

第 14 章 TOPMODEL

14.1 概述

TOPMODEL (TOPgraphy based hydrological MODEL) 作为一个以地形为基础的半分布式流域水文模型, 自 Beven 和 Kirkby (1979) 提出以来, 已在水文领域获得了广泛的应用 (Beven *et al.*, 1983; 1984; 1995; 2001; Beven, 1989; 1997; Ambroise *et al.*, 1996; Franchini *et al.*, 1996; Duan *et al.*, 1997; Xiong, 2000; 郭方等, 2000; 夏军, 2002; 熊立华等, 2002; 2004; 胡彩虹等, 2005; 彭定志, 2005)。其主要是利用地貌指数来反映流域水文现象, 特别是径流运动的分布规律。模型结构简单, 优选参数相对较少。

流域水文过程是一种动态的、非均匀的复杂现象。水文模型所描述的水文过程常常是经过一系列简化得到的。TOPMODEL 模型所描述的单元网格水分运动过程见图 14-1。降水满足冠层截留、填洼和植物截留以后, 下渗进入土壤非饱和层。非饱和层又分为根带蓄水层和非活性含水层。入渗的降水直接对根带蓄水层进行补偿, 达到饱和后 (满足田间持水量) 多余的水分才进入下一层土壤。同时, 贮存在该层土壤中的水分以一定的速率蒸散发, 直到这一层枯竭为止。在过渡带含水层中, 只有一部分水分通过大孔隙直接进入饱和地下水层, 所以入渗没有马上引起地下水位抬升至地表面。只有这一层中的含水量满足重力排水含水量, 即土壤中的水都变成自由水完全在重力的作用下流动时, 由于垂直排水及流域内的侧向水分运动, 一部分面积地下水位抬升至地表面成为饱和面。产流发生在这种饱和地表面积或者叫做源面积上 (夏军, 2002; 熊立华等, 2004), 如图 14-2 所示。饱和地表面积上形成的径流有两种方式: 饱和坡面流和壤中流。饱和坡面流是在土壤水力传导性差、坡面平缓、坡形辐合的饱和坡面上形成的。壤中流是在饱和层的土壤中形成的。在整个计算过程中, 源面积是不断变化的, 所以也称变动产流面积模型。TOPMODEL 主要通过流域含水量 (或缺水量) 来确定源面积的大小。而含水量的大小可由地貌指数计算, 因此 TOPMODEL 被称为以地形为基础的流域水文模型。

14.2 TOPMODEL 基本结构

TOPMODEL 物理概念示意可以用图 14-3 表示。其中: S_{rz} 表示植被根系区, S_{uz} 表示土壤非饱和区; z_i 表示饱和地下水水面距流域土壤表面的深度 (也叫缺水深度); Q_v 表示土壤非饱和区中的水分垂直进入饱和地下水带的速率; Q_b 表示壤中流; Q_s 表示饱和坡面流; Q 表示流域总径流, 它是 Q_b 与 Q_s 之和。

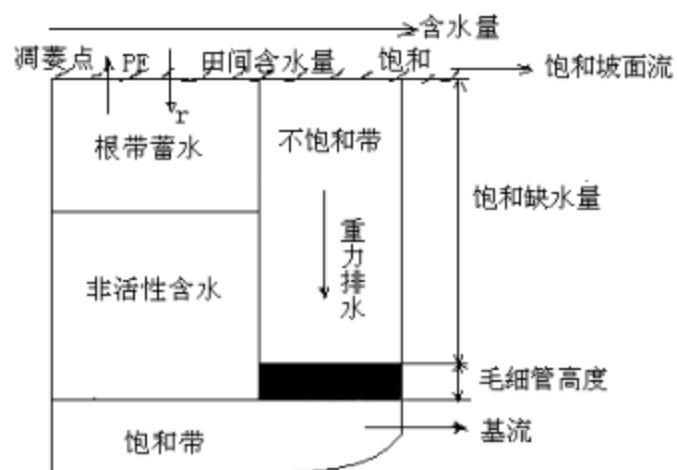


图 14-1 单元网格水分运动示意图

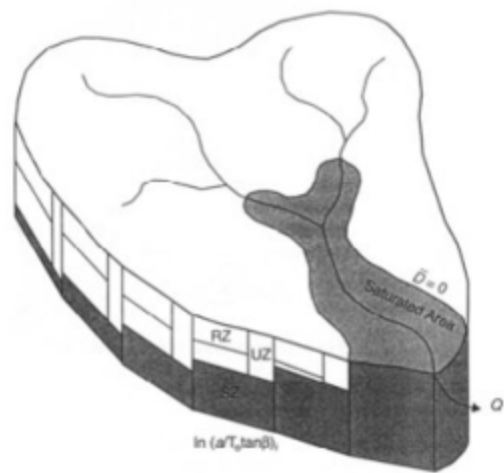


图 14-2 源面积发展过程示意图

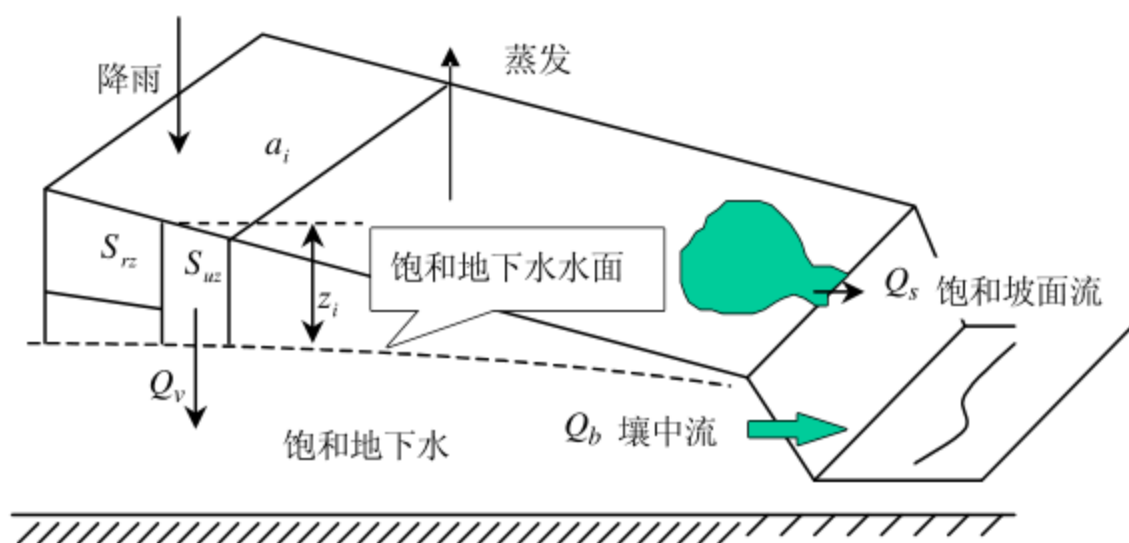


图 14-3 TOPMODEL 物理概念示意图

14.2.1 蒸发

流域内任何一点处 i ，实际蒸发量 E_a 发生在植被根系区，计算如下：

$$E_{a,i} = E_p \left(1 - \frac{S_{rz,i}}{S_{rmax,i}} \right) \quad (14-1)$$

式中： $S_{rz,i}$ 是在点 i 处植被根系区缺水量， $S_{rmax,i}$ 是根系区最大容水量， E_p 是蒸发能力。 E_p 可由流域观测站的实际水面蒸发代替。

14.2.2 产流

TOPMODEL 主要引入 3 个假设：第 1 个假设是壤中流始终处于稳定状态，即任何地方的单位过水宽度的壤中流速率 q_i 等于上游来水量，即

$$q_i = R \cdot a_i \quad (14-2)$$

其中, R 是流域产流速率, 假定在全流域均匀分布, a_i 是单宽集水面积。

第 2 个假设就是饱和地下水的水力坡度由地表局部坡度 $\tan \beta$ 来近似。根据达西定律, 壤中流速率 q_i 又可表示为

$$q_i = T_i \tan \beta_i \quad (14-3)$$

其中, T_i 表示 i 点处的导水率。

第 3 个假设导水率是饱和地下水水面深度的负指数函数, 即:

$$T_i = T_0 \exp(-z_i / S_{zm}) \quad (14-4)$$

其中, T_0 是饱和导水率, 并认为在全流域是均匀分布的。

由式 (14-2)、式 (14-3) 和式 (14-4), 解出:

$$z_i = \bar{z} - S_{zm} \cdot \left[\ln\left(\frac{a_i}{\tan \beta_i}\right) - \lambda^* \right] \quad (14-5)$$

其中, $\lambda^* = \frac{1}{A} \int_A \ln\left(\frac{a_i}{\tan \beta_i}\right) dA$, A 为流域面积, \bar{z} 为流域平均地下水面深度。如果 z_i 为负值, 则

饱和地下水将渗出地面, 形成饱和坡面流。

Beven (1979) 认为式 (14-5) 中流域内地貌指数 $\ln(a / \tan \beta)$ 值相等的任何两点具有水文相似性。因此, 流域空间点的具体位置不再重要, 最重要的是该点的地貌指数值, 地貌指数的分布曲线是计算的关键。

非饱和区的水分以一定速率垂直进入饱和地下水带, 下渗率 $q_{v,i}$ 计算如下:

$$q_{v,i} = \frac{S_{uz,i}}{SD_i \cdot t_d} \quad (14-6)$$

其中, $S_{uz,i}$ 表示在点 i 处的非饱和区土壤含水量, SD_i 表示非饱和层土壤的蓄水能力, 通常等同于地下水表面距流域地表深度 z_i , t_d 是时间参数。整个流域的总下渗率 Q_v 由下式计算:

$$Q_v = \sum_i q_{v,i} \cdot A_i \quad (14-7)$$

其中, A_i 表示位置不同但地貌指数值都等于同一个值的各处地表的面积之和, 由地貌指数在全流域的分布来决定。

壤中流的计算如下:

$$Q_b = AT_0 \exp(-\lambda^*) \exp(-\bar{z} / S_{zm}) = Q_0 \exp(-\bar{z} / S_{zm}) \quad (14-8)$$

其中, $Q_0 = AT_0 \exp(-\lambda^*)$ 。

流域平均饱和地下水水面深度 \bar{z} 的计算公式为:

$$\bar{z}^{t+1} = \bar{z}^t - \frac{(Q_v^t - Q_b^t)}{A} \Delta t \quad (14-9)$$

初始平均饱和地下水水面深度 \bar{z}^1 的计算为:

$$\bar{z}^1 = -S_{zm} \cdot \ln(Q_b^1 / Q_0) \quad (14-10)$$

其中, Q_b^1 为流域初始壤中流。

14.3 改进的 TOPMODEL 及其功能

Beven 和 Kirkby (1979) 提出的 TOPMODEL 汇流计算主要应用坡面径流滞时函数和河道演算函数。其河道演算采用河道平均洪峰波速的方法来考虑, 与总出流为非线性关系。该方法是对运动波河道洪水演算的近似, 而实际运用中常采用简单的常波速洪水演算方法 (夏军, 2002)。

与原 TOPMODEL 汇流计算不同, 这里汇流计算主要采用了线性水库和单位线的方法。汇流计算主要分为地面径流和地下径流两个部分。地面径流计算采用单位线法, 其计算如下:

$$Q_s(t) = \sum_{i=1}^m R_s(i) h(\Delta t, t-i+1) \quad (14-11)$$

其中, $i = 1, 2, 3, \dots, m$ 为净雨时段数, $R_s(i)$ 为地面净雨深, $h(\Delta t, t-i+1)$ 为时段为 Δt 的时段单位线。通过下面的式子时段单位线可以转化为 Nash 瞬时单位线:

$$u(\Delta t, t) = \frac{3.6\Delta t}{A} h(\Delta t, t) \quad (14-12)$$

另外, Nash 瞬时单位线的数学表达式为:

$$u(0, t) = \frac{1}{k\Gamma(n)} \left(\frac{t}{k}\right)^{n-1} e^{-\frac{t}{k}} \quad (14-13)$$

其中, k 为线性水库的蓄泄系数, n 为线性水库的个数, Γ 为伽玛函数。

地下径流计算为:

$$Q_b(t) = K_b Q_b(t-1) + \frac{(1-K_b)R_b(t)A}{3.6\Delta t} \quad (14-14)$$

其中, K_b 为地下径流消退系数, $R_b(t)$ 为地下净雨深。

最后, 总出流过程为地面径流过程与地下径流过程之和, 即:

$$Q(t) = Q_s(t) + Q_b(t) \quad (14-15)$$

综上所述, 通过应用与原 TOPMODEL 产汇流中不同的计算方法, 改进的 TOPMODEL 主要的参数有: 产流部分蓄满产流方式的根系区最大蓄水容量 $S_{r\max}$, 饱和导水率 T_0 , 时间参数 t_d , 非饱和区最大蓄水深度 S_{zm} , 初始壤中流 Q_b^1 , 植被根系区初始缺水量 SR_0 ; 汇流部分的参数为线性水库的蓄泄系数 k , 线性水库的个数 n 和地下径流消退系数 K_b 。改进的 TOPMODEL 计算流程图如图 14-4 所示。

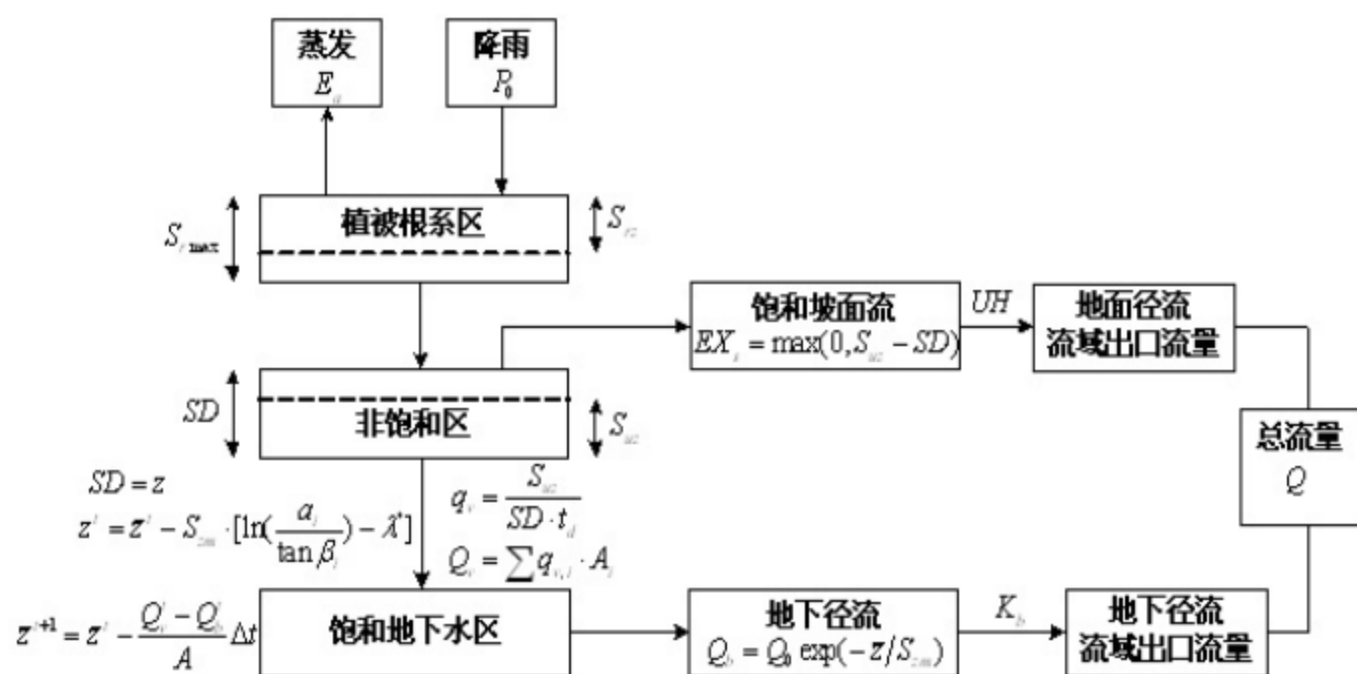


图 14-4 改进的 TOPMODEL 的计算流程图

14.4 GIS 技术在 TOPMODEL 中的应用

TOPMODEL 中流域地貌指数 $\ln(a / \tan \beta)$ 的计算将流域 DEM（即地形）与流域水文特性有机地联系起来, 也使 GIS 在水文模型中得到了广泛的应用。

14.4.1 基于 DEM 流域地貌指数提取

近年来的研究表明, 由 DEM 自动提取水系和子流域特征代表着流域参数化方便而迅速的一种途径 (Martz *et al.*, 1992)。

在 DEM 中, 流域平面坐标一般用方格栅格的个数来度量。若平面栅格尺寸记为 $\Delta l \times \Delta l$, 则平面坐标 (x, y) 可用栅格个数 (i, j) 来代替, 即 $x = i \cdot \Delta l$ 和 $y = j \cdot \Delta l$ 。其中 $i = 1, 2, 3, \dots, NX$, 表示 x 方向栅格个数, 最大为 NX 。 $j = 1, 2, 3, \dots, NY$, 表示 y 方向栅格个数, 最大为 NY 。如图 14-5