

西北干旱区内陆河流域出山径流变化趋势 对气候变化响应模型*

康尔泗 程国栋 蓝永超 金会军

(中国科学院兰州冰川冻土研究所, 兰州 730000)

摘要 将 HBV 径流模型进行改进, 使之适合于中国西北干旱区内陆河山区流域的特征及径流形成过程, 从而建立了用以模拟出山月径流量对气候变化响应的模型. 以河西走廊黑河山区流域为例, 对不同的年平均气温和年降水量的变化趋势条件下出山径流的响应进行了模拟计算. 结果表明, 如到 2030 年气温升高 0.5°C , 降水保持不变, 5 月和 10 月的径流量将增加, 这表明积雪融水对河流的补给将增加, 但 7 月和 8 月由于蒸发量的增加将使径流量有所减少, 致使年径流量将减少 4%. 如降水保持不变, 气温升高 1°C 时, 除 5, 6 月份径流量有所增加外, 7, 8 月份的径流量将减少较多, 而年径流量将减少 7.11%. 若气温保持不变, 降水量增加 10%, 径流量将增加 5.27%; 降水量增加 20%, 径流量将增加 12.35%. 当气温升高 0.5°C , 降水增加 10% 时, 径流量仅增加 1.62%.

关键词 内陆河流域 出山径流 气候变化 响应

全球变暖将在总体上引起地球表面蒸发量和蒸腾量增加, 因而将引起降水量增加. 现今气候模型模拟计算的结果表明, 当地球表面的气温平均升高 $1.5\sim 4.5^{\circ}\text{C}$ 时, 全球平均降水量将增加约 3%~15%, 但在时间和空间的分布上是极不均匀的, 当一些地区的降水量增加时, 另一些地区的降水量可能减少^[1]. 我国西北干旱区深居亚洲内陆, 远离海洋, 但由于区内若干庞大山系对水汽的拦截作用, 致使山区降水较多, 冰川和积雪发育, 成为径流的形成区, 而山前的干旱平原盆地则是径流的散失区. 因此, 出山径流量代表着地区的水资源量. 水资源是随气候变化而变化着的动态资源. 为回答西北干旱区经济持续发展的水资源保证问题, 必须了解在全球变化的大背景下, 出山径流将如何变化. 根据施雅风等人对气候变化对西北地区水资源影响的研究, 预期到 2030 年左右, 温室气体增加将使西北地区升温 $(1.5\pm 1)^{\circ}\text{C}$, 而山区升温要低一些, 可能只有 $(1\pm 0.5)^{\circ}\text{C}$, 山区降水量可能会有一定幅度的增加^[2]. 赖祖铭和叶佰生等人用水量平衡模型模拟计算了天山乌鲁木齐河和伊犁河山区径流在不同气候变化情况下的可能变化^[3]. 西北干旱区的水资源系统基本上由若干相对独立的内陆河流域水资源子系统组成. 西北干旱区内陆河流域具鲜明的垂直景观带结构, 其中山区流域可划分为高山冰雪冻土

1998-06-16 收稿, 1998-10-18 收修改稿

* “九五” 国家科技攻关重点资助项目 (编号: 96-912-01-02)

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www>

带和山区植被带,而山前的平原盆地可划分为绿洲带和荒漠带.为模拟计算在气候变化条件下西北干旱区出山径流的变化,需建立一个能反映区域自然地理特征,以基本气候变量为初始输入的径流模型.本文应用瑞典水文气象研究所 HBV 径流模型^[4]的基本结构来建立出山径流变化趋势对气候变化的响应模型. HBV 径流模型是一个概念性的集总水文模型,但其输入变量和参数按流域海拔带进行分布计算,该模型被广泛用于欧洲及世界若干地区包括降雨和融雪径流以日为时间步长的模拟计算^[5]. 后来,特别是 90 年代以来,瑞士联邦理工学院 (ETH) 对其进行改进,加入冰川径流的模拟以及山区径流变化对气候变化的敏感性模拟,对喜马拉雅山南坡山区流域的日径流过程进行了模拟计算研究^[6],其模型即称为 HBV-ETH 模型. 本项研究将 HBV 径流模型进行改进,将其分为高山冰雪冻土带和山区植被带两部分来分别模拟流域的产流量对降水量和气温这两个气候变量的响应,然后再经过一个流域集总的响应函数来模拟出山月径流量,从而使之适合于我国西北干旱区内陆河山区流域的特征及径流形成过程,由此建立了用以模拟出山月径流量对气候变化的响应,进而预测在气候变化情况下出山径流的可能变化趋势的模型.

1 模型结构

本文所建立的西北干旱区内陆河流域出山径流变化趋势对气候变化响应模型的基本结构

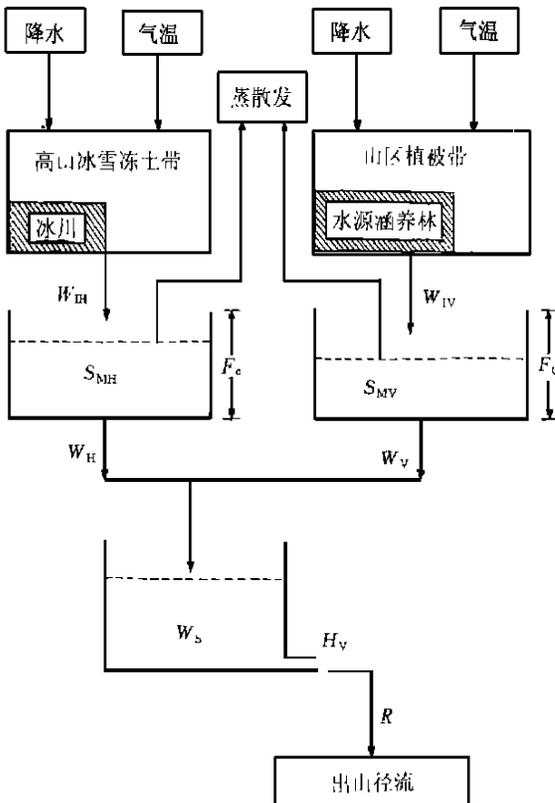


图 1 西北干旱区内陆河流域出山径流对气候变化响应模型结构简图

根据 HBV 径流模型^[4]设计,符号在文内解释

如图 1 所示.

模型的基本输入为常规气象站观测的降水量和气温,输出为山区流域的蒸散发和出山径流量,以月为时间步长.将山区流域划分为高山冰雪冻土带和山区植被带两个基本海拔高度带.在每个基本海拔高度带内,降水、气温和水量平衡又按海拔进行分布计算.图 1 所示出山径流模拟计算的步骤如下:

(1) 水量输入计算:包括冰川融化,固态降水的分离,雪的积累和融化.冰川、积雪融化量和液态降水量合计为流域的水量输入.在高山冰雪带表示为 W_{IH} ,在山区植被带表示为 W_{IV} .

(2) 土壤湿度层的水量计算:应用 HBV 径流模型中土壤湿度层的概念^[4],将表面和表面以下,多年冻土活动层或潜水面以上这一层统称为土壤湿度层.高山冰雪冻土带土壤湿度层的含水量表示为 S_{MH} ,山区植被带表示为 S_{MV} .土壤湿度储存的输出量为蒸散发量.土壤湿度带径流产生的临界含水量在高山冰雪冻土带为 F_c .在

山区植被带为 F_c .

(3) 径流计算: 将土壤湿度层视为一个水库, 则当其容量达到 F_c 或 F_C 时, 有产水量 W_H 或 W_V . 高山冰雪冻土带和山区植被带的产水量 W_H 和 W_V 转化为流域的水储存量 W_S . 然后, 通过一个以 H_V 为出流系数的流域集总响应函数, 模拟计算出山径流量 R .

2 出山径流模拟计算

2.1 黑河山区流域

以河西走廊黑河祁连山区流域为例, 对出山径流进行模拟计算. 进行径流计算的山区流域由莺落峡水文站 ($38^{\circ}48'N$, $100^{\circ}11'E$) 控制, 流域海拔范围由 $1\ 674\text{ m}$ ~ $4\ 823\text{ m}$. 流域内还有由祁连水文站 ($38^{\circ}12'N$, $100^{\circ}14'E$) 和扎马什克水文站 ($38^{\circ}14'N$, $99^{\circ}59'E$) 控制的两个子流域 (表 1).

表 1 河西走廊黑河祁连山区莺落峡水文站控制流域^[7]

水文站	海拔 / m	流域面积 / km ²	冰川面积 / km ²	冰川储 水量 $\times 10^8/\text{m}^3$	冰川覆 盖率 / %	径流量 $\times 10^8$ / m ³	冰川融水 量 $\times 10^8/\text{m}^3$	冰川融水 补给 / %
莺落峡	1 674	10 009	59	13. 808	0. 59	16. 05	0. 546 0	3. 4
祁连	2 590	2 452	8. 71	2. 038	0. 36	4. 14	0. 080 6	2. 0
扎马什克	2 635	4 589	38. 61	9. 036	0. 84	7. 03	0. 357 3	5. 1

黑河山区流域以海拔 $3\ 600\text{ m}$ 为高山冰雪冻土带和山区植被带的分界线. 高山冰雪冻土带下垫面主要由冰川、积雪、多年冻土和高山草垫等组成, 而山区植被带下垫面主要由草垫、灌丛和水源涵养林等组成. 黑河山区莺落峡水文站控制流域的高山冰雪冻土带的面积占流域面积的 59% .

2.2 流域降水量和气温

(1) 降水量和气温推求: 流域不同海拔的降水量和气温以降水海拔梯度和气温海拔梯度来推求. 根据分布在黑河山区流域及其附近的气象站和水文站的观测资料, 进行统计分析和检验, 得出以张掖气象站 ($38^{\circ}56'N$, $100^{\circ}26'E$) 为基本站的月降水量和气温海拔梯度 (表 2). 月降水量和气温海拔梯度随降水量的增加和气温的上升而增加, 年内变化与降水量和气温的变化基本一致. 山区降水量较多主要受制于地形对气流和水汽的抬升作用, 在干旱大陆性气团控制的冬季就表现不出降水海拔梯度. 降水和气温海拔梯度的变化特征反映了干旱的大陆性气候和地形的影响. 山区年平均降水梯度为 $12.4\text{ mm}/100\text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$. $5\sim 8$ 月气温梯度接近大气平均气温垂直递减率, 其他月份则较之要小一些 (表 2).

(2) 降水观测误差修正: 由常规气象站雨量观测器观测的降水量比实际降水量偏少, 含有动力损失 (风的影响)、蒸发损失和湿润损失^[8]. 根据观测试验, 分析降水观测系统误差的修正值^[6,8], 本文取固态降水量相乘修正系数 $G_{S}=1.3$, 液态降水 $G_{L}=1.1$.

(3) 固态降水分离: 设固态降水和液态降水的临界气温分别为 T_S 和 T_L , 日均气温为 T , 日降水量 P 中固态降水为 P_S , 则当 $T \geq T_L$ 时, $P_S/P=0$; 当 $T \leq T_S$ 时, $P_S/P=100\%$; 当 $T_S < T < T_L$ 时, $P_S/P=(T_L-T)/(T_L-T_S)^{[9,10]}$. 对于月平均气温和月降水量, 取 T_S 作为固态降水和液态降水的临界气温. 根据野外观测^[10] 本文中取 $T_S=2^{\circ}\text{C}$. 这样分离出的固态降水量, 近

似代表每个海拔高度带的平均积雪水当量。

表 2 黑河山区流域月降水量和气温海拔梯度(以张掖气象站为基本站, 1959~1993 年平均)

月份	张掖气象站(海拔 1483.7 m)		海拔梯度	
	降水量/mm	气温/℃	降水量 ^{a)} / %·100 m ⁻¹	气温/℃·100 m ⁻¹
1	1.4	-9.7	0.000	-0.43
2	1.4	-5.7	0.000	-0.44
3	4.0	2.0	0.025	-0.52
4	5.1	9.6	0.059	-0.59
5	13.0	15.5	0.108	-0.64
6	21.1	19.3	0.123	-0.66
7	27.6	21.3	0.131	-0.62
8	28.8	20.3	0.094	-0.61
9	16.8	14.5	0.090	-0.55
10	4.7	6.9	0.064	-0.50
11	2.3	-1.3	0.000	-0.53
12	1.4	-8.0	0.000	-0.43
年	127.6	7.1	0.097	-0.54

a) 对张掖气象站降水量的百分比

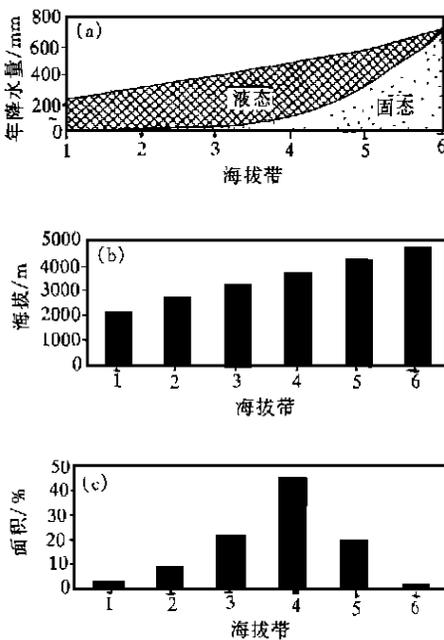


图 2 黑河山区流域年平均降水量及其固态组成随海拔带的分布(1959~1993 年平均)

(a) 降水量随海拔带的分布, (b) 海拔带的平均海拔, (c) 各海拔带面积占流域面积的百分比

将黑河山区流域分为 6 个海拔带, 根据流域面积-海拔分布曲线, 求得各海拔带固、液态降水量及分布(图 2), 从而求得莺落峡水文站控制的黑河山区流域高山冰雪冻土带和山区植被带的平均降水量和固态降水比率(表 3). 随着海拔升高, 降水量和固态降水量均增加, 在海拔 4 500 m 以上, 降水均为固态, 年降水量可达 600 mm, 但这部分面积仅占流域面积的 2.5%(图 2). 流域降水量和固态降水比率受制于降水和气温海拔梯度以及流域的面积-海拔分布状况。

2.3 冰川和积雪融水量

山区植被带季节积雪融化量 S_M 由下式计算:

$$S_M = D_{DF}(M) \times (T - T_0), \quad (1)$$

式中, $D_{DF}(M)$ 为随季节和海拔而变化的度日因子 ($\text{mm}/\text{℃}\cdot\text{d}^{-1}$), M 为月份, T 为日均气温 (℃), T_0 为融化的临界气温 (℃).

高山冰雪冻土带冰雪融化量 G_M 由下式计算:

$$G_M = M_F \times D_{DF}(M) \times (T - T_0), \quad (2)$$

式中, M_F 为高山带随海拔而变化的冰雪融化系数. 公式(1)和(2)的表达式常用于日融化量的计算, 而 M_F 为冰川融化系数^[6], 本文用于计算月融化量, 公

式中变量取月平均值, 度日因子和融化系数也作了上述新的解释. 在山区植被带, 积雪融化主要是春秋的季节积雪, 该带海拔位置较低, 气温较高, 积雪量又相对较少, 积雪较易融化, 因此

积雪融化的度日因子较小. 在我国大陆性气候条件下发育的高山冰雪冻土带, 消融过程和山区植被带有所不同, 这里海拔高, 气温较低, 冰雪消融的能源主要是太阳辐射^[9], 因此, 度日因子较大, 而且随海拔增加较多. 根据在天山乌鲁木齐河源 1 号冰川消融的观测实验研究, 冰川消融热中净辐射平均占 85%^[11], 根据观测资料^[9], 推算出 6~8 月冰川融化的度日因子在海拔 3 750 m, 平均为 10.8 mm/°C·d⁻¹, 在冰川的平均海拔 4 006 m 处为 17.2 mm/°C·d⁻¹. 本文经模型调试, 取 $T_0 = 0.0^\circ\text{C}$, 在山区植被带 4~10 月消融期度日因子随海拔和月份变化不大, 取 $D_{\text{DF}}(M) = 1.0^\circ\text{C}$, 主要为春、秋季节积雪融化; 在高山冰雪冻土带消融期 5~9 月, $D_{\text{DF}}(M) = 2.0^\circ\text{C}$. 由于在高山冰川分布的海拔范围内融化集中在夏季 6~8 月, 在更高海拔地带融化甚至集中在 7 月和 8 月, 因此 M_F 值随海拔而增加, 在海拔 4 000 m 以上, 取值于 2.0~7.2 之间. 在高山冰雪冻土带, 冰川和积雪的月融化量均按(2)式以月平均气温来计算.

表 3 黑河莺落峡水文站控制山区流域平均降水量^{a)}

分带	分界海拔/m	面积/%	平均海拔/m	平均年降水量		流域平均年降水量	
				降水量/mm	固态降水/%	降水量/mm	固态降水/%
山区植被带	3 600	41.1	3 142.3	383.1	13.4	459.7	30.5
高山冰雪冻土带		58.9	3 993.1	513.2	39.4		

a) 流域平均海拔 3643.4 m, 1959~1993 年平均

2.4 蒸发

(1) 用高桥公式^[12]计算月蒸发力

$$E_0(M) = \frac{31 \exp\left(\frac{17.2 T(M)}{235 + T(M)}\right)}{1 + 0.01 P(M) \exp\left[-\frac{17.2 T(M)}{235 + T(M)}\right]}, \quad (3)$$

式中, $E_0(M)$, $T(M)$ 和 $P(M)$ 分别为 M 月的蒸发力(mm), 降水量(mm) 和平均气温($^\circ\text{C}$).

(2) 用傅抱璞公式^[13]计算月陆面蒸发量

$$E(M) = E_0(M) \{1 + P(M)/E_0(M) - [1 + (P(M)/E_0(M))^m]^{1/m}\}, \quad (4)$$

式中, $E(M)$ 为 M 月的陆面蒸发量(mm), m 为表征下垫面透水性、植被状况和地形等特征的参数. 根据该式在天山乌鲁木齐河山区流域的应用^[13], 取 $m = 2$, 考虑到河西走廊黑河流域与乌鲁木齐河流域基本属于相似的内陆河流域, 黑河山区流域也取这个值.

(3) 由蒸发力推算蒸发量. 本方法在水文模型调试中较常应用^[4]. 土壤含水量有一个蒸发量等于蒸发力的临界值 L_p , 设土壤含水量为 S_M , 蒸发量为 E , 蒸发力为 E_0 , 则当 $S_M \geq L_p$ 时,

$$E = E_0,$$

当 $S_M < L_p$ 时,

$$E = E_0 \frac{S_M}{L_p}. \quad (5)$$

(4) 计算结果. 根据流域水量平衡计算和模型调试, 高桥公式计算月蒸发力在黑河山区流域要加一个相乘系数 2.1, 而傅抱璞公式计算月陆面蒸发量要加一个相乘系数 1.3. 这表明由于西北内陆干旱区蒸发量大, 这两个公式的计算结果系统偏小. 由此计算出的蒸发力和蒸发量列于表 4. 由表 3 和表 4, 计算出径流系数在山区植被带为 0.18, 高山冰雪冻土带为

0.46, 全山区流域为 0.34. 这样, 由水量平衡计算出黑河山区流域的同期平均径流深为 165.6 mm, 这和表 1 所列黑河莺落峡水文站控制山区流域的实测径流量计算的径流深 160.4 mm 相当吻合.

表 4 黑河莺落峡水文站控制山区流域平均蒸发量^{a)}

分带	分界海拔/m	面积/%	平均海拔/m	平均年蒸发量		流域平均年蒸发量	
				蒸发力/mm	陆面蒸发/mm	蒸发力/mm	陆面蒸发/mm
山区植被带	3 600	41.1	3 142.3	650.0	315.4	500.4	294.1
高山冰雪冻土带		58.9	3 993.1	396.1	279.3		

a) 流域平均海拔 3643.4 m, 1959~1993 年平均

2.5 土壤湿度和水储存变化计算

当流域的水量输入(冰川融水、积雪融水和雨水)为 ΔW 时, 土壤水储量的变化为 ΔW_S , 这时, 有如下关系式^[4]:

$$\frac{\Delta W_S}{\Delta W} = \left(\frac{S_M}{F_C} \right)^\beta, \quad (6)$$

式中, F_C 为产生径流的土壤湿度层的临界含水量, S_M 为土壤湿度, β 为经验系数. (6) 式将流域的水量输入 ΔW 转化为产生径流的水量储存 ΔW_S , 土壤含水量 S_M 的损失为蒸发. F_C 和 β 据已有实验结果和模型调试来决定, 本文中取 $\beta = 1.0$. 在山区植被带, 4~10 月 F_C (图 1 中表示为 F_c) 值分别为 30, 50, 100, 100, 100, 50, 30 mm. 春季和秋季较小的 F_C 值可由季节冻土、季节积雪和土壤含水量的变化来解释. 春季径流主要由积雪融化形成, 此时季节雪盖下面季节冻土未完全消失, 起到了一定的隔水作用, 土壤湿度层较薄. 秋季积雪融化对径流的形成也起到一定的作用, 此时土壤湿度层由于潜水面升高等季节性变化因素, 其临界含水量减少. 因此春秋山区植被带的 F_C 值要小一些. 在高山冰雪冻土带, 5~9 月 F_C 值均为 100 mm. 其中 5 月和 9 月和山区植被带相比 F_C 值较大是由于较厚的高山积雪对径流的阻滞作用所致. 夏季 6~8 月山区植被带水源涵养林的持水作用可使 F_C 值较大, 而同期高山冰雪冻土带虽然多年冻土有促使径流形成而减小 F_C 值的作用, 但高山带较厚的积雪又有增加 F_C 值的作用, 结果是使得夏季高山冰雪冻土带和山区植被带的 F_C 值相互接近. 图 1 中响应函数以月为时间步长的出流系数 H_V 由 11 月至 3 月为 0.2, 4~10 月分别为 0.8, 0.8, 0.35, 0.37, 0.44, 0.6, 0.8. 在冬季的月份, 径流由地下水补给, H_V 值小. 春季 4, 5 月融雪径流主要形成于流域中海拔较低的部分, 冻土层有利于径流的汇流, 而秋季 9, 10 月流域中的产流区海拔高度下移, 融雪径流产生的土壤层临界含水量较少, 也有利于径流的汇流, 因此表征流域汇流特征的 H_V 值较大. 夏季 6~8 月, 由于高山带积雪层的滞流作用和水源涵养林保持径流的作用以及土壤含水层的持水作用, H_V 值较小. S_M 值可由 F_c 或 F_C 值减去当月的蒸发量求得. 另外, 根据模型调试, 得出 11 月~次年 4 月地下水多年调节的补给量对全流域平均为 21 mm, 占年径流量的 13%.

3 出山径流模拟结果

以河西走廊黑河山区流域为例, 对出山径流进行模拟计算. 以 1959~1993 年模型调试期为基础, 在假设到 2030 年不同气候变化情景条件下, 模拟计算出山径流的响应和变化趋势(图

3).

上述出山径流变化对气候变化响应的趋势模拟模型在黑河山区流域的初步运转的结果表明, 以张掖气象站为基本站的月降水量和气温为初始输入, 模型能较好模拟出出山月径流量, 因此, 模型的结构和设计是合理的(图 3). 以黑河山区流域为例的模拟计算得出, 如到 2030 年气温升高 0.5°C , 降水保持不变, 5 月和 10 月的径流量将增加, 这表明积雪融水对河流的补给将增加, 但 7 月和 8 月由于蒸发量的增加和该流域冰川融水补给比重较小(表 1)将使径流量有所减少, 致使年径流量将减少 4%. 如降水保持不变, 气温升高 1°C 时, 除 5、6 月份径流量有所增加外, 7、8 月份的径流量将减少较多, 而年径流量将减少 7.11%. 若气温保持不变, 降水量增加 10%, 径流量将增加 5.27%; 降水量增加 20%, 径流量将 12.35%. 而当气温升高 0.5°C , 降水增加 10% 时, 径流量仅增加 1.62%. 因此, 在河西走廊黑河山区流域, 如在全球变暖的趋势下在未来数十年气温升高 1°C , 引起的年径流量减少约相当于降水量的 13%.

4 结论和讨论

西北干旱区山区径流过程极其复杂, 现有气象和水文台站分布又较少, 而山区水文过程的观测实验研究又十分有限, 这就增加了研究气候变化对山区径流变化影响的难度. 基于这种情况, 本文以 HBV 径流模型的基本结构和西北干旱区山区流域的区域性特征建立了一个以常规基本气象台站的观测降水量和气温为输入, 模拟计算和研究出山径流对气候变化响应的径流模型. 该模型需要输入的变量和参数不多, 结构清晰, 能根据山区流域的垂直分带特征对其水文过程进行模拟计算, 便于在干旱区山区流域推广应用, 为水资源的合理配置和持续利用提供出山水资源量的依据. 该模型在河西地区祁连山黑河山区流域的初步应用表明, 该河冰川融水补给比重较少, 在现今估计的到 2030 年气候变暖情景条件下, 春夏季出山径流可能增加, 而夏季径流可能减少, 但在总体上如果降水量有所增加, 则出山径流量将略有增加. 下一步将加强全球变暖条件下我国西北干旱区的气候变化的研究, 从而更好地确定区域性的气候变化

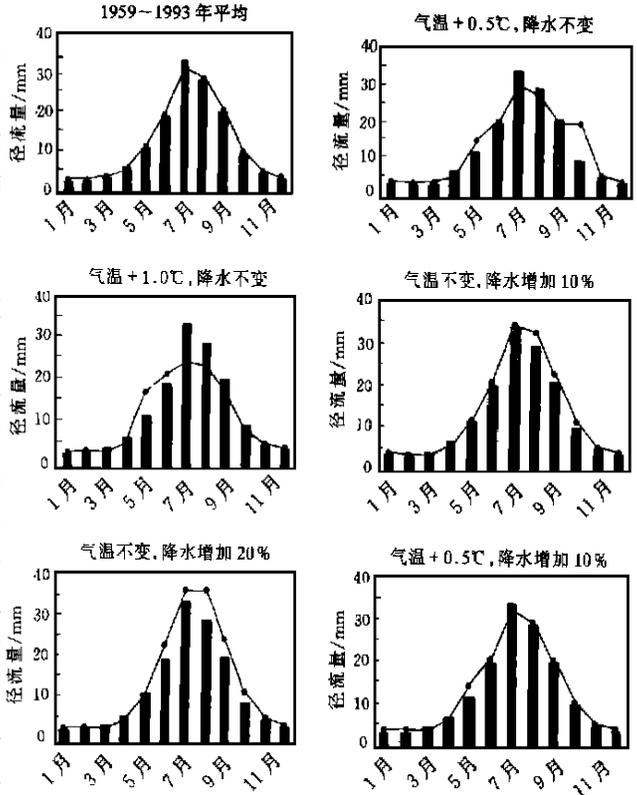


图 3 河西走廊黑河莺落峡水文站控制山区流域出山径流到 2030 年不同气候变化情景条件下月径流量的平均变化柱状图为 1959~1993 年的月平均值, 曲线为模拟计算的不同年平均气温和年降水量变化条件下到 2030 年的月径流量, 其中所示“1959~1993 年平均”图中的曲线为模型调试期的模拟径流量

情景. 另一方面, 要加强山区流域径流形成的观测实验研究, 改进模型输入变量和参数的计算方法, 应用本文所建立的径流模型于更多的西北干旱区山区流域, 包括不同的冰川融水补给比重的流域, 使模型的物理基础、区域代表性和实际应用均更加完善, 对西北干旱区出山径流的变化趋势作出区域性的判断和预测, 从而为地区经济的持续发展提供出山径流量变化及其对气候变化响应的科学依据.

参 考 文 献

- 1 Amell N, Bates B, Lang H, et al. Hydrology and freshwater ecology. In: Watson RT, et al, eds. Climate Change 1995. Cambridge: Cambridge University Press, 1996. 327~ 328
- 2 施雅风. 气候变化对西北、华北水资源的影响. 济南: 山东科学技术出版社, 1995. 343~ 344
- 3 赖祖铭, 叶佰生. 高寒山区流域的水量平衡模型及气候变暖趋势下径流的可能变化——以天山乌鲁木齐河为例. 中国科学, B 辑, 1991, 21(6): 652~ 658
- 4 Bergstrom S. Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. Bulletin Series A, Lund, 1976, (52): 12~ 83
- 5 Braun L N. Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower alping regions of Switzerland. Zurich: ETH, 1985. 1~ 50
- 6 Braun L N, Grabs W, Rana B. Application of a conceptual precipitation——runoff model in the Langtang Khola Basin, Nepal Himalaya IAHS Publ, 1993, (218): 221~ 237
- 7 杨针娘. 祁连山冰川水资源及其在河川径流中的作用. 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊, 1992, 7: 10~ 19
- 8 杨大庆, 施雅风, 康尔泗, 等. 天山乌鲁木齐河流域降水观测系统误差分析和修正. 见: 施雅风等编. 乌鲁木齐河山区水资源形成和估算. 北京: 科学出版社, 1992. 14~ 40
- 9 Kang Ersi. Energy-water-mass balance and hydrological discharge. Zurich: ETH, 1994, 53: 74~ 75, 82~ 85
- 10 康尔泗, Ohmura A. 天山冰川作用流域能量、水量和物质平衡及径流模型. 中国科学, B 辑, 1994, 24(9): 983~ 991
- 11 康尔泗, Atsumu Ohmura. 天山冰川消融参数化能量平衡模型. 地理学报, 1994, 49(5): 467~ 476
- 12 谭冠日, 严济远, 朱瑞兆. 应用气候. 上海: 上海科学技术出版社, 1985. 194~ 195
- 13 张国威, 买热艳木. 乌鲁木齐河山区流域蒸发估算及特征分析. 见: 施雅风等编. 乌鲁木齐河山区水资源形成和估算. 北京: 科学出版社, 1992. 90~ 98