44]、Gamma 分布模型^[45]、两平行线性水库模型^[43]等等。

1.2.1 活塞流模型

活塞流模型是最简单的模型，它假定所有的水流路径速度都相同，并且水流长度也一样，这在实际流域是不可能的。它的分布函数为

$$g(\tau) = \delta(\tau - T) \quad (12)$$

式中 T 为流域平均滞时。

1.2.2 指数模型

指数模型假定流域滞时呈指数分布，范围从 0 到 ∞ 。这个模型最初用于地下含水层的模拟，它反应的是一个完全混合的系统。一般用在跟整个流域滞时相比，非饱和带厚度比较短，滞时可以忽略的流域。它的分布函数为

$$g(\tau) = T^{-1} \exp(-\tau/T) \quad (13)$$

式中 T 为流域平均滞时。

1.2.3 指数-活塞流模型

一般来说，用一个单参数模型来模拟实际系统是不现实的，所以我们采用两参数模型来模拟。指数-活塞流模型假定含水层由两部分组成，一部分滞时呈指数分布，另一部分滞时分布与活塞流模型类似，分布函数形式为：

$$g(\tau) = \frac{1}{T} \exp\left(-\frac{\tau}{T} + \ln(1-\alpha)\right) \dots \text{for } \tau < T(1-\alpha^{-1}) \quad , \quad g(\tau) = 0 \dots \text{for } \tau > T(1-\alpha^{-1}) \quad (14)$$

