



# 流域湿地水文调蓄功能定量评估

吴燕锋<sup>1,2</sup>, 章光新<sup>1\*</sup>, Alain N. ROUSSEAU<sup>3</sup>

1. 中国科学院东北地理与农业生态研究所, 长春 130102;

2. 中国科学院大学, 北京 100049;

3. INRS-ETE/Institut National de la Recherche Scientifique-Eau Terre Environnement, Quebec G1K 9A9, Canada

\* 通讯作者, E-mail: zhgx@iga.ac.cn

收稿日期: 2018-11-27; 收修改稿日期: 2019-03-29; 接受日期: 2019-05-31; 网络版发表日期: 2019-08-23

国家重点研发计划项目(编号: 2017YFC0406003)、国家自然科学基金项目(批准号: 41877160)和中国科学院特色所项目(编号: IGA-135-05)资助

**摘要** 湿地水文调蓄功能是湿地生态系统服务功能的重要组成部分, 开展定量评估对湿地生态功能评价具有重要的理论意义和应用价值. 文章基于耦合湿地模块的PHYSITEL/HYDROTEL模型平台, 构建了流域湿地生态水文模型, 模拟了有/无湿地情景下多布库尔河流域水文过程, 定量评估了湿地削减洪峰和维持基流的水文功能. 研究表明, 多布库尔河流域湿地具有显著的径流调节能力, 体现在对总径流的削弱作用和对径流机制(流量、频率、历时和发生时间等)的改变作用. 湿地对快径流的影响具有明显的日、月和年时间尺度效应, 尤其在洪峰期间和汛期对快径流的削减作用最明显, 对快径流多年平均的削减作用为5.89%; 而对日、月和年基流的影响较弱, 对基流多年平均的维持作用为0.83%; 湿地对总径流、快径流和基流的影响效应(削弱或增强)和强度有明显的月、季节和年尺度变化特征, 但总体上发挥着削减洪峰和维持基流的功效. 研究结果从发挥湿地水文功能的视角为流域湿地恢复保护与水资源综合管控提供科学依据和新的思路.

**关键词** 湿地模块, 水文过程模拟, 削减洪峰, 维持基流, 湿地水文功能

## 1 引言

湿地与森林、海洋并称为全球三大生态系统, 是自然生态空间的重要组成部分, 具有涵养水源、调蓄洪水、维持基流和补充地下水等水文功能, 在维系流域或区域水量平衡和蓄洪防旱等方面发挥着不可替代的作用, 支撑人类的经济社会和生存环境的可持续发展(章光新等, 2018). 然而, 由于人类活动和气候变化的共同作用, 导致流域湿地面积萎缩、水文功能下降乃至丧失的严重问题, 极大影响和改变了流域水文过

程及水量平衡, 增加了水旱灾害的强度和风险, 危及流域水安全与生态安全, 引起了国际社会和专家学者的普遍关注和高度重视(章光新等, 2008; 宫鹏等, 2010; 董李勤和章光新, 2011; 牛振国等, 2012; Ramsar Convention on Wetlands, 2018; Davidson等, 2018). 因此, 亟需科学认识和理解湿地变化的流域水文效应机制, 定量评估流域尺度湿地水文功能的大小, 对流域湿地恢复保护、水资源综合管控与应对气候变化具有极其重要意义.

流域尺度上, 湿地通过地表径流、近地表径流、

中文引用格式: 吴燕锋, 章光新, Rousseau A N. 2020. 流域湿地水文调蓄功能定量评估. 中国科学: 地球科学, 50: 281–294, doi: 10.1360/N072018-00314

英文引用格式: Wu Y, Zhang G, Rousseau A N. 2020. Quantitative assessment on watershed-scale hydrological services of wetlands. Science China Earth Sciences, 63: 279–291, <https://doi.org/10.1007/s11430-018-9372-9>

地下径流等方式与河川径流、湖泊以及其他水体等地表水系统连通,发挥其水文调节和净化水质等功能,一方面影响湿地生物多样性和分布以及湿地生态格局;另一方面以水为媒介影响流域下游的水文过程和生态过程(Brooks等, 2011; Golden等, 2014; 崔保山等, 2016)。学者们往往基于有/无湿地情景下流域水文过程的模拟,或统计分析实测水文要素(水量、水质和水动力等),从流域水量平衡要素(径流量、基流量、潜在蒸散发、地表径流和地下水补给量等)、洪水特征(洪峰流量和洪水频率等)、河道水动力参数和水质指标等角度定量评估湿地水文功能(吴燕锋和章光新, 2018)。Walters和Babbar-Sebens(2016)在Eagle Creek流域模拟研究表明,仅占流域面积1.5%的湿地,对流域总径流的最大调蓄能力可达29%,可减少洪峰流量 $20\sim 60\text{m}^3\text{s}^{-1}$ 。Ahmed(2017)发现Black Creek流域湿地的水文调蓄能力引起地表径流减少21%、基流和地下水交换量均增加15%。孤立湿地和河滨湿地作为流域湿地重要组成部分,两者共同发挥水文功能,影响并改变着流域水文过程,已成为近年来学者们关注的焦点之一(Liu等, 2008; Fossey等, 2015, 2016; Fossey和Rousseau, 2016; Blanchette等, 2019)。孤立湿地是指具有或少有永久性水面,与河流无地表连通性或连通性较差的湿地,其水文状况受地下水位影响很大,且蒸散发、降水量和湿地自身特性影响地下水位变化;河滨湿地是指临近河流遭受洪水周期性淹没的湿地,其水文状况主要取决于河流的影响程度和地下水状况(吴燕锋和章光新, 2018)。Yeo等(2018a)在Greensboro流域模拟研究表明,孤立湿地通过影响流域蒸散发和蓄水量影响流域水量平衡,并作用于流域产流和河道汇流过程进而影响流域径流量。

评估湿地水文功能的方法主要有原位观测法、室内控制实验法和数值模拟法(Bullock和Acreman, 2003; Golden等, 2014; Kadykalo和Findlay, 2016)。通过原位监测或室内控制实验,揭示湿地水质净化(李红艳等, 2012)、土壤蓄水(唐素贤等, 2016; 刘兴土, 2007)和湿地对河道水位的影响(Cowley等, 2018)等水文功能,可为湿地恢复保护提供借鉴与指导。然而,由于室内控制实验法往往用于获取湿地生态参数和水文参数并应用于流域水文模型;原位观测法往往局限在单个湿地或者区域尺度湿地的研究,无法刻画整个流域尺度所有湿地或不同湿地类型的水文过程,在流域湿地水文功

能定量评价研究中略显不足,水文模型成为评价流域湿地水文功能的有效工具。学者们主要基于流域水文模型、水动力模型或生态模型,增加或者修改相应的湿地模块,应用于流域水文过程以及湿地生态水文过程模拟与分析研究,进而定量评价湿地水文功能(Golden等, 2014; McLaughlin等, 2014; Evenson等, 2015, 2016; Golden等, 2016; 吴燕锋和章光新, 2018)。基于改进的SWAT模型(Wang等, 2008; Liu等, 2008; Lee等, 2018)、PHYSITEL/HYDROTEL模型平台(Fossey等, 2015, 2016; Fossey和Rousseau, 2016; Blanchette等, 2019)和TOPMODELMO模型(Gao等, 2016)等,学者们主要从湿地(多集中于孤立湿地的研究)对洪峰流量、极端高流量和低流量(如年最大流量及年连续7日和30日最大或最小流量等)以及总径流的影响等角度揭示湿地的削减洪峰和维持基流的功能。然而,在特定情景下,湿地有可能发挥着增强洪水而非削减洪水的作用(Acreman和Holden, 2013),甚至对低流量发挥着削弱而非维持的作用(Fossey等, 2015; Kadykalo和Findlay, 2016)。这是由于研究目标不同,研究内容往往局限于湿地对特定径流要素的影响(如洪峰流量或极端高流量或低流量等),而忽视了湿地水文功能的多时间尺度效应及其强度变化,缺乏从径流机制、径流成分和特定水文极端事件等角度综合分析湿地的水文调蓄能力及其变化特征。

综上所述,目前国际上有关湿地变化的流域水文效应及其功能定量评估是湿地生态水文学研究的热点,尤其有关湿地对径流机制的影响及其时间尺度效应、湿地对快径流尤其洪水过程的影响定量评估的研究更少,亟待于进一步研究和探索。为此,选择嫩江上游右岸的多布库尔河流域,开展有/无湿地情景下流域水文过程模拟,定量揭示湿地径流调节机制和评估湿地削减洪峰、维持基流等水文功能,旨在为流域湿地保护规划与恢复重建和水资源综合管理提供科学依据和决策支持。

## 2 研究区概况

多布库尔河是嫩江一级支流,发源于内蒙古自治区鄂伦春自治旗东北部的古里乡伊勒呼里山南侧,河长329km,流域面积 $5760\text{km}^2$ ,河宽 $40\sim 80\text{m}$ ,深 $1\sim 3\text{m}$ ,平均比降0.9‰,多年平均流量 $39.1\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ,年均径流量

为10.4亿 $m^3$ , 自然落差639m. 自西北向东南, 流经松岭区, 在鄂伦春自治旗古里乡兴牧屯东南注入嫩江. 多布库尔河有北多布库尔河、西多布库尔河、乌鲁卡河、大海拉义河等16条主要支流. 多布库尔河流域属寒温带大陆性季风气候区, 气候湿润, 夏冬多雨. 夏季受太平洋高压控制, 多有东南季风经过, 湿润温凉; 冬季受蒙古冷高压控制, 多来自高纬度的西北风, 寒冷干燥. 2001~2017年, 平均降水量为416~636mm, 夏季降水较多, 多集中在7~10月; 年平均气温为 $-0.07\sim 5.02^{\circ}C$ , 其中2月份气温最低, 研究时段2月份平均气温和最低气温分别为 $-21.62$ 和 $-28.59^{\circ}C$ ; 7月份气温最高, 平均气温和平均最高气温分别为 $20.77$ 和 $26.70^{\circ}C$ . 多布库尔河流域为冻土带, 自上游向下游依次分布有大片多年冻土、岛状多年冻土和稀疏岛状多年冻土(孙菊等, 2010). 该流域主要土地利用类型为森林, 占流域面积的63.11%, 其次为湿地和草地, 分别占流域面积的18.25%和16.85%, 农田和城镇用地占流域面积较小, 人类活动干扰较弱. 流域地理位置、土地利用和土壤质地类型见图1.

### 3 数据来源与模型构建

#### 3.1 数据来源与处理

研究采用的数据包括观测的气象和水文数据、湿地分布图、土地利用和土壤质地类型分布图、矢量化河网水系和数字高程(DEM)等数据. 气象数据为多布库尔河流域内及其周边共10个气象站的逐日气温和降水等数据(图1a); 其中, 阿里河、乌拉库、壮志、松岭、公路和古里为雨量站, 数据来自于嫩江尼尔基水利电有限责任公司, 其他的4个邻近的国家气象站数据来源于国家气象信息中心(<http://data.cma.cn>). 土地利用分布图年份为2015年, 分辨率为30m, 数据来源于中国科学院资源环境科学数据中心(<http://www.resdc.cn>). 湿地分布原始数据采用中国科学院东北地理与农业生态研究所中国湿地科学数据库(<http://www.marsh.csdb.cn/index.html>)提供的2015年的30m分辨率的湿地分布图. 本研究将2015年的湿地分布图与2015年土地利用分类图叠加, 生成叠加湿地的土地利用类型分布图(图1b). 土壤质地类型空间分布数据来自于寒区旱区科学数据中心(<http://westdc.westgis.ac.cn>)的世界土壤数据库(HWSD)的中国土壤数据集

(v1.1), 该流域共6类土壤质地类型(图1c). DEM数据原始数据分辨率为30m, 来源于地理空间数据云(<http://www.gscloud.cn/>). 本研究采用多布库尔河流域控制水文站——古里水文站2010~2017年逐日径流数据开展模型的拟合和验证.

#### 3.2 耦合湿地模块的流域生态水文模型构建

PHYSITEL/HYDROTEL水文模型平台主要包括PHYSITEL平台和HYDROTEL分布式水文模型(Fortin等, 2001; Bouda等, 2014). 其中, PHYSITEL是一个兼有GIS功能的数据处理平台, 可以基于DEM、矢量化河网、土地利用类型(叠加湿地分布图)和土壤质地类型数据获取详细的子流域和水文响应单元(RHHU), 并生成孤立湿地和河滨湿地模块的参数及两种湿地类型的汇水区等数据; 然后, PHYSITEL可以将流域所有的河网、水系、水文响应单元等水文参数及湿地参数等数据直接导出, 从而作为HYDROTEL的部分输入数据. HYDROTEL为一个分布式水文模型, 该模型主要有七个模块组成, 分别为气象数据插值模块、积雪模块、冻土模块、蒸散发模块、垂向水量收支平衡模块、陆面产汇流模块、河道径流模块和湿地模块. HYDROTEL需要湿地特征数据、土地覆盖类型分类图、土壤质地类型图、气象数据(逐日气温和降水等)以及不同河段控制水文站的逐日径流数据(用于模型拟合和验证)作为输入, 可以开展小时和日尺度的拟合、验证和模拟研究(Turcotte等, 2007; Fortin等, 2001).

在流域湿地水文模拟研究中, 学者们往往采用湿地与河网水系的连通性来判断湿地是否孤立, 并进一步划分孤立湿地和河滨湿地, 开展流域尺度孤立湿地和河滨湿地水文过程及流域水文过程的模拟(Brooks等, 2011; Golden等, 2014; Yeo等, 2018a, 2018b). 基于土地利用类型分布图、河网水系和DEM数据, PHYSITEL平台首先从土地类型中识别出湿地, 然后基于连通度阈值(湿地汇水区内与河流连通的像素单元占总汇水区像素单元的比例)划分孤立湿地和河滨湿地(Fossey等, 2015, 2016; Fossey和Rousseau, 2016). Fossey等(2015)经过大量研究和野外验证, 认为将连通度阈值设置为1%能较为准确地反映实际孤立湿地和河滨湿地的分布状况. 因此, 本研究设定连通度阈值为1%, 即在湿地汇水区内, 如果与河网连通的像素单元

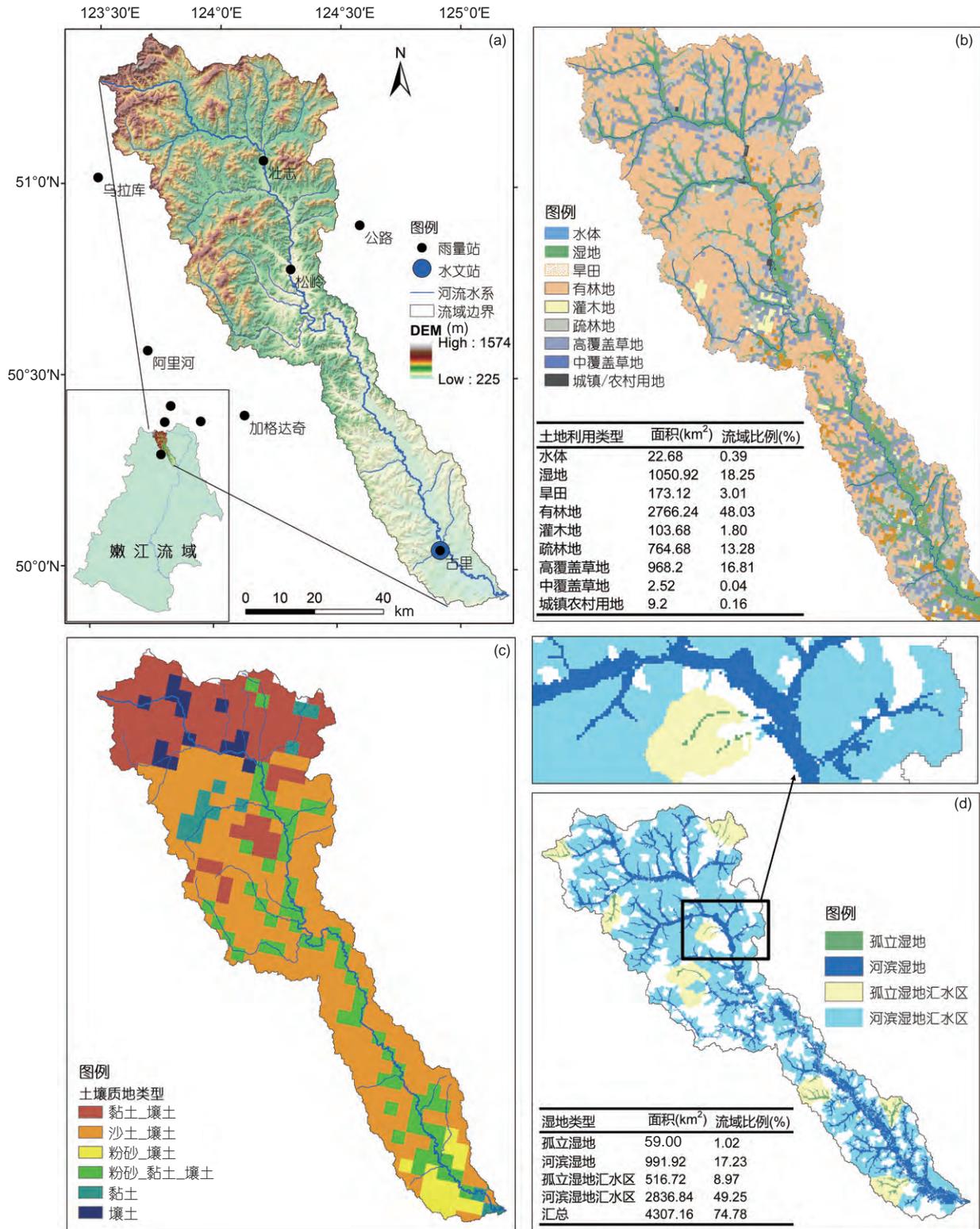


图 1 多布库尔河流域地理位置分布(a)及流域土地利用(b)、土壤质地类型(c)和孤立湿地及河滨湿地(d)分布图

所占比例超过1%,即为河滨湿地,否则为孤立湿地.基于2015年土地利用类型分布图、河网水系和DEM数据,获得了多布库尔河流域孤立湿地和河滨湿地及其汇水区的分布图(图1d).通过2017年7月野外考察和验证,孤立湿地和河滨湿地的分布图较好的反映了多布库尔河流域实际孤立湿地和河滨湿地的分布状况.经统计分析,孤立湿地和河滨湿地面积分别为59.00和991.92km<sup>2</sup>,占流域面积的1.02%和17.23%;其汇水区的面积分别为516.72和2836.84km<sup>2</sup>,占流域面积的8.97%和49.25%.

HYDROTEL水文模型的湿地模块包括两个方面:(1)孤立湿地模块:模拟孤立湿地汇水区(不包含湿地)、孤立湿地和低地(湿地蓄满产流的下游地区)之间的产汇流过程;(2)河滨湿地模块:模拟河滨湿地汇水区、河滨湿地和低地(河道或河漫滩)之间的产汇流过程.基于水量平衡原理建立孤立湿地和河滨湿地的水量平衡模型方程,并将其流域水文模型耦合.湿地的参数主要包括湿地潜在蒸散率(湿地蒸散发量占其所在水文相应单元总蒸散发量的比例)、正常水位的湿地蓄水量与最大水位的湿地蓄水量的比值、正常水位对应的湿地汇水区面积与最大水位对应的湿地汇水区面积的比值、湿地汇水区内土壤的饱和水力传导度、河漫滩土壤的饱和水力传导度和湿地蓄水量与面积的比值等.本研究参考Fossey等(2015, 2016)、Fossey和Rousseau(2016)、吴燕锋等(2019)、Wang等(2008)和Liu等(2008)的研究,从PHYSITEL平台获取部分湿地参数,然后基于HYDROTEL模型计算逐日尺度的湿地参数并完成孤立湿地和河滨湿地的水文过程及流域水文过程模拟.

### 3.3 模型的拟合和评价

本研究采用动态维度搜索算法(dynamic dimensions search, DDS)在模型拟合中对HYDROTEL中的13个关键参数进行优化(Bouda等, 2014; Étienne和Rousseau, 2018).与传统手动拟合比较,动态维度搜索算法可以有限评价次数内解决分布式水文模型高维参数识别难题,对于模型的拟合有较好的搜索效率和更高的稳定性.采用2010-10-01至2014-09-30期间的日径流数据对模型拟合,其中2010-10-01至2011-09-30为预热期;采用2014-10-01至2017-09-30期间的日径流数据对模型验证,在拟合和验证期间采用6个拟合优度指数

对模型模拟效率开展评价.拟合优度指数中,选取Nash-Sutcliffe系数(NSE和NSEq<sup>1/2</sup>)(Nash和Sutcliffe, 1970)、相关系数(correlation coefficient, CC)(Nicolle等, 2014)、均方根误差(root mean square error, RMSE)(Singh等, 2004)、相对偏差(percent bias, P-Bias)(Yapo等, 1996)和克林效率系数(Kling-Gupta efficiency, KGE)(Gupta等, 2009)评价模型的拟合效率.

### 3.4 湿地水文调蓄功能定量评估

基于拟合和验证后的HYDROTEL模型,开展有/无湿地(孤立湿地和河滨湿地)情景下的2000~2017年水文过程模拟,定量评估多布库尔河流域湿地对总径流、快径流和基流的影响.采用滤波平滑最小值法对模拟的流域出水口日总径流进行基流分割,并进一步计算快径流(Arnold等, 2010; Ficklin等, 2016).本文从流量、频率、历时和发生时间四方面研究有/无湿地情景下的径流机制,选取了33个水文指标定量评价湿地对总径流的影响.同时,从有/无湿地情景下快径流和基流的日、月和年变化特征角度分别探讨湿地的对快径流和基流的影响.基于大自然保护协会开发的IHA软件(indicators of hydrologic alteration version 7.1),采用非参数化方法计算流域出水口径流量的水文指标.非参数化方法计算得到的数值为各水文指标的中值和分位数,也更加适用于非正态分布的数据(程俊翔等, 2018).为量化湿地对径流影响的程度,基于Richter等(2010)提出的水文改变程度指数的基础上,提出湿地对径流影响程度指数,其定义如下:

$$D_{\text{wet}} = (R_{\text{wet}} - R_0) / R_0 \times 100\%, \quad (1)$$

式中, $D_{\text{wet}}$ 为湿地对径流的影响程度指数, $D_{\text{wet}}$ 为负值表明湿地对径流的削减作用,反之则为对径流的维持或增强作用; $D_{\text{wet}}$ 的绝对值越大,表明其对径流的影响程度越明显. $R_{\text{wet}}$ 和 $R_0$ 分别为有湿地情景和无湿地情景下模拟而得的径流量、基流量或水文变量指标等.

## 4 研究结果

### 4.1 模型的拟合和验证

拟合期和验证期日流量过程的拟合度指数值见表1.参考Nash和Sutcliffe(1970)、Nicolle等(2014)、Singh等(2004)、Yapo等(1996)和Gupta等(2009),将

RMSE<10%、-15%<P-Bias<15%、CC>0.6、NSE和NSEq<sup>1/2</sup>>0.5, 以及KGE>0.65作为拟合度指数评价标准. 综合考虑所有拟合度指数, 拟合期模型模拟效果最好, 全部时段次之, 验证期间效果略差; 但参考评价标准, 三个时段的模拟效果均都达到了适用性评价标准(表1). 因此, 基于模型的拟合和验证可以发现, 耦合湿地模块的流域生态水文模型能满足嫩江流域水文过程模拟的需要, 可以进一步开展有/无湿地情景下的流域水文过程模拟和湿地水文功能定量评估的研究.

#### 4.2 湿地对总径流的影响

通过对比分析有/无湿地情景下流域出水口日流量过程曲线和流量-频率曲线, 可以明晰湿地对流量过程的影响. 采用Weibull经验频率公式(Weibull, 1939)计算了有/无湿地情景下径流的水文频率(图2b), 用来进一步分析不同水文频率下湿地对日流量的影响. 图2可以看出, 有/无湿地情景下日流量过程曲线总体具有较好的一致性, 表现在流量大小的波动次数、汛期和枯水期持续时间以及枯水流量等较为接近; 研究时段, 有/无湿地情景下平均日流量均值分别为32.64和

33.34m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, 即湿地在发挥着削减总径流量的作用. 但是, 两者的洪水过程差异明显, 且随着洪水强度的增大, 两者的洪峰流量、洪水总量以及洪水过程线的差异性越明显(图1a). 例如, 2013年, 无湿地情景下最大洪峰流量为820.74m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, 有湿地情景下最大洪峰流量为683.66m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, 其削减量达到16.71%. 同时, 有/无湿地情景下日流量-频率曲线总体也较为接近, 在频率大于0.02之后, 两者的流量-频率曲线大致重合(图2b-2和b-3); 但是, 洪峰流量(频率小于0.02)中, 两者的流量-频率曲线差异明显, 同等频率下, 无湿地情景下日流量明显大于有湿地情景下的日流量(图2b-1). 因此, 湿地发挥着在一定程度上削弱总径流的作用; 其中对洪水过程尤其是洪峰流量影响最为明显.

为进一步分析湿地对总径流的影响, 分别从流量强度、流量事件发生的时间和发生频率及特定水文状况的持续时间等角度对比分析了有/无湿地情景下径流机制的变化. 通过对比分析可以看出, 湿地对各月流量的影响具有明显的季节性(表2). 12个月中, 湿地对流量削弱作用的有9个月, 但削弱作用较弱, D<sub>wet</sub>值为-0.08~-3.32%, 但4月、7月、8月和10月的离散系数

表 1 耦合湿地模块的HYDROTEL模型在多布库尔河流域的拟合和验证结果

时段	时间	RMSE	CC	NSE	NSEq <sup>1/2</sup>	P-Bias	KGE
全时段	2010-01-01~2017-09-30	1.33	0.70	0.69	0.63	-5.46	0.83
拟合期	2010-10-01~2014-09-30	2.04	0.75	0.73	0.67	9.68	0.81
验证期	2014-10-01~2017-09-30	1.31	0.68	0.62	0.62	-14.70	0.66

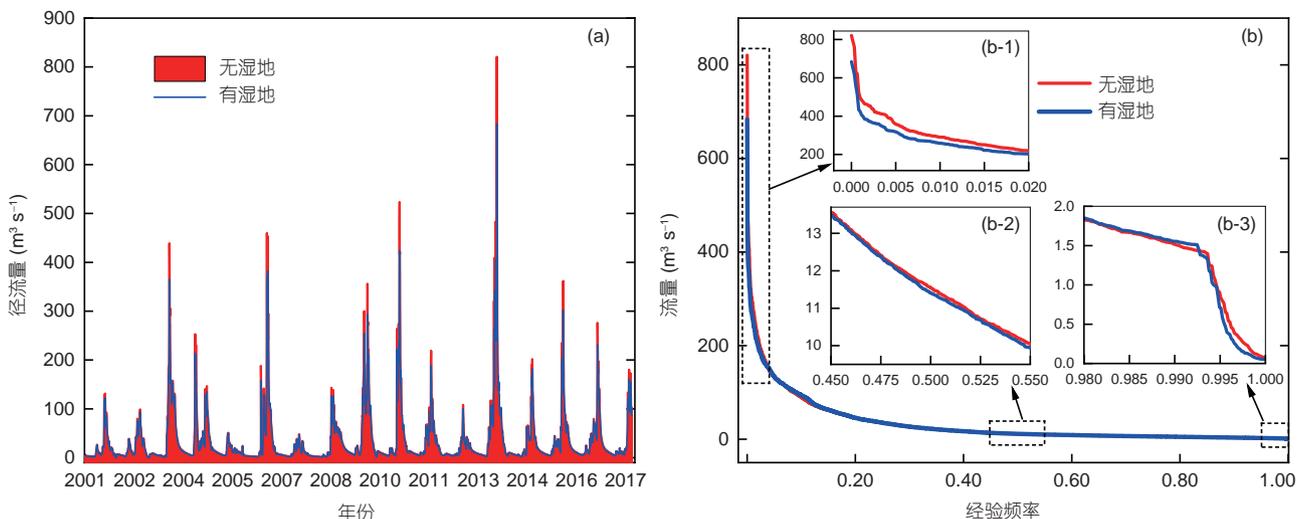


图 2 有/无湿地情景下多布库尔河流域径流量日变化曲线(a)和流量频率曲线(b)

表2 有/无湿地情景下多布库尔河流域径流机制的变化

水文指数	无湿地		有湿地		$D_{wet}(\%)$
	$R_0(\text{m}^3 \text{s}^{-1})$	离散系数	$R_{wet}(\text{m}^3 \text{s}^{-1})$	离散系数	
1月	8.84	0.53	8.74	0.53	-1.11
2月	6.84	0.48	6.76	0.48	-1.17
3月	4.81	0.46	4.78	0.45	-0.71
4月	4.63	1.08	4.59	1.21	-0.76
5月	11.53	1.79	11.66	1.73	1.13
6月	17.41	1.08	18.72	1.00	7.52
7月	38.18	1.38	37.76	1.41	-1.10
8月	87.45	1.08	84.55	1.24	-3.32
9月	66.18	1.00	77.06	0.88	16.44
10月	35.98	0.86	35.81	0.89	-0.47
11月	12.14	1.26	12.08	1.24	-0.49
12月	12.05	0.86	12.04	0.74	-0.08
春季	6.99	1.11	7.01	1.13	0.29
夏季	47.68	1.18	47.01	1.22	-1.41
秋季	38.10	1.04	41.65	1.00	9.32
冬季	9.24	0.63	9.18	0.59	-0.68
年最小1日平均流量	2.75	0.90	2.73	0.87	-0.47
年最小3日平均流量	2.76	0.91	2.75	0.87	-0.40
年最小7日平均流量	2.80	0.90	2.79	0.86	-0.43
年最小30日平均流量	3.54	0.75	3.54	0.74	-0.06
年最小90日平均流量	5.03	0.65	4.97	0.65	-1.07
年最大1日平均流量	219.10	1.28	189.40	1.17	-13.56
年最大3日平均流量	214.90	1.25	186.60	1.13	-13.17
年最大7日平均流量	194.60	1.11	172.00	1.05	-11.61
年最大30日平均流量	129.60	1.00	124.60	0.93	-3.86
年最大90日平均流量	78.42	1.20	76.57	1.19	-2.36
基流指数	0.07	1.40	0.08	1.36	0.65
年最小1日流量出现日期	111	0.41	110	0.41	-0.90
年最大1日流量出现日期	221	0.09	221	0.09	0.00
低流量次数	2	1.00	2	0.75	0.00
低流量持续时间	38	0.94	26	1.46	-31.58
高流量次数	2	1.25	2	1.25	0.00
高流量持续时间	27	4.07	28	3.46	3.70

略有增大; 其中, 8月为最大汛期月份, 湿地的削弱作用最强. 在5月、6月和9月, 湿地对月径流的作用以增强为主, 尤其9月, 湿地对径流的增强作用达到16.44%. 从季节上来看, 湿地对夏季的径流量以削弱为主, 对春季、秋季和冬季的径流量以增强为主, 同时也增大了

春季和夏季径流的离散系数.

湿地对年极端径流量的影响均以削弱为主, 且离散系数也呈现不同程度的减少. 其中对年最小平均流量(连续1日、3日、7日、30日和90日)的削弱作用微弱( $D_{wet}$ 值为-0.06~-1.07%), 对年最大平均流量的削

弱作为极为明显. 湿地对年最大平均1日、7日和30日的径流的削减作用分别达到13.56%、13.17%和11.61%. 通过进一步分析有/无湿地情景下年最大和最小平均流量的变化, 可以看出, 有湿地情景下年最大平均流量的最大值、最小值、25%分位和75%分位以及中值均有所减少, 即变幅和流量大小都明显减弱(图3a); 而湿地对年最小1日、3日、7日、30日和90日平均流量的最大值、最小值、25%分位和75%分位以及中值等影响微弱(图3b). 有湿地情景下, 基流指数、年最小1日流量出现日期和年最大1日流量出现日期无明显变化, 但离散系数均有所减少. 湿地对高流量和低流量发生的频率无影响, 但是对两者持续的时间有影响; 其中, 湿地明显缩短了低流量的持续时间, 其削减所用达到了31.58%; 同时, 湿地延长了高流量的持续时间.

为进一步分析湿地对径流影响的日变化, 选取2007年和2013年分别作为研究时段典型的枯水年和丰水年, 分析两个年份6~9月有/无湿地情景下径流的变化, 深入探讨湿地对洪水过程的影响. 可以看出, 无论在丰水年还是枯水年, 在洪水过程中, 湿地既发挥着增强洪水又发挥着削弱洪水的作用(图4). 其中, 在涨水期和退水期之初, 湿地主要通过储蓄洪水发挥削减洪峰的作用( $D_{wet} < 0$ ), 在退水中后期, 湿地主要通过缓慢释水发挥对洪水的明显增强作用( $D_{wet} > 0$ ), 从而影响洪水过程.

### 4.3 湿地的削减洪峰功能定量评估

与湿地对总径流量的影响类似, 湿地对快径流的影响主要体现在洪峰流量上. 有/无湿地情景下, 快径流中的低流量无明显差异, 两者的水文过程曲线基本一致; 而高流量中, 有湿地情景下洪峰流量明显偏低, 无湿地情景下洪水过程线更为尖瘦(图5a). 因此, 湿地对洪峰期间的快径流日变化有明显的影 响. 年内变化上, 湿地在1月和5~10月均发挥着明显的削减快径流的作用, 尤其是8月份削减作用最为明显,  $D_{wet}$ 值达到-13.74%; 其次为9月和10月,  $D_{wet}$ 值分别为-10.7%和-8.27%; 在非汛期, 尤其是2~4月, 湿地以增强快径流作用为主, 其中在3月份湿地对快径流的增强作用最明显, 达到30.19%, 但在整个非汛期, 快径流量极小, 因此实际上湿地在非汛期对快径流的影响作用微弱(图5b). 年尺度上, 在2005年、2009年和2012年湿地主要发挥着增强快径流的作用, 分别增加了3.43%、13.55%和

1.02%; 其余年份湿地主要发挥着对快径流的削减作用, 平均削减效应为8.44%. 其中, 在2003年、2006年、2010年和2013年, 湿地对年均快径流的削减效应分别达到17.80%、14.25%、14.12%和17.40%(图5c). 研究时段,  $D_{wet}$ 的多年均值为-5.89%. 因此, 尽管湿地对快径流的影响既有增强也有削弱作用, 但主要发挥着削减快径流的作用.

### 4.4 湿地的维持基流功能定量评估

研究时段, 有/无湿地情景下多布库尔河流域的基流水文过程曲线特征无明显变化, 表现在基流的年际波动强度、波峰和波谷次数等大致相似; 选取典型枯水年(2007年)进一步对比分析, 可以看出, 整个年份基流水文过程曲线总体变化不明显, 仅5~6月水文过程曲线的波动有明显的差异性. 有/无湿地情景下多布库尔河流域出水口多年平均基流指数分别为0.52和0.44, 有湿地情景下平均基流指数增加了15.38%(图6a). 月尺度上, 湿地对基流的影响有明显的年内差异性, 主要包括两个方面, 一是湿地对基流既有维持也有削弱作用. 其中, 在8~10月湿地发挥着维持基流的作用, 其他月份, 湿地发挥着削弱基流的作用. 二是湿地发挥维持或者削弱作用的强度有明显的变异性. 9月, 湿地对维持基流的作用最明显, 可达8.77%, 8月和10月其维持作用分别为3.82%和8.77%; 7月份湿地对径流的削弱作用达到10.38%, 其他月份削弱作用的均值为1.48%(图6b). 湿地对年均基流的影响具有年际变化特征, 研究时段内有9年期间发挥了明显的维持基流功能, 5年期间发挥了削减基流功能. 在相对丰水年, 湿地主要发挥着维持基流的作用(如2003年、2006年、2010年和2013年); 在相对枯水年, 以发挥削弱基流作用为主(如2001年、2005年、2007年、2012年和2014年)(图6c). 其中, 在2003年、2006年、2010年和2013年, 湿地对年均基流量的维持作用分别达到5.17%、7.70%、5.04%和6.67%. 2009年, 湿地对基流的削减作用最明显,  $D_{wet}$ 值达到了-10.58%, 其他年份 $D_{wet}$ 的均值为-1.50%. 研究时段 $D_{wet}$ 多年均值为0.83%, 故湿地主要发挥着维持基流的作用.

## 5 讨论

多布库尔河流域湿地具有显著的径流调节能力,

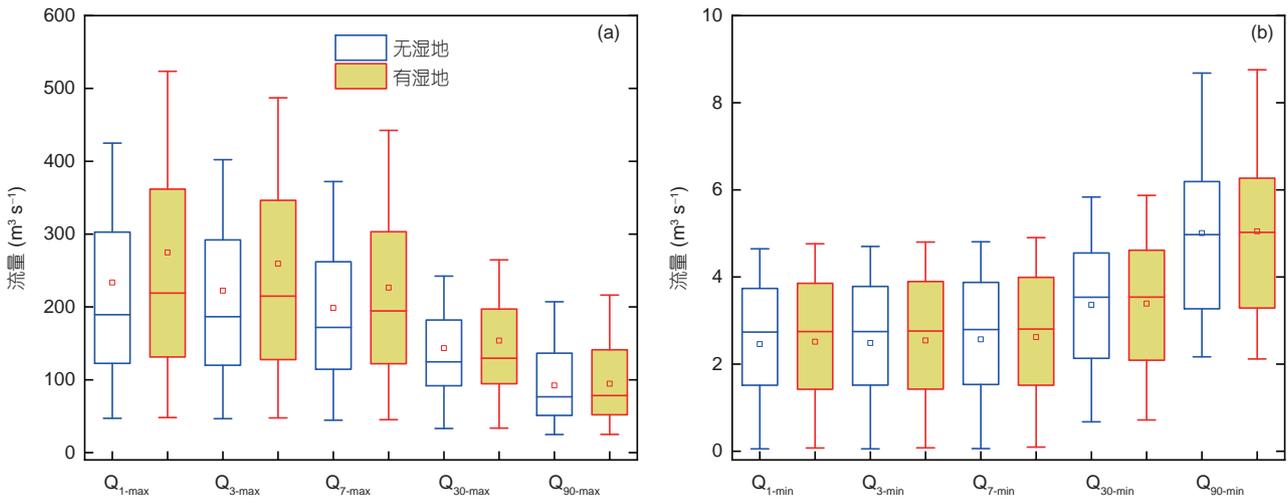


图3 有/无湿地情景下年最大和最小平均流量的变化

$Q_{1-max}$ 、 $Q_{3-max}$ 、 $Q_{7-max}$ 、 $Q_{30-max}$ 和 $Q_{90-max}$ 分别为年连续1日、3日、7日、30日和90日最大平均流量;  $Q_{1-min}$ 、 $Q_{3-min}$ 、 $Q_{7-min}$ 、 $Q_{30-min}$ 和 $Q_{90-min}$ 分别为年连续1日、3日、7日、30日和90日最小平均流量

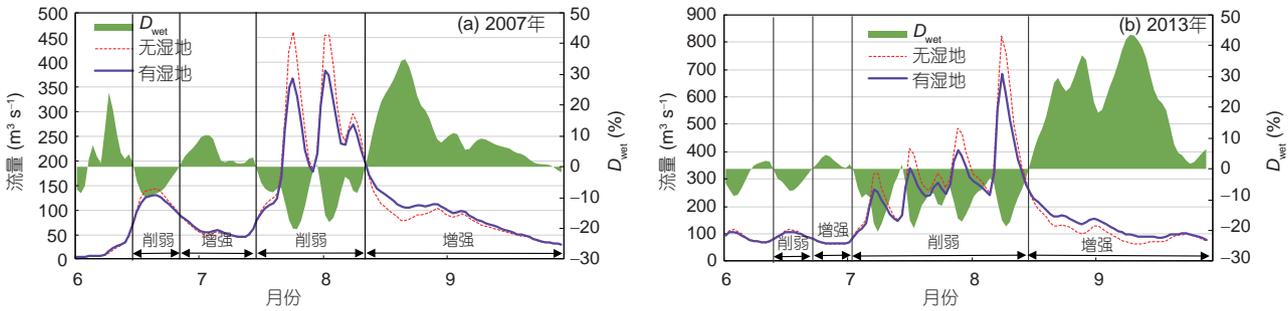


图4 典型枯水年(a)和丰水年(b)湿地对径流的增强和削弱作用

体现在对总径流的削弱作用和对径流机制的改变作用,尤其是对洪峰流量和洪水过程明显的调蓄作用,这与Fossey和Alain(2016)、Gao等(2016)和Lee等(2018)等研究认为的湿地水文调蓄功能具有一致性。本研究还发现,虽然湿地总体发挥着削减洪峰和维持基流的作用,但其水文调蓄功能具有明显的日、月和年时间尺度效应,在特定情景下发挥着增强快径流和削弱低流量的作用,且其调蓄功能的强度(湿地对径流影响程度)和效应(削减或维持)有明显的季节和年际差异性(图5和图6)。

由于湿地具有特殊的水文物理性质,即较高的土壤孔隙度、较小的土壤容重、较强的土壤饱和持水量和较高的植被覆盖度(增加地表粗糙度)等,一方面影响流域的产流过程和河道汇流过程,减缓坡面汇入河道及河道径流向下游推进的速度、降低下游洪峰流量

和洪峰水位(Acreman和Holden, 2013; Yeo等, 2018a);另一方面,由于湿地均分布在地势低洼的负地貌部位,作为天然储水空间,洪水期间储蓄一定的水量,削减洪峰流量和减少河道总径流量,发挥着削弱洪峰、减轻洪水灾害的作用(刘兴土, 2007)。同时,湿地参与流域水循环过程,也是“用水户”,需要一定的水量维持其生态系统的健康,其蒸散发、下渗等过程也会损耗一定的水量,从而引起总径流量的减少(图1)(Gao等, 2016; 冯夏清和章光新, 2008)。

传统上认为,湿地对洪水的调蓄作用主要表现为削减洪峰、降低流速和削减洪量等。但本研究发现,在特定时段湿地发挥着增强洪水而非削减洪水的作用(图5b和5c)。这一方面是由于多布库尔河流域位于嫩江源头区,在特定降雨-径流过程和湿地水文特性情景下,湿地在一定的程度上发挥着增强洪水的作用

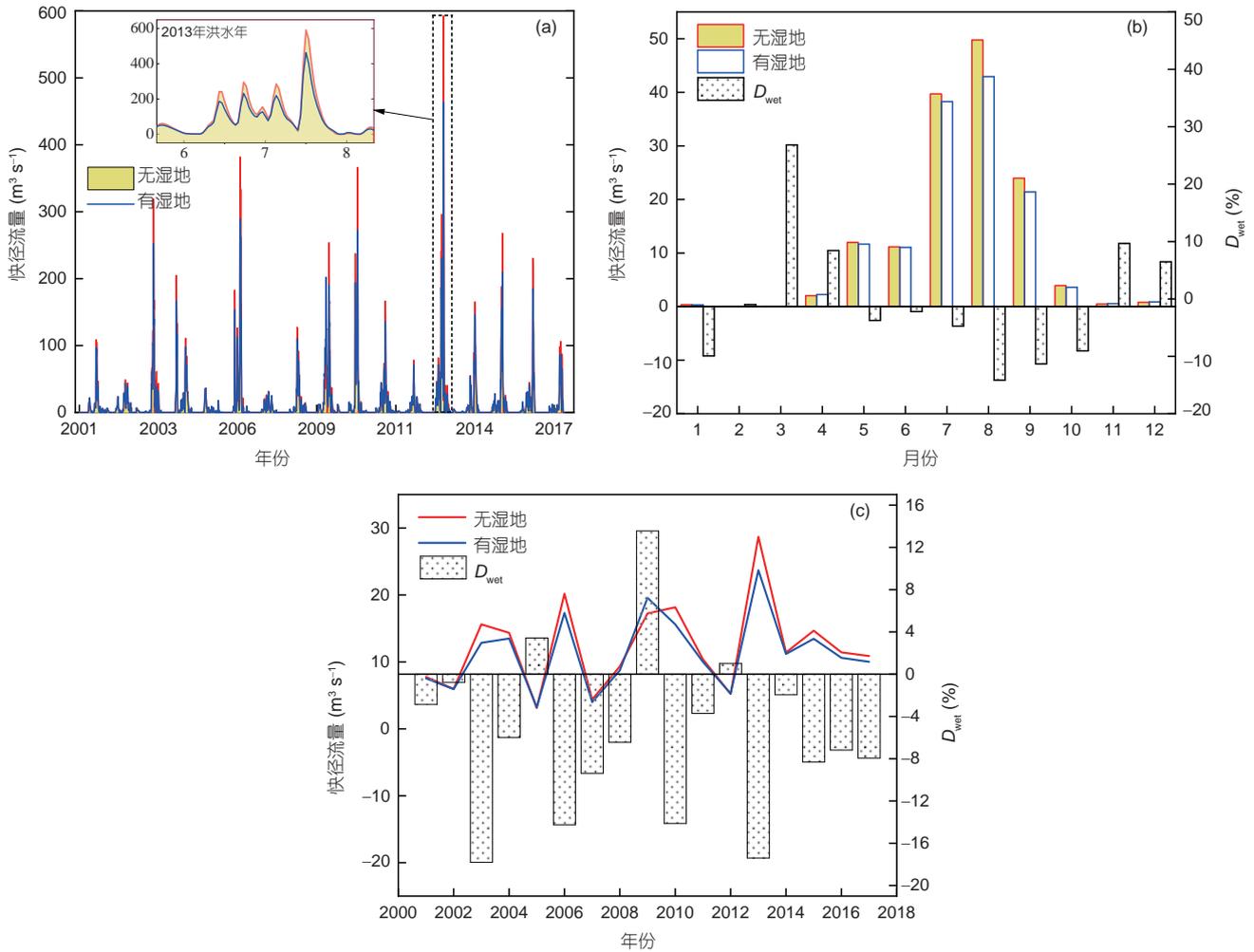


图5 有/无湿地情景下多布库尔河流域快径流日(a)、月(b)和年(c)变化

(Acreman和Holden, 2013). 其次, Burt(1995)认为在洪水发生之前, 如果湿地经历了充分“补水”而土壤达到饱和状态, 洪水期间湿地不仅无法储蓄洪水, 甚至直接发生蓄满产流并汇入河道, 增强洪水强度; Jones (2010)及Morris和Camino(2011)也发现, 当湿地土壤始终处于饱和状态或存在较大的孔隙度且具有较强的渗透性, 在极端降水情景下, 湿地对总径流和洪水的调蓄作用极为微弱, 甚至会直接引起洪峰流量的增强. 如Ahmed(2016)研究表明Black-Creek流域湿地主要发挥着减少地面径流和增加基流的功能, 但是在部分年份, 由于春末湿地内仍有冻土层(土壤湿度很大, 经常处于水分饱和状态), 直接降低了湿地的调蓄能力, 导致春季河水暴涨, 增强洪峰流量. 因此, 流域湿地的土壤物

理性质影响多布库尔河流域湿地调蓄洪水的强度和效应.

由于河滨湿地为多布库尔河流域主要的湿地类型, 且河滨湿地主要位于河漫滩的洼地中(图1d), 洪水涨水期河道流量逐渐加大, 水位逐渐上涨, 在洪水淹没湿地过程中, 河道径流流向河滨湿地, 湿地储蓄一定的水量而削弱洪峰流量和涨水期的洪量. 随后, 湿地逐渐被淹没并与河道融为一体, 共同发挥着运移水量的作用, 但湿地较高的粗糙度减缓了洪水向下游演进的速度, 发挥着降低流速的作用. 退水中后期, 河道水位逐渐下降, 当河道水位低于湿地水位时, 水量自湿地逐渐流向河道, 湿地缓慢释水而发挥着补给河道径流的作用(图7). 如图4还可以发现, 2007年和2013年7~8月主

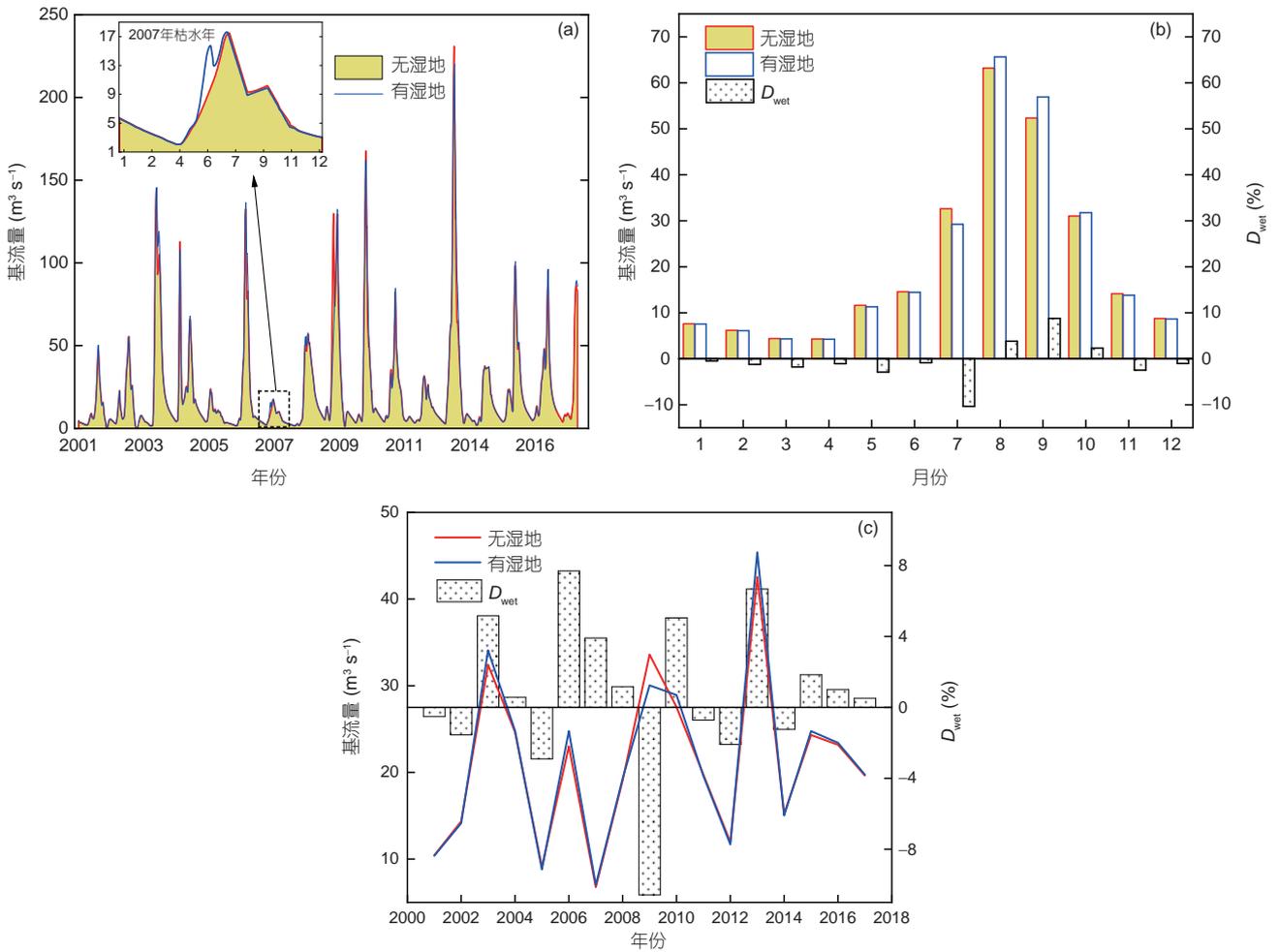


图6 有/无湿地情景下多布库尔河流域基流的日(a)、月(b)和年(c)变化

要为洪水的涨水期、洪峰期和退水初期, 9月为退水中后期. 因此, 在7~8月湿地主要发挥着削洪作用, 在9月湿地主要发挥着增强洪水的作用(表2). 同时, 多布库尔河在4~6月有明显的春汛(Feng等, 2011), 其中在4~5月为气温回升期, 流域积雪融化和河网储冰解冻形成春汛, 这一时期主要为涨水期; 而后, 随着融雪量的减少, 河道径流也随着减少, 6月份主要为春汛退水期, 故湿地在4~5月和6月份分别发挥着削减径流和增强径流的作用(表2).

多布库尔河湿地的水文调蓄功能主要表现在湿地对总径流、洪水过程和快径流的影响, 而对基流量的影响极为微弱. Ahmed(2017)发现Black-Creek流域湿地对基流的维持作用可达到15%, Evenson等(2015)发现美国北卡罗来纳州Nahunta流域湿地对基流的多年

维持作用可达到23.09%, 但多布库尔河湿地对基流的多年平均维持功能仅为0.83%(图6), 对年最小1日、3日、7日、30日和90日平均流量影响作用也较为微弱(表2). Fossey等(2016)认为流域上游孤立湿地越多, 对削弱洪峰和维持基流量的影响越大, 湿地的水文效应也越大. Yeo等(2018b)也发现孤立湿地在汛期可明显增加流域蓄水能力, 并在旱季通过回补地下水发挥着维持基流的作用. Lee等(2018)研究表明, 在美国Tuckahoe Greek流域, 由于孤立湿地比河滨湿地有更强的蓄水能力, 其对流域径流的水文调蓄能力明显强于河滨湿地. 因此, 由于多布库尔河流域孤立湿地面积较少(图1d), 其面积和汇水区面积仅占流域面积的1.02%和8.97%, 在流域尺度上蓄水和释水能力较弱, 故对基流的调蓄作用较为微弱. 其次, 湿地的位置也影响其水



图7 湿地对洪水过程影响示意图

基于Temmerman等(2013)改编

文调蓄的强度和效应(Fossey等, 2016; Golden等, 2016; Cowley等, 2018)。虽然多布库尔河流域河滨湿地及其汇水区分别占流域面积的17.23%和49.25%(图1d), 但由于位于嫩江源头区的大兴安岭地区, 河流侧蚀作用较弱, 没有洪泛平原分布(具有极强的汛期蓄水和长期缓慢释水的能力), 湿地主要在汛期发挥着短暂的储蓄洪水和释水的作用, 而在非汛期或者枯水年, 其储蓄水量不足以发挥维持基流的作用, 反而作为“用水户”消耗一定的河道径流, 从而减少了基流和总径流(Riddle等, 2013)。另外, 本研究采用滤波平滑最小值法对模拟的流域出水口日总径流进行基流分割, 直接揭示了有/无湿地情景下基流量的变化; 而Fossey等(2015, 2016)、Fossey和Rousseau(2016)、Gao等(2016)主要采用低流量指数(连续7日、10日和30日最小流量等)反映湿地的维持基流作用, 在一定程度上导致研究结果的差异性。

本研究选取嫩江流域源头区的多布库尔河流域, 开展了流域湿地水文功能的评估研究, 定量揭示湿地径流调节机制和评估湿地削减洪峰、维持基流等水文功能。湿地的类型(孤立湿地和河滨湿地)、地理位置(源头区或下游地区)和土壤物理性质等(饱和状态及渗透性等)与流域特征(土地利用、景观格局和地形地貌等)一定会影响湿地水文功能的发挥, 引起湿地功能的时空差异性(Bullock和Acreman, 2003; Gao等, 2016; Fossey等, 2016; Kadykalo和Findlay, 2016; Golden等, 2016; Cowley等, 2018)。本研究仅仅从全流域湿地的累积水文效应角度开展了初步研究, 将来可进一步探究湿地面积、位置(如源头区湿地和下游湿地)和类型(如

孤立湿地和河滨湿地)等要素变化所产生的流域水文效应。

## 6 结论

借助耦合湿地模块的PHYSITEL/HYDROTEL模型平台, 构建了具有区域特色的流域湿地生态水文模型, 开展了有/无湿地情景下流域水文过程模拟, 定量评估了多布库尔河流域湿地削减洪峰和维持基流等水文功能。主要结论如下:

(1) 多布库尔河流域湿地具有显著的径流调节能力, 体现在对总径流的削弱作用和对径流机制的改变作用。

(2) 湿地对快径流的影响具有明显的日、月和年时间尺度效应, 尤其在洪峰期间和汛期对快径流的削减作用最明显, 而对日、月和年基流的影响较弱; 湿地对快径流的多年平均削减作用为5.89%, 对基流的多年平均维持功能为0.83%。

(3) 湿地对总径流、基流和快径流的影响有明显日、月和年际差异性, 既有削弱径流也有增强的作用, 但总体发挥着削减洪峰和维持基流的作用。

**致谢** 感谢中国科学院东北地理与农业生态研究所王宗明研究员提供的2015年湿地分布图; 感谢嫩江尼尔基水利水电有限责任公司胡宝军高工和宋峥工程师提供的水文站和雨量站数据以及野外考察期间的帮助。

## 参考文献

- 程俊翔, 徐力刚, 姜加虎. 2018. 生态最相关水文指标的优选及其在洞庭湖环境流量估算中的应用. 湖泊科学, 30: 1235-1245
- 崔保山, 蔡燕子, 谢焱, 宁中华, 华妍妍. 2016. 湿地水文连通的生态效应研究进展及发展趋势. 北京师范大学学报(自然科学版), 52: 738-746
- 董李勤, 章光新. 2011. 全球气候变化对湿地生态水文的影响研究综述. 水科学进展, 22: 429-436
- 冯夏清, 章光新. 2008. 湿地生态需水研究进展. 生态学杂志, 27: 2228-2234
- 宫鹏, 牛振国, 程晓, 赵魁义, 周德民, 魏建宏, 梁璐, 王晓风, 李丹丹, 黄华兵, 王毅, 王坤, 李文宁, 王显威, 应清, 杨镇钟, 叶玉芳, 李展, 庄大方, 迟耀斌, 周会珍, 闫军. 2010. 中国1990和2000基准年湿地变化遥感. 中国科学: 地球科学, 40: 768-775
- 李红艳, 章光新, 孙广志. 2012. 基于水量-水质耦合模型的扎龙湿地水质净化功能模拟与评估. 中国科学: 技术科学, 42: 1163-1171

- 刘兴土. 2007. 三江平原沼泽湿地的蓄水与调洪功能. *湿地科学*, 5: 64–68
- 牛振国, 张海英, 王显威, 姚文博, 周德民, 赵魁义, 赵惠, 李娜娜, 黄华兵, 李丛丛, 杨军, 柳彩霞, 刘爽, 王琳, 李展, 杨镇钟, 乔飞, 郑姚闽, 陈炎磊, 盛永伟, 高小红, 朱卫红, 王文卿, 王红, 翁永玲, 庄大方, 刘纪远, 罗志才, 程晓, 郭子琪, 宫鹏. 2012. 1978–2008年中国湿地类型变化. *科学通报*, 57: 1400–1411
- 孙菊, 李秀珍, 王宪伟, 吕久俊, 李宗梅, 胡远满. 2010. 大兴安岭冻土湿地植物群落结构的环境梯度分析. *植物生态学报*, 34: 1165–1173
- 唐素贤, 马坤, 张英虎, 刘俊国. 2016. 若尔盖高寒湿地蓄水能力评估. *水土保持通报*, 36: 219–223
- 吴燕锋, 章光新. 2018. 湿地生态水文模型研究综述. *生态学报*, 38: 2588–2598
- 吴燕锋, 章光新, 齐鹏, Alain N. Rousseau, 胡宝军, 宋峥, 于成刚. 2019. 耦合湿地模块的流域水文模型模拟效率评价. *水科学进展*, 30: 326–336
- 章光新, 尹雄锐, 冯夏清. 2008. 湿地水文研究的若干热点问题. *湿地科学*, 6: 105–115
- 章光新, 武瑶, 吴燕锋, 刘雪梅. 2018. 湿地生态水文学研究综述. *水科学进展*, 29: 736–749
- Acreman M, Holden J. 2013. How wetlands affect floods. *Wetlands*, 33: 773–786
- Ahmed F. 2017. Influence of wetlands on black-creek hydraulics. *J Hydrol Eng*, 22: D5016001
- Arnold J G, Allen P M, Muttiah R, Bernhardt G. 2010. Automated base flow separation and recession analysis techniques. *Ground Water*, 33: 1010–1018
- Blanchette M, Rousseau A N, Foulon É, Savary S, Poulin M. 2019. What would have been the impacts of wetlands on low flow support and high flow attenuation under steady state land cover conditions? *J Environ Manage*, 234: 448–457
- Bouda M, Rousseau A N, Gumiere S J, Gagnon P, Konan B, Moussa R. 2014. Implementation of an automatic calibration procedure for hydrotel based on prior OAT sensitivity and complementary identifiability analysis. *Hydrol Process*, 28: 3947–3961
- Brooks R P, Brinson M M, Havens K J, Hershner C S, Rheinhardt R D, Wardrop D H, Whigham D F, Jacobs A D, Rubbo J M. 2011. Proposed hydrogeomorphic classification for wetlands of the mid-Atlantic region, USA. *Wetlands*, 31: 207–219
- Burt T P. 1995. The role of wetlands in runoff generation from headwater catchments. In: Hughes J M R, Heathwaite A L, eds. *Hydrology and Hydrochemistry of British Wetlands*. Chichester: John Wiley and Sons. 21–38
- Bullock A, Acreman M. 2003. The role of wetlands in the hydrological cycle. *Hydrol Earth Syst Sci*, 7: 358–389
- Cowley K L, Fryirs K A, Hose G C. 2018. The hydrological function of upland swamps in eastern Australia: The role of geomorphic condition in regulating water storage and discharge. *Geomorphology*, 310: 29–44
- Davidson N C, Fluet-Chouinard E, Finlayson C M. 2018. Global extent and distribution of wetlands: Trends and issues. *Mar Freshwater Res*, 69: 620–627
- Étienne F, Rousseau A N. 2018. Equifinality and automatic calibration: What is the impact of hypothesizing an optimal parameter set on modelled hydrological processes? *Can Water Resour*, 43: 47–67
- Evenson G R, Golden H E, Lane C R, D'Amico E. 2015. Geographically isolated wetlands and watershed hydrology: A modified model analysis. *J Hydrol*, 529: 240–256
- Evenson G R, Golden H E, Lane C R, D'Amico E. 2016. An improved representation of geographically isolated wetlands in a watershed-scale hydrologic model. *Hydrol Process*, 30: 4168–4184
- Feng X Q, Zhang G X, Yin X R. 2011. Hydrological responses to climate change in Nenjiang river basin, northeastern China. *Water Resour Manage*, 25: 677–689
- Ficklin D L, Robeson S M, Knouft J H. 2016. Impacts of recent climate change on trends in baseflow and stormflow in United States watersheds. *Geophys Res Lett*, 43: 5079–5088
- Fortin J P, Turcotte R, Massicotte S, Moussa R, Fitzback J, Villeneuve J P. 2001. Distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. Part I: Description of model. *J Hydrol Eng*, 6: 91–99
- Fortin J P, Turcotte R, Massicotte S, Moussa R, Fitzback J, Villeneuve J P. 2001. Distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. II: Application to Chaudière Watershed. *J Hydrol Eng*, 6: 100–108
- Fossey M, Rousseau A N, Bensalma F, Savary S, Royer A. 2015. Integrating isolated and riparian wetland modules in the PHYSI-TEL/HYDROTEL modelling platform: Model performance and diagnosis. *Hydrol Process*, 29: 4683–4702
- Fossey M, Rousseau A N. 2016. Can isolated and riparian wetlands mitigate the impact of climate change on watershed hydrology? A case study approach. *J Environ Manage*, 184: 327–339
- Fossey M, Rousseau A N, Savary S. 2016. Assessment of the impact of spatio-temporal attributes of wetlands on stream flows using a hydrological modelling framework: A theoretical case study of a watershed under temperate climatic conditions. *Hydrol Process*, 30: 1768–1781
- Gao J H, Holden J, Kirkby M. 2016. The impact of land-cover change on flood peaks in peatland basins. *Water Resour Res*, 52: 3477–3492
- Golden H E, Lane C R, Amatya D M, Bandilla K W, Raanan Kiperwas H, Knightes C D, Ssegane H. 2014. Hydrologic connectivity

- between geographically isolated wetlands and surface water systems: A review of select modeling methods. *Environ Model Softw*, 53: 190–206
- Golden H E, Sander H A, Lane C R, Zhao C, Price K, D'amico E, Christensen J R. 2016. Relative effects of geographically isolated wetlands on streamflow: A watershed-scale analysis. *Ecohydrology*, 9: 21–38
- Gupta H V, Kling H, Yilmaz K K, Martinez G F. 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *J Hydrol*, 377: 80–91
- Jones J A A. 2010. Soil piping and catchment response. *Hydrol Process*, 24: 1548–1566
- Kadykalo A N, Findlay C S. 2016. The flow regulation services of wetlands. *Ecosyst Serv*, 20: 91–103
- Lee S, Yeo I Y, Lang M W, Sadeghi A M, McCarty G W, Moglen G E, Evenson G R. 2018. Assessing the cumulative impacts of geographically isolated wetlands on watershed hydrology using the SWAT model coupled with improved wetland modules. *J Environ Manage*, 223: 37–48
- Liu Y B, Yang W H, Wang X X. 2008. Development of a SWAT extension module to simulate riparian wetland hydrologic processes at a watershed scale. *Hydrol Process*, 22: 2901–2915
- Morris J, Camino M. 2011. *Economic Assessment of Freshwater, Wetland and Floodplain Ecosystem Services*. Cambridge: UK National Ecosystem Assessment
- Nash J E, Sutcliffe J V. 1970. River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *J Hydrol*, 10: 282–290
- McLaughlin D L, Kaplan D A, Cohen M J. 2014. A significant nexus: Geographically isolated wetlands influence landscape hydrology. *Water Resour Res*, 50: 7153–7166
- Nicolle P, Pushpalatha R, Perrin C, François D, Thiéry D, Mathevet T, Le Lay M, Besson F, Soubeyroux J M, Viel C, Regimbeau F, Andréassian V, Maugis P, Augeard B, Morice E. 2014. Benchmarking hydrological models for low-flow simulation and forecasting on French catchments. *Hydrol Earth Syst Sci*, 18: 2829–2857
- Ramsar Convention on Wetlands. 2018. *Global Wetland Outlook: State of the World's Wetlands and their Services to People*. Gland, Switzerland: Ramsar Convention Secretariat
- Riddell E S, Everson C, Clulow A, Mengistu M. 2013. The hydrological characterisation and water budget of a South African rehabilitated headwater wetland system. *Waster SA*, 39: 57–66
- Singh J, Knapp H V, Demissie M. 2004. Hydrologic modeling of the Iroquois river watershed using HSPF and SWAT. ISWS CR 2004–08. Champaign, Ill.: Illinois State Water Survey
- Van Coppenolle R. 2018. Potential for nature-based mitigation of coastal flood risks: From regional to global scale assessments. Doctoral Dissertation. Antwerpen: University of Antwerp
- Turcotte R, Fortin L G, Fortin V, Fortin J P, Villeneuve J P. 2007. Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Québec, Canada. *Nordic Hydrol*, 38: 211–234
- Walters K M, Babbar-Sebens M. 2016. Using climate change scenarios to evaluate future effectiveness of potential wetlands in mitigating high flows in a Midwestern U.S. watershed. *Ecol Eng*, 89: 80–102
- Wang X X, Yang W H, Melesse A M. 2008. Using hydrologic equivalent wetland concept within SWAT to estimate streamflow in watersheds with numerous wetlands. *Trans ASABE*, 51: 55–72
- Yapo P O, Gupta H V, Sorooshian S. 1996. Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: Sensitivity to calibration data. *J Hydrol*, 181: 23–48
- Yeo I Y, Lang M W, Lee S, McCarty G W, Sadeghi A M, Yetemen O, Huang C. 2018a. Mapping landscape-level hydrological connectivity of headwater wetlands to downstream waters: A geospatial modeling approach—Part 1. *Sci Total Environ*, 653: 1546–1556
- Yeo I Y, Lee S, Lang M W, Yetemen O, McCarty G W, Sadeghi A M, Evenson G. 2018b. Mapping landscape-level hydrological connectivity of headwater wetlands to downstream waters: A catchment modeling approach—Part 2. *Sci Total Environ*, 653: 1557–1570

(责任编辑: 汤秋鸿)