

基于SRM模型的天山西部山区融雪径流研究

汤 瑞, 穆振侠*, 周育琳, 尹梓渊, 彭 亮

(新疆农业大学 水利与土木工程学院, 乌鲁木齐 830052)

摘 要:【目的】指导天山西部山区冰雪水资源合理的开发利用。【方法】借助1990—2000年水文气象数据、DEM数据及2000—2016年MODIS数据,采用SRM模型并考虑了雪线动态变化可能造成的影响,分析了喀什河流域径流的变化。【结果】率定期的决定系数和体积差分别为0.83和6.81%,验证期的分别为0.82和12.69%;雪线高度和积雪覆盖率的相关性在各高程带上均显著, R^2 达到0.88以上;借助雪线和积雪覆盖率之间的动态变化关系,采用假定雪线情景法,雪线上升100 m和200 m时,径流量增幅不明显,分别为1.63%和0.14%;雪线下降100 m和200 m时,径流增幅分别为19.72%和33.92%。【结论】SRM模型在本研究区有较好的适用性,雪线高度和积雪覆盖率存在较好的相关性,且假定情景下雪线下降将导致径流量大幅增加。

关 键 词:SRM模型; MODIS; 融雪径流; 雪线

中图分类号:P338

文献标志码:A

doi:10.13522/j.cnki.gggs.2017.0622

汤瑞,穆振侠,周育琳,等. 基于SRM模型的天山西部山区融雪径流研究[J]. 灌溉排水学报,2018,37(11):106-112.

0 引 言

水资源的开发、利用及保护是维持人类生活的基本要求,也是社会经济发展须考虑的重要方面。在我国西北干旱地区,人们的生产、生活受水资源配置影响较大^[1],平原水资源主要来源于地下水和河流补给,山前水资源主要来源于高寒山区融雪融冰和降水补给^[2],而高寒山区作为各大河流的源区,融雪融冰水资源量对水库的蓄泄、下游灌区的水量配置影响较大,所以融雪径流的模拟与预报至关重要。SRM(Snowmelt Runoff Model)融雪径流模型作为经验型和半分布式融雪径流模型的代表^[2-3],1975年由Martinec^[4]研发推出,随着遥感技术的发展,无资料地区的数据有了更多的获取途径,降水、气温及积雪覆盖遥感数据在SRM模型中应用良好^[5-7],特别是能够更加便捷地获取模型中重要变量-积雪覆盖率^[7-11],使得模型在地面观测站点稀少地区有了更为广泛的应用。刘俊峰等^[12]借助MODIS数据在冬克玛底河应用SRM模型;Vafakhah等^[13]在Taleghan流域应用SRM时加入遥感辐射数据,提高了模拟精度。目前,积雪遥感数据产品主要有MODIS卫星数据和LISS-III/AWiFS卫星数据^[14-17],这2种数据准确性好、分辨率高,在SRM模型构建中被广泛应用;Senzeba等^[18]借助LISS-III/AWiFS的积雪数据在Nuranang流域应用SRM模型。模型也能预测不同气候变化情境下融雪径流的变化^[19-20],马虹等^[21]在巩乃斯河流域应用模型指出气温升高导致融雪期提前;王晓杰等^[22]在玛纳斯河流域组合气温降水不同变化情景,分析假定情景下SRM模拟的径流变化。

近些年,受气候变暖影响,各高海拔山脉积雪覆盖发生了较大的变化,融雪径流量受其影响也发生较大波动。为分析积雪变化对融雪径流过程的影响,以天山西部喀什河流域为研究区,借助地面水文气象数据和遥感卫星数据等,构建SRM模型,模拟流域年内径流过程,以验证SRM模型在此区域的适用性;并假定能直观反映积雪覆盖率变化的雪线抬升或下降,分析假定雪线变化情景下融雪径流量的变化规律,为指导山区冰雪水资源的保护及对可能发生的夏季洪水灾害做出预防措施提供一定依据。

收稿日期:2017-10-13

基金项目:国家自然科学基金项目(51469034, 51209181, 51569031)

作者简介:汤瑞(1996-),男。硕士研究生,主要从事水文水资源研究。E-mail: 847276091@qq.com

通信作者:穆振侠(1980-),男。副教授,主要从事水文水资源研究。E-mail: muzhenxia@126.com

1 研究区概况

喀什河流域位于新疆中段天山山脉西部,地理坐标东经81°40′—85°10′、北纬43°25′—44°15′(图1),喀什河全长304 km,海拔693~4 615 m,终年积雪面积达408 km²,流域内汛期流量主要源于冰川积雪的消融。流域内乌拉斯台水文站断面以上控制面积7 790.47 km²,根据水文站1990—2000年的统计资料,多年平均径流量达32.5亿m³,站点处多年平均降雨量为382.3 mm,多年平均气温为6.4℃。

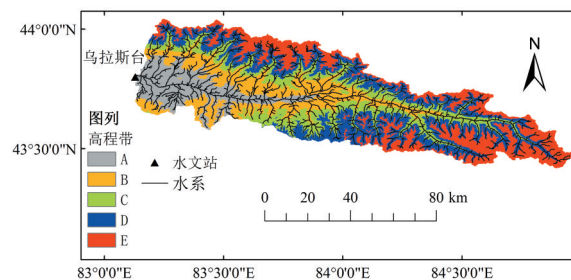


图1 喀什河流域示意图

2 数据和方法

2.1 数据来源

水文气象数据来源于新疆水文及气象年鉴中乌拉斯台水文站及相距10 km的尼勒克气象站的实测数据,选取时间序列为1990—2000年的逐日降水、气温及径流数据。DEM数据来源于美国航天局NASA (<http://srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/inputCoord.asp>),分辨率为90 m×90 m。MODIS数据来源于美国航天局NASA (<https://reverb.echo.nasa.gov/reverb/>)的8 d合成MOD10A2积雪产品数据,空间分辨率为500 m×500 m,选取时间序列为2000—2016年研究区所在区域的积雪数据,借助重采样、投影转换以及线性插值方法,叠加DEM数据进行栅格计算,并对得到的8 d数据使用线性内插的方法求出多年平均日积雪覆盖率。

2.2 模型构建

水文站断面以上区域海拔高差为3 175 m,为准确阐述以融雪为主要水源的高寒山区不同海拔高度水文过程^[23],根据模型使用手册中的分区建议值将研究区以500 m为间隔分为A、B、C、D、E共5个高程带,具体分布如表1所示。

表1 喀什河流域高程分带

高程带	海拔/m	面积/km ²	平均高程/m
A	1 440~1 940	2 076.48	1 684.41
B	1 941~2 440	1 666.95	2 181.19
C	2 441~2 940	1 440.12	2 680.89
D	2 941~3 440	1 517.61	3 200.60
E	3 441~4 615	1 089.31	3 663.38
全流域	1 440~4 615	7 790.47	—

SRM模型为日尺度径流模拟,每日径流量由日融雪量和日降水量及前1 d退水流量累加确定,由于本研究区分5个高程带,故模型的核心公式也将分为5层,具体为^[4]:

$$Q_{n+1} = \left\{ \sum_{i=1}^5 [C_{sin} a_{in} (T_n + \Delta T_{in}) S_{in} + C_{rin} P_{in}] \frac{1\,000 A_i}{86\,400} (1 - k_{n+1}) \right\} + Q_n k_{n+1} \quad (1)$$

式中: Q_{n+1} 为第 $n+1$ 天的径流量(m³/s); C_{sin} 和 C_{rin} 分别为第 i 个高程带第 n 天的融雪径流系数和降水径流系数; a_{in} 为第 i 个高程带第 n 天的度日因子(°C/(°C·d)); T_n 为第 n 天的度日数(°C·d); ΔT_{in} 为第 i 个高程带第 n 天的度日数修订值(°C·d); S_{in} 为第 i 个高程带第 n 天的积雪覆盖率; P_{in} 为第 i 个高程带第 n 天的降水径流深(cm); A_i 为第 i 个高程带的面积(km²); k_{n+1} 为第 $n+1$ 天的退水系数。

2.3 模型参变量的确定

2.3.1 气温及降水

考虑到气温垂直分带差异性的特点,为合理确定各分带的气温,借助水文站气温数据及气温在垂直方向上的变化规律^[24],使用插值公式确定各高程带的气温,具体计算式为:

$$T_i = T_0 - \tau(H_i - H_0)/100 \quad (2)$$

式中: T_i 和 T_0 分别为第 i 分带上的平均气温和水文站点处的气温(°C); τ 为气温直减率,由于研究区缺乏相关的气温垂直分布研究,故选用全球平均气温直减率 $\tau=0.65$ °C/100 m进行计算^[3]; H_i 和 H_0 分别为第 i 分区平均高程和水文站的高程(m);其他符号意义同上。

海拔不同,降水量也有一定的差异。穆振侠^[25]在喀什河流域的研究表明,降水在不同月份的垂直分布规

律不同,并借助 TRMM/TMI 卫星数据确定了各月份的降水和高程的关系曲线。故借助其研究成果并结合站点资料建立插值公式反推各高程带上的日降水量,具体计算式为:

$$P_i = P_0 + \alpha_{ij} \beta_j (H_i - H_0) / 100, \quad (3)$$

式中: P_i 和 P_0 分别为第*i*高程带上的平均降水和水文站点处的气温; β 为降水递增率(cm/100 m),依据乌拉斯台水文站和尼勒克气象站的观测数据推求得出; α 为降水递增率的在不同高程带上的修正系数; j 为月份序列;其他符号意义同上。

2.3.2 积雪覆盖率

基于已处理得到的多年平均积雪覆盖率代入模型模拟 1990—1999 年融雪径流,用 2000 年积雪覆盖率验证模型在研究区的适用性。

2.3.3 模型参变量

为保证构建的模型模拟结果符合实际径流过程,需确定模型中各参数。模型中参数有临界气温、降雨贡献面积、度日因子、径流系数、滞时、退水系数等,根据研究区下垫面、经纬度及海拔等地理情况,借助模型使用手册中的计算公式确定各参数初值^[4]。模型中退水系数由*X*和*Y*变量表示,变量的值由实测径流量借助模型使用手册中公式确定,最终取值*X*=1.206 8,*Y*=0.056;滞时据模型使用手册选取为 18 h;降雨贡献面积根据临界温度确定,当日气温高于临界气温,分带内判断降水形式为降雨,当日气温低于临界气温,分带内判断降水形式为降雪;临界气温取值范围为 0.75~2.5 °C;度日因子参考马虹等^[21]在临近流域巩乃斯河的研究结果进行优调,取值范围为 0.25~0.35 cm/(°C·d)。以半月为参数率定步长,率定模型中 C_s (融雪径流系数)和 C_r (降雨径流系数)2 个参数,这 2 个参数选取依据临近流域巩乃斯河的确参数作为初值^[9],之后参考初值模拟径流量,并对比实测值,对初值使用渐进式优化率定方法确定最终取值。最终参数取值如表 2 所示。

表 2 不同高程带(A、B、C、D、E)模型参数的取值

月份	C_r					C_s				
	A	B	C	D	E	A	B	C	D	E
1、2、3	0.75	0.8	0.85	0.9	0.9	0.65	0.7	0.7	0.7	0.7
4	0.65/0.34*	0.70/0.39	0.75/0.44	0.8/0.49	0.85/0.54	0.65/0.43	0.65/0.43	0.7/0.48	0.7/0.48	0.7/0.48
5	0.29/0.24	0.29/0.25	0.34/0.3	0.39/0.35	0.44/0.4	0.33/0.31	0.33/0.31	0.38/0.36	0.38/0.36	0.38/0.36
6	0.2	0.25	0.3	0.35	0.4	0.31/0.33	0.31/0.34	0.36/0.38	0.36/0.38	0.36/0.38
7	0.21	0.26	0.31	0.36	0.41	0.4/0.41	0.41/0.43	0.45/0.46	0.45/0.46	0.45/0.46
8	0.2/0.05	0.25/0.10	0.3/0.15	0.35/0.15	0.4/0.2	0.33/0.18	0.35/0.18	0.38/0.18	0.38/0.23	0.38/0.23
9	0.05	0.05	0.1/0.05	0.1	0.1	0.19/0.11	0.19/0.11	0.19/0.11	0.24/0.16	0.24/0.16
10	0.14/0.23	0.17/0.28	0.15/0.3	0.25/0.38	0.3/0.43	0.31/0.49	0.31/0.56	0.31/0.56	0.36/0.61	0.36/0.61
11、12	0.42/0.72	0.49/0.77	0.54/0.82	0.59/0.87	0.64/0.87	0.56/0.65	0.56/0.7	0.56/0.7	0.61/0.7	0.61/0.7

注 */*中,/前表示为上半月的取值,/后表示为下半月的取值。

3 结果与分析

3.1 SRM 模拟结果分析

将 1990—1996 年作为率定期,将 1997—2000 年作为验证期,验证率定的参数带入模型中的模拟结果、模型效率和误差。率定期及验证期的模拟径流量如图 2 所示。由图 2 可知,率定期和验证期的径流实测值和模拟值总体上拟合程度较好,变化趋势一致。部分年份的模拟峰值与实际值相比出现偏差,如 1996、1998 及 1999 年模拟的最大峰值要小于实测值,且峰值对应的时间点也有提前或滞后,可能是因为模型中输入的积雪衰退曲线为多年平均值,而年内实际积雪衰退曲线与多年平均有较大差异,从而导致年内汛期模拟值和实测值误差较大。各年份的退水过程及非汛期模拟效果较好。

采用无量纲的拟合优度决定系数 R^2 和径流体积差 D_v (volume difference)定量评价模拟结果,各年份的 D_v 和 R^2 值如表 3 所示。由表 3 可以看出,率定期平均的决定系数和体积差分别为 0.83 和 6.81%;验证期的决定系数和体积差分别为 0.82 和 12.69%,总体上 SRM 模型在研究区的应用符合精度要求,验证期的体积差及决定系数比率定期的稍低。本研究 SRM 模型在全球 100 多流域模拟中 R^2 平均值为 0.81 和 D_v 平均值为 5.97%^[4], R^2 要优于平均值, D_v 值稍大,说明多年平均积雪的带入造成汛期峰值的模拟有一定误差,造成全年的模拟平均误差增大。为验证构建的模型在年内实际积雪覆盖率下的径流模拟效果,将 2000 年积雪覆盖率带入模型中进行模拟,结果表明,在验证期内 2000 年的模拟效果最好, R^2 和 D_v 分别为 0.87 和-2.18%,表明代入实际积雪

覆盖率构建的SRM模型模拟效果好于代入多年平均积雪覆盖率的模拟,径流模拟结果精度更高。

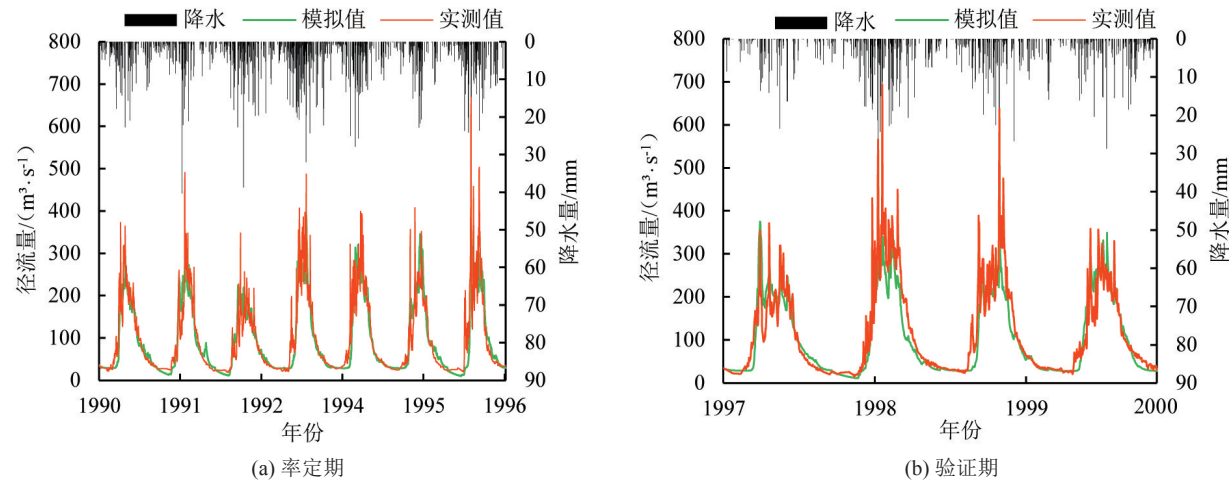


图2 SRM模拟结果

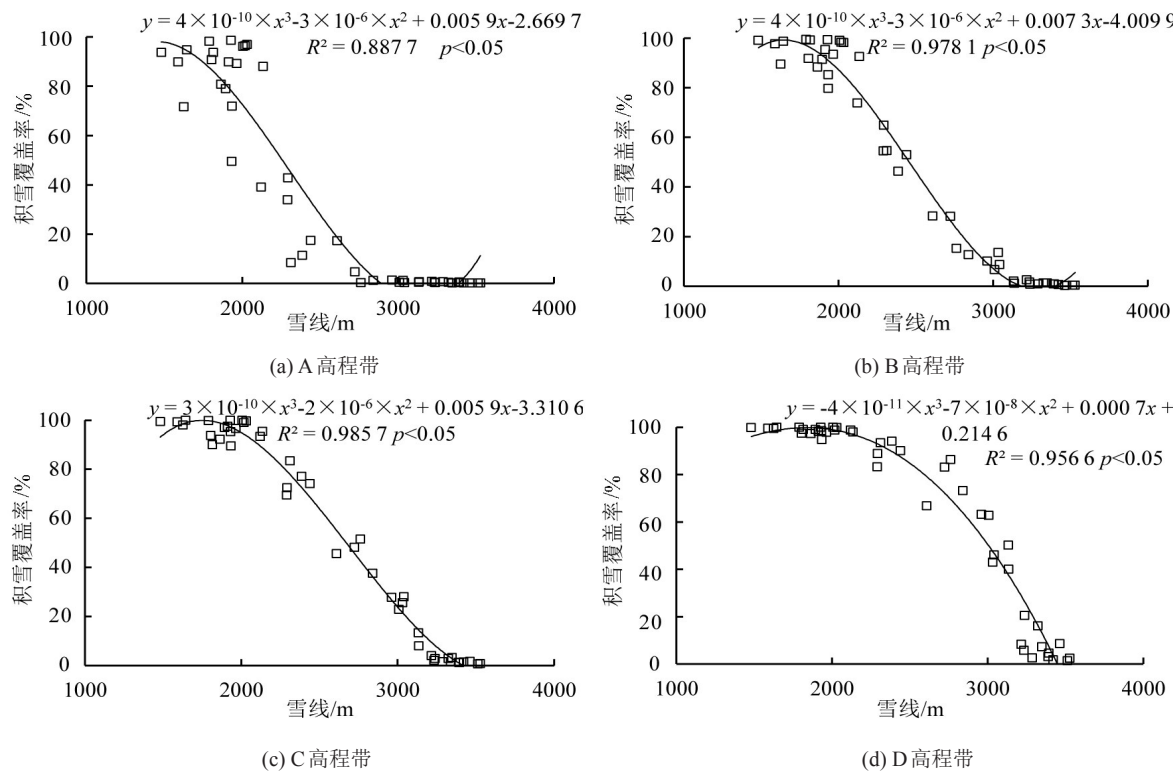
表3 1990—2000年模拟结果的 D_v 和 R^2

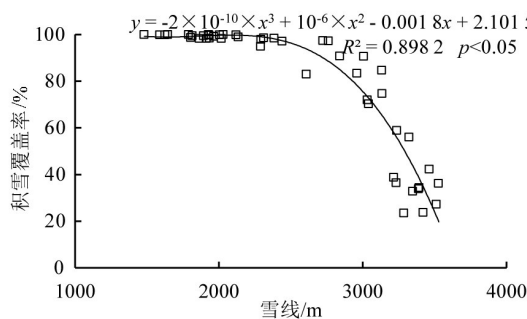
年份	率定期								验证期				
	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	平均	1997	1998	1999	2000*	平均
D_v	6.65	3.28	-5.65	7.60	4.17	-9.77	10.52	6.81	-9.06	20.80	18.70	-2.18	12.69
R^2	0.88	0.85	0.80	0.88	0.84	0.81	0.74	0.83	0.77	0.84	0.78	0.87	0.82

注 模型在2000年带入的为当年积雪覆盖率,其他年份均为多年平均积雪覆盖率。

3.2 雪线变化对径流的影响

基于2000—2016年MODIS 8 d数据经ArcGIS处理得到多年平均雪线及各分带的积雪覆盖率并建立相关关系,进行多元回归拟合,拟合结果如图3所示。由图3可知,各分带的积雪覆盖率和雪线均有良好相关性, R^2 均能达到0.88以上,且各回归方程在5%水平下显著。C分带的 $R^2=0.99$,雪线与积雪覆盖率的相关性最好,表明C分带的积雪覆盖率能对雪线变化有较好的响应;A和E分带的 R^2 分别为0.89和0.90,表明这2个分带中积雪覆盖率对流域平均雪线变化的敏感性较低,A分带主要由于在此区域只有冬季有较多积雪覆盖,雪线会下降到此区域内,其他3个季节的雪线变化与A区内积雪覆盖没有直接的相关性,E分带主要由于永久积雪的存在,影响积雪覆盖与雪线之间的相关性。

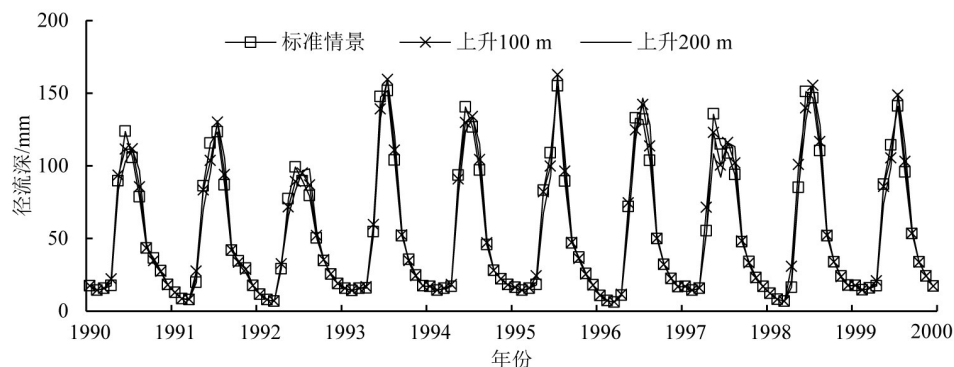




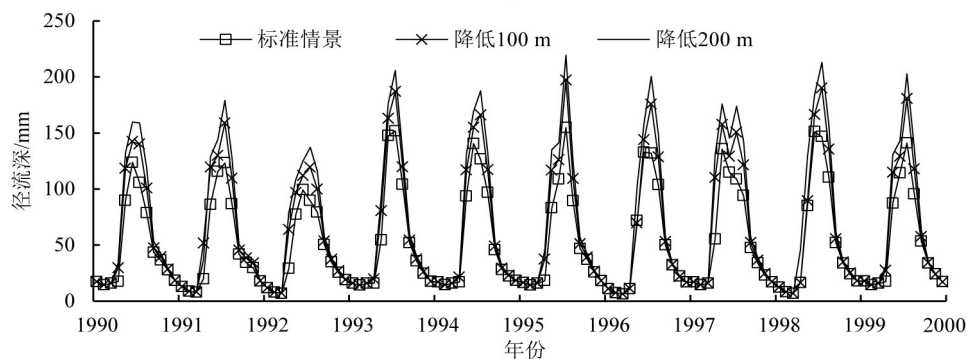
(e) E 高程带

图3 雪线和积雪覆盖率相关图

积雪作为高海拔地区重要的淡水资源,其储量变化可直接反映冬季降雪量及气温等因素的变化。雪线是积雪覆盖区的边界线,也是评估积雪未来变化的重要参数^[26-27]。为更加直观反映山区积雪变化对径流的影响,借助任意情景假定法,假定雪线上升或下降100 m和200 m共4种情景,利用SRM模型对1990—1999年径流变化进行分析。根据雪线和积雪覆盖率之间的回归方程,使雪线抬升或下降,求出对应各高程带的积雪覆盖率,代入SRM模型,月径流深变化如图4所示,年径流深变化如图5所示。



(a)高度上升



(b)高度降低

图4 雪线变化条件下的月径流深对比

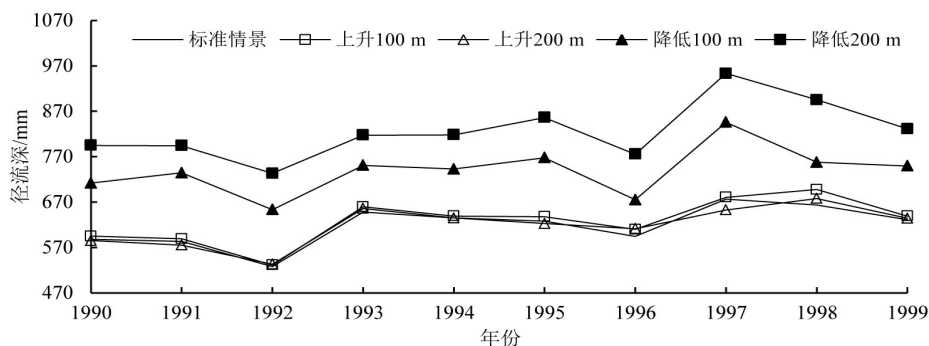


图5 雪线变化条件下的年径流深对比

由图4可知,雪线降低假定情景下,春夏季径流变化幅度较大,尤其在7月,雪线降低100 m可使径流量

增加30.6%,雪线降低200 m可使径流量增加47.6%,而秋冬季径流和标准情境下的径流基本相同。表明研究区中积雪变化主要影响春夏季的径流,在此期间,融雪为径流的主要补给源;秋冬季为积雪累积期,其变化对径流影响较小,在此期间,径流补给源中降雨占主导地位。

由图5可知,雪线高度上升模拟出的径流量与标准情景模拟径流量大致相等,雪线上升100 m和200 m所对应径流量增幅不明显,分别为1.63%和0.14%,表明雪线上升对径流影响较小。造成此类现象是由于在标准情景下,雪线高度较假定情景低,高寒山区融雪径流的水源一般为季节性积雪,而永久积雪基本不发生融化,而在雪线上升的假定情景下,季节性积雪在融雪期还未结束时已经全部融化,气温持续上升将会导致永久积雪发生融化,且在假定情况中,设永久积雪的消融曲线和季节性积雪相同,故2种情景对应的融雪期融雪总量不变,使得径流量也大致相等。雪线高度下降模拟出的径流量较标准情景模拟径流量有明显增幅,雪线下降100 m和200 m所对应径流增幅分别为19.72%和33.92%,表明雪线降低会导致径流量增多,且雪线高度下降越多,径流增加越多。径流量增加是由于在假定情景下,雪线下降使得融雪期融雪总量增加,导致径流量明显增大。

4 讨论

将模拟结果与已有在此研究区应用的模型对比^[28-29], D 和 R^2 的均值优于其他模型,整体模拟过程较好,说明SRM模型在喀什河流域中适用性较好。分汛期和枯水期进行分析,发现在枯水期中SRM模型能较其他模型更好地模拟出径流过程。汛期初期,模型能很好地反映融雪径流过程,与实测径流过程较为符合;在汛期中期,模型不能较好地模拟出高峰值,特别是实际径流过程峰值较高时,模拟出的峰值明显较低,这与其他模型相比效果较差,可能是由于模型对温度参数较为敏感,而对降水不太敏感,导致汛期积雪变化幅度较小、降水量较大情况下,模型不能较好地模拟实际径流过程。

模型中参数的选取规律与黄永生^[23]研究结果相同,即由冬至夏,由低海拔到高海拔的变化规律相同。模拟径流和实测径流之间还有一定的误差,造成这种误差可能由于:①降水及气温数据采用经验插值确定,没有实时捕捉到降雨中心的降水量,具有较大偏差;②除2000年以外,所有年份的积雪覆盖率数据均使用多年平均积雪,积雪衰退曲线为平滑下降,没有体现实际积雪覆盖的动态性;③模型中参数率定和实际情况仍有偏差。以上不足之处应随高空气象卫星数据技术的发展及更高精度的数据的出现进行弥补,进一步提高模型精度,使得模型在流域中达到更好的适用性。

5 结论

1)将流域按500 m为间隔区分高程带,并综合考虑地理情况插值的降水、气温及其他变量构建的SRM模型在喀什流域具有一定适用性,模型构建中所使用的参数考虑了实际下垫面因素,其数值的确定较为合理。

2)借助多年平均积雪覆盖率的径流模拟,总体上模拟径流和实测径流的变化趋势一致。率定期的决定系数和体积差分别为0.83和6.81%;验证期的决定系数和体积差分别为0.82和12.69%,模拟均符合精度要求;代入2000年积雪覆盖率进行径流模拟的决定系数和体积差分别为0.87和-2.18%,较多年平均积雪覆盖率的径流模拟更好。

3)建立雪线和积雪覆盖率在不同高程带上均有较好的相关性。假定雪线变化情境下,雪线上升100 m和200 m所对应径流量增幅不明显,分别为1.63%和0.14%,说明雪线上升将会导致永久积雪的消融;雪线下降100 m和200 m所对应径流增幅分别为19.72%和33.92%,表明雪线降低会导致流域的融雪期融雪总量增大,使径流量增多,且雪线高度下降越多,径流量增加越多;流域中春夏季径流受雪线变化影响较大,7月份雪线变化导致的径流增幅最为明显。

参考文献:

- [1] 王国庆,荆新爱,陈江南,等.流域水文模型在黄河中游清涧河流域的应用对比[J].灌溉排水学报,2005,24(3):53-56.
- [2] 李弘毅,王建.SRM融雪径流模型在黑河流域上游的模拟研究[J].冰川冻土,2008,30(5):769-775.
- [3] 怀保娟,李忠勤,孙美平,等.SRM融雪径流模型在乌鲁木齐河源区的应用研究[J].干旱区地理,2013,36(1):41-48.
- [4] MARTINEC J, RANGO A, MAJORE E. snowmelt-runoff model (SRM) user's manual[M]. Washington DC: National Aeronautics and Space Administration, 1983.
- [5] 张璞,王建,刘艳,等.SRM模型在玛纳斯河流域春季洪水预警中的应用研究[J].遥感技术与应用,2009,24(4):456-461.

- [6] 刘晓林, 杨胜天, 赵长森,等. 雅江流域多源遥感驱动的SRM模型精度影响因子研究[J]. 北京师范大学学报(自然科学版), 2015, 51(6):606-612.
- [7] 刘晓林, 杨胜天, 赵长森,等. 多源遥感驱动的SRM模型在缺资料地区的研究及应用[J]. 遥感技术与应用, 2015, 30(4):645-652.
- [8] 王超, 赵传燕, 冯兆东. 黑河上游不同流域融雪过程的SRM模拟[J]. 兰州大学学报(自然科学版), 2011, 47(3):1-8.
- [9] 孜来布·阿不来提. 基于GIS与RS的融雪径流模型在乌鲁木齐河的应用[D]. 乌鲁木齐: 新疆农业大学, 2012.
- [10] 陆平. 基于MODIS数据的新疆玛纳斯河流域积雪监测与融雪径流模拟[D]. 北京: 中国地质大学, 2005.
- [11] 宁理科, 刘海隆, 包安明. SRM模型的不确定性分析[J]. 石河子大学学报(自然科学版), 2012, 30(6):755-760.
- [12] 刘俊峰, 杨建平, 陈仁升,等. SRM融雪径流模型在长江源区冬克玛底河流域的应用[J]. 地理学报, 2006, 61(11):1 149-1 159.
- [13] VAFAKHAH M, NOURI A, ALAVIPANAH S K. Snowmelt-runoff estimation using radiation SRM model in Taleghan watershed[J]. Environmental Earth Sciences, 2015, 73(3):993-1 003.
- [14] 赵军, 黄永生, 宋阁庆,等. SRM融雪径流模型在疏勒河流域上游的应用[J]. 水资源与水工程学报, 2015(1):72-76.
- [15] KARIMI H, ZEINIVAND H, TAHMASEBPOUR N, et al. Comparison of SRM and WetSpa models efficiency for snowmelt runoff simulation[J]. Environmental Earth Sciences, 2016, 75(8):664.
- [16] SHAD M S, ROSHAN M H, ILDOROMI A. Integration of the MODIS snow cover produced into snowmelt runoff modeling[J]. Journal of the Indian Society of Remote Sensing, 2014, 42(1):107-117.
- [17] 穆艾塔尔·赛地, 丁建丽, 阿不都·沙拉木,等. 天山北坡山区流域融雪径流模拟研究[J]. 干旱区研究, 2016, 33(3):636-642.
- [18] SENZEBA K T, BHADRA A, BANDYOPADHYAY A. Snowmelt runoff modelling in data scarce Nuranang catchment of eastern Himalayan region[J]. Remote Sensing Applications Society & Environment, 2015(1):20-35.
- [19] ADNAN M, NABI G, POOMEE M S, et al. Snowmelt runoff prediction under changing climate in the Himalayan cryosphere: A case of Gilgit River Basin[J]. Geoscience Frontiers, 2017, 8(5):941-949.
- [20] ADNAN M, NABI G, KANG S, et al. Snowmelt runoff modelling under projected climate change patterns in the Gilgit River Basin of Northern Pakistan[J]. Polish Journal of Environmental Studies, 2016, 26(2): 525-542.
- [21] 马虹, 程国栋. SRM融雪径流模型在西天山巩乃斯河流域的应用实验[J]. 科学通报, 2003, 48(19):2 088-2 093.
- [22] 王晓杰, 刘海隆, 包安明. 气候变化对玛纳斯河的径流量影响预测模拟分析[J]. 冰川冻土, 2012, 34(5):1 220-1 228.
- [23] 黄永生. SRM融雪径流模型参数不确定性研究[D]. 兰州: 西北师范大学, 2015.
- [24] 江净超, 刘军志, 秦承志,等. 中国近地表气温直减率及其季节和类型差异[J]. 地理科学进展, 2016, 35(12):1 538-1 548.
- [25] 穆振侠. 高寒山区降水垂直分布规律及融雪径流模拟研究[D]. 乌鲁木齐: 新疆农业大学, 2010.
- [26] 郭忠明, 顾祝军, 吴红波,等. 冰川雪线高度研究进展[J]. 遥感技术与应用, 2016, 31(4):645-652.
- [27] 吴江, 胡胜. DEM分辨率对SWAT模型水文模拟的影响研究[J]. 灌溉排水学报, 2016, 35(11):18-23.
- [28] 于宴民, 穆振侠. CFSR数据在高寒山区径流模拟中的适用性[J]. 灌溉排水学报, 2015, 34(11):93-97.
- [29] 高瑞, 穆振侠, 彭亮,等. 水量平衡与能量平衡模式下的VIC模型在喀什河流域的应用研究[J]. 灌溉排水学报, 2018, 37(1):106-112.

Modelling Runoff of the Melted Snowpack in Western Tianshan Mountain Using the SRM Model

TANG Rui, MU Zhenxia*, ZHOU Yulin, YIN Ziyuan, PENG Liang

(College of Water Conservancy and Civil Engineering, Xinjiang Agricultural University, Urumqi 830052, China)

Abstract: 【Objective】The objective of this paper is to model flow of the meted snowpack in western Tianshan Mountains aimed to help rationally use of the ice and water resources. 【Method】We used the SRM model, with full consideration of the possible effects of dynamic changes in the snowline, to simulate the runoff of the melted snowpack in the Kashi River basin based on the hydrological and meteorological data measured from 1990 to 2000, as well as the MODIS and DEM data. 【Result】The coefficient of determination and volume difference of the modeled results were 0.83 and 6.81% respectively for the calibrated period, and 0.82 and 12.69% respectively for the verification period. The elevation of the snowline and the associated snow coverage was correlated with $R^2 > 0.88$. Using this correlation, we estimated that when the elevation of the hypothetical snowline increased by 100 m and 200 m, the associated runoff increased by 1.63% and 0.14% respectively. In contrast, when the elevation of the snowline decreased by 100 m or 200 m, the associated runoff increased by 19.72% and 33.92% respectively. 【Conclusion】The proposed model works well in the studied area. There is a good correlation between the elevation of the snowline and the associated snow cover, and an decrease in snowline elevation leads to a substantial increase in runoff.

Key words: SRM model; MODIS; snowmelt runoff; snowline

责任编辑:白芳芳