

文章编号 1001-8166(2002)01-0018-09

概念性水文模型在出山径流预报中的应用

康尔泗¹ 程国栋², 蓝永超¹, 陈仁升¹, 张济世¹

(1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所水土资源研究室, 甘肃 兰州 730000;

2. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冻土工程国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000)

摘 要 根据 HBV 水文模型的基本原理, 建立了西北干旱区内陆河出山径流概念性水文模型。该模型反映了我国西部山区流域的径流形成特征, 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景观带来对山区径流的形成和汇流过程进行模拟计算, 以常规气象站的月气温和降水量为模型的初始输入, 模拟计算月出山径流量。应用该模型对河西走廊黑河祁连山北坡的山区流域水量平衡进行了模拟计算, 并对年径流和逐月分配进行了预报。结果表明, 从枯水年到丰水年, 降水量、蒸发量、径流量和径流系数均增加, 而冰川融水和积雪融水对出山径流的补给比重则减少, 这表明了冰雪融水对径流的具有调节作用。黑河山区流域径流系数远比干旱内流区的平均值大, 但要小于全国的平均径流系数。所提出的内陆河山区流域出山径流的模拟和预报模型对年径流量和月分配的预报具有较好的精度, 可用于黑河以及其他西北干旱区内陆河出山径流的预报, 为内陆河流域中下游的水资源分配和开发利用提供依据。

关 键 词: 内陆河, 出山径流, 概念性水文模型, 预报

中图分类号 P343 文献标识码 A

内陆河流域水资源的合理开发利用和科学管理要求我们对来年的出山径流量作出逐月预报, 从而为水资源的分配和生产布局提供水资源量的依据。在国家“九五”重点科技攻关项目“西北地区水资源合理开发利用与生态环境保护研究”中的“冰雪水资源和出山口径流量变化及其趋势预测研究”中, 根据山区流域径流形成过程和特征, 应用瑞典水文学研究所 HBV 概念性水文模型^[1]的基本结构, 设计了在气候变化的条件下预测内陆河山区流域出山径流可能变化趋势的模型^[2], 称为内陆河山区流域径流模型。该模型反映了我国西部山区流域的径流形成特征, 将山区流域分为高山冰雪冻土带和山区植被带两个基本海拔景观带来对山区径流的形成和汇流过程进行模拟计算, 以常规气象站的月气温和

降水量为模型的初始输入, 模拟计算出山径流量, 从而对代表性的内陆河流域出山径流在不同气候变化情景条件下的可能变化趋势进行了预测^[2]。现应用该模型对河西走廊黑河莺落峡水文站控制山区流域的逐月出山径流量进行预报研究。

1 模型结构

内陆河山区流域径流模型的基本结构如图 1 所示^[2]。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。在每个基本海拔景观带内, 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

收稿日期 2001-03-28, 修回日期 2001-06-13.

* 基金项目: 国家“九五”攻关重点项目“西北地区水资源合理开发利用与生态环境保护研究”(编号: 96-912-03-03S); 国家自然科学基金重点项目“西北干旱区内河流水资源形成与变化的基础研究”(编号: 49731003); 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所知识创新工程项目(编号: 210016)资助.

作者简介: 康尔泗(1942-), 男, 四川会理人, 研究员, 现从事水文、气候和水资源研究工作 E-mail: eskang@ns.lzb.ac.cn

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^[1]，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 SM_H ，山区植被带表示为 SM_V 。土壤湿度储存的输出量为蒸发量。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 。

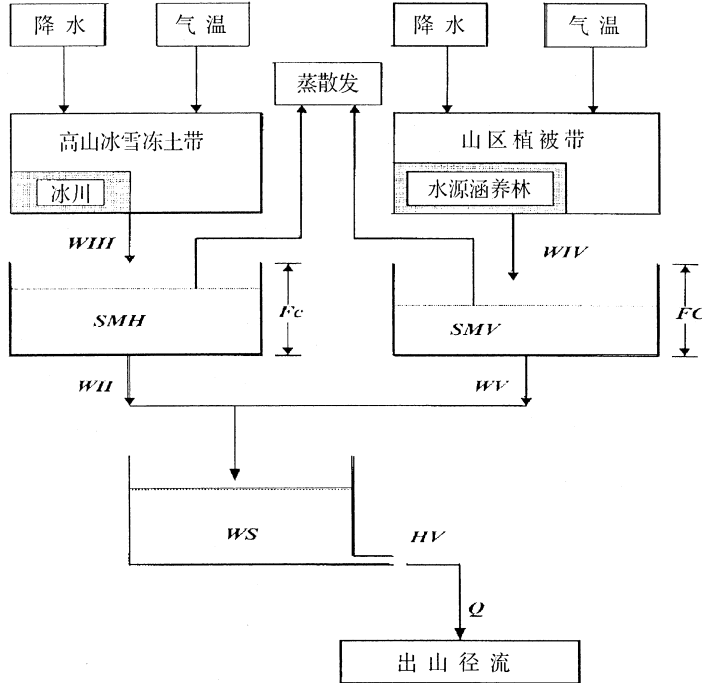


图1 西北干旱区内陆河山区流域径流模型结构简图(根据 HBV 径流模型^[1]设计,符号在文内解释)^[2]

Fig.1 Sketch of the runoff model of the mountainous watersheds in the inland river basins of the arid area of northwest China (designed based on the principle of HBV model^[1], symbols are explained in the text)^[2]

(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 WS 。然后通过一个以 HV 为出流系数的流域集总响应函数,模拟计算出山径流量 Q 。

(4) 模型评价标准

模型模拟流量过程和观测流量过程的拟合程度以评价标准 R^2 来表示^[1]:

$$R^2 = \frac{F_0^2 - F^2}{F_0^2} \quad (1)$$

式中,

$$F^2 = \sum_{t=0}^t (Q_o(t) - Q_c(t))^2 \quad (2)$$

式中 $Q_o(t)$ 为时间 t 的观测流量, $Q_c(t)$ 为时间 t 的模拟流量, t 为模拟时段长度。

$$F_0^2 = \sum_{t=0}^t (Q_o(t) - \bar{Q})^2 \quad (3)$$

式中 \bar{Q} 为时段观测流量的平均值。 R^2 表示在多大程度上模拟流量能表征实测流量,其最大值为 1,表示模拟流量和实测流量完全吻合。

模型的输入为以月为时间步长的常规气象站的气温和降水量,因此只要能预报出降水量和气温的月分配,即可对出山月径流量进行预报。

2 黑河山区流域

2.1 流域概况

以河西走廊黑河为例,对出山径流进行模拟计算。进行径流计算的黑河山区流域由莺落峡水文站(38°48'N, 100°11'E)控制(表 1)。

黑河山区流域以海拔 3 600 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、多年冻土和高山草甸等组成,而山区植被带下垫面主要由草甸、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面积占流域面积的 59%。流域山区植被带平均海拔为 3 142.3 m,高山冰雪冻土带平均海拔为 3 993.1 m,流域平均海拔为 3 737.7 m。

表 1 河西走廊祁连山区莺落峡水文站控制黑河山区流域

Table 1 The Heihe mountainous watershed controlled by Yingluoxia hydrometric station at the Qilian mountains by the Heixi Corridor

水文站	海拔 (m)	流域面积 (km ²)	冰川面积 (km ²)	冰川储量 (10 ⁸ m ³)	冰川覆盖率 (%)	径流量 (10 ⁸ m ³)	冰川融水量 (10 ⁸ m ³)	冰川融水补给 (%)
莺落峡	1 674	10 009	59	13.808	0.59	16.05	0.72	4.5

统计年限 1959—1993

2.2 径流丰、枯变化

作出莺落峡水文站 1944—1999 年的年径流距平时间序列(图 2),据此,设年径流距平为 Q_a (%),又据图 2 所示的距平变化范围,将年径流量分为以下几个组:

- 枯水年: $Q_a < -15.0\%$
- 偏枯年: $-15.0\% < Q_a < -5.0\%$
- 平水年: $-5.0\% < Q_a < +5.0\%$
- 偏丰年: $5.0\% < Q_a < 15.0\%$
- 丰水年: $Q_a > 15.0\%$

于是,可根据年径流的丰枯程度,将莺落峡水文站的年径流时间序列分为不同的样本。

所划分的不同丰、枯年份分组如表 2 所示。将每一枯水、偏枯、平水、偏丰和丰水年份组又分为两

个组,其中一组年份作为模型参数调试期,另一组年份作为模型模拟检测期。这样,将内陆河山区流域径流模型按不同的丰、枯年份进行调试和检测。

3 出山径流模拟计算

3.1 黑河山区流域降水量和气温

3.1.1 流域降水量和气温推求

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,得出月气温和降水量的平均海拔梯度(表 3)^[2]。由基本气象站的月平均气温和月降水量,用海拔—面积分布来推求流域和各海拔带的平均降水量。

3.1.2 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

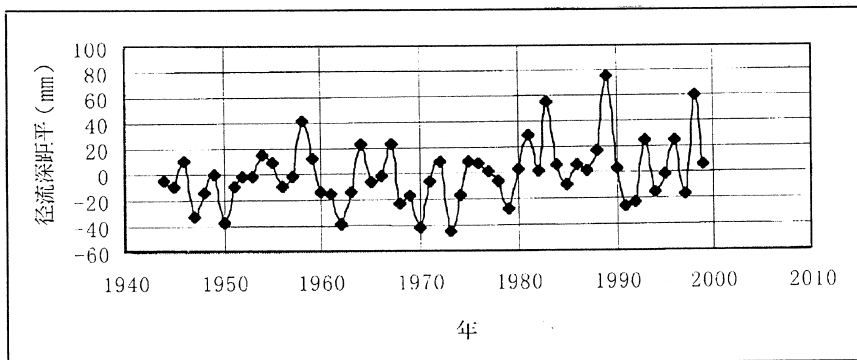


图 2 莺落峡水文站年径流深距平

Fig.2 Departure of the yearly runoff depth at the Yingluoxia hydrometric station

表 2 黑河莺落峡水文站年径流序列丰、枯年份分组

Table 2 Groups of the yearly runoff series divided by the different degree of wet and dry years both for the model calibration and for the test at the Yingluoxia hydrometric station of the Heihe River

分 组	年					份					平均年径流深 (mm)
	模型参数调试					模型检测					
枯水年	1962	1970	1973			1979	1991	1992			121.4
偏枯年	1956	1960	1961	1963	1968	1969	1974	1985	1994	1997	141.5
平水年	1957	1965	1966	1971	1977	1982	1984	1986	1987		158.9
	1978	1980				1990	1995	1999			
偏丰年	1959	1964	1967	1972		1975	1976	1988			168.8
丰水年	1958	1981	1983	1989		1993	1996	1998			199.9

降水量偏少,含有动力损失(风的影响)、蒸发损失和湿润损失^[3]。根据观测试验,分析降水观测系统误差的修正值^[3],这里取固态降水量相乘修正系数 $C_{fs} = 1.3$,液态降水 $C_{fl} = 1.1$ 作为模型初始值。

表 3 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—1992 年平均)^[2]

Table 3 Altitude dependency of mean monthly precipitation and air temperature in the Heihe mountainous watershed (the Zhangye meteorological station is taken as a base station, averaged from 1959 to 1992)^[2]

月份	张掖气象站(海拔 1483.7 m)		海拔梯度	
	降水量 (mm)	气温 (°C)	降水量 (%/100 m)	气温 (°C/100 m)
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

对张掖气象站降水量的百分比

3.1.3 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 则可近似表示为当 $T \geq T_L$ 时, $P_s/P = 0$; 当 $T \geq T_s$ 时 $P_s/P = 100\%$ 当 $T_s < T < T_L$ 时, $P_s/P = (T_L - T) / (T_L - T_s)^{[1]}$ 。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^[5] 本文中取 $T_s = 2$ 。对月降水量进行固态降水分离,须考虑月平均最高气温 T_{max} 和月平均最低气温 T_{min} 。分离方法如下:当 $T_s \leq T_{min}$ 时 $P_s/P = 1$; 当 $T_{min} < T_s < T_{max}$ 时 $P_s/P = (T_s - T_{min}) / (T_{max} - T_{min})$; 当 $T_s \geq T_{max}$ 时 $P_s/P = 0$ 。这样分离出的固态降水量,近似代表每个海拔高度带的月积雪水当量。

3.2 冰川和积雪融水量

山区植被带季节积雪融化量 SM 由下式计算:

$$SM = DDF(M) * (T - T_0) \quad (4)$$

式中 $DDF(M)$ 为随季节和海拔而变化的度日因子 ($mm / ^\circ C / d$), M 为月份, T 为日均气温 ($^\circ C$), T_0 为融化的临界气温 ($^\circ C$)。

高山冰雪冻土带冰雪融化量 GM 由下式计算:

$$GM = MF * DDF(M) * (T - T_0) \quad (5)$$

式中 MF 为高山带随海拔而变化的冰雪融化系数。公式(4)和(5)的表达式常用于日融化量的计算,而 MF 为冰川融化系数^[6,7],本项研究用于计算月融化量,其中变量取月平均值,度日因子和融化系数也作了上述新的解释,而在计算中,将积雪融化和冰川融化分别进行计算。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^[4],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%^[4],根据观测资料^[4,8] 如取融化的临界气温 $T_0 = 0.0$,推算出 6~8 月冰川融化的度日因子在海拔 3750 m 平均为 10.8 $mm / ^\circ C / d$,在冰川的平均海拔 4006 m 处

为 $17.2 \text{ mm} / \text{d}$ 。由于高山带气温低,月平均气温在 0 以下时仍有融水产生,融化的临界气温可低于 0 。根据(4)式和(5)式,融化临界气温降低时,产生相同融化量的日因子相对减小。经模型调试,在山区植被带取 $T_0 = 0.0$,这里 4~10 月消融期日因子随海拔和月份变化不大,取 $\text{DDF}(M) = 1.0$,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,融化的临界气温和日因子均随海拔和时间而变化,这是由于冰雪面的太阳辐射、反射率和气温等冰雪消融条件的变化所致。高山冰雪冻土带仍取 $\text{DDF}(M) = 1.0$ 。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,取值范围为 $0.8 \sim 2.8$,而融化的临界气温取值为 $-3 \sim 0.0$ 。

3.3 蒸发、土壤湿度和水储存变化计算

用高桥公式^[9]计算月蒸发力^[2],用傅抱璞公式^[10]计算月陆面蒸发量^[2]。

当流域的水量输入(冰川融水、积雪融水和雨水)为 W 时,土壤水储量的变化为 W_s ,这时,有如下关系式^[1]:

$$\frac{W_s}{W} = \left(\frac{SM}{FC} \right) \quad (6)$$

式中 FC 为产生径流的土壤临界含水量, SM 为土壤湿度, α 为经验系数。(6)式将流域的水量输入 W 转化为产生径流的水量储存 W_s ,土壤含水量 SM 的损失为蒸发。 FC 和 α 据已有实验结果和模型调试来决定,本项研究中取 $\alpha = 1.0$ 。 SM 值可由 FC 或 FC 值减去当月的蒸发量求得。

3.4 模型检测

由于本项研究的目的在于预测气候变化条件下出山径流的可能变化以及对出山径流进行模拟和预报,在现有的认识水平上,其前提是以已知的流域产流和汇流过程来研究其对气候变化条件的响应,因此上述模型参数在进行径流变化趋势预测时要选择模型参数调试期和检测期。先以模型参数调试期进行模型参数调试,然后以模型检测期进行检测,看模型在多大程度上能模拟出月径流量的年过程。模型评价标准除用 HBV 模型的 R^2 标准外,还用了一个相对误差 RE , $RE = (Q_c(M) - Q_o(M)) / Q_o(M)$,式中 $Q_c(M)$ 为 M 月的模拟径流量, $Q_o(M)$ 为 M 月的观测径流量。

3.5 不同丰、枯年份出山径流模拟

3.5.1 模型参数变化特征

将高山冰雪冻土带的产流期定为 5~9 月,山区

植被带的产流期为 4~10 月。经模型调试,得到图 1 所示高山冰雪冻土带产流的土壤临界含水量 FC (mm)、山区植被带的临界含水量 FC (mm) 和流域的出流系数 H_V 对不同丰枯年份的数值(表 4)。

表 4 表示,流域的产流临界含水量在高山冰雪冻土带和山区植被带均表现出在 5~9 月的产流期从枯水年到丰水年的增加趋势。高山冰雪冻土带的产流临界含水量 FC 受高山带积雪多少和多年冻土活动层变化的影响,而山区植被带的产流临界含水量 FC 受土壤层的贮水多少的影响。虽然 FC 和 FC 受不同因素的影响,但在高山冰雪冻土带和山区植被带的值在不同丰、枯年份均比较接近。各丰枯年份的流域出流系数 H_V 在 11 月至次年 3 月很一致,这些月份流域不产流,径流主要由产流期贮存的水量经地下水调节形成,因此产流系数较小。4 月份由于产生融雪径流而出流系数较大,但丰、枯年取值相同。5~10 月流域出流系数受流域储存水量多少和储水条件的影响,各月和各丰枯年份数值有所不同,月径流由降雨和冰雪融水补给,流域汇流条件变化较复杂,但出流系数仍表现出一定的枯水年较小和从 5~10 月的增加趋势。

3.5.2 流域水量平衡特征

表 5 表示,从枯水年到丰水年,降水量、蒸发量、径流量和径流系数均增加,而冰川融水和积雪融水对出山径流的补给比重则减少,表现出高山冰雪融水对出山径流的调节作用。内陆河流域山区流域是水资源的形成区,降水量相对于山前地带较多,蒸发量相对较小。表 5 的黑河山区流域水量平衡组成表明,径流系数远比干旱内流区的平均值 16.5% ^[11] 大,但要小于全国的平均径流系数 42.0% ^[11]。因此,内陆河流域山区水资源形成区处于干旱区的大背景条件下,水资源量是有限的。

3.5.3 径流模拟和检测

表 6 中,模型检测年为 20 年,其中模拟效果不好,相对误差 RE 较大,模型评价标准 R^2 值较小的有 6 年。于是,为评价模型的模拟效果,根据上述检测结果,我们现定该模型的模拟可信度为 70% 。

4 出山径流预报

4.1 莺落峡出山年径流和逐月分配预报

我们建立的内陆河山区流域出山径流模型较多考虑了山区径流形成的物理过程,包括冰川融水径流、融雪径流和雨水径流及其在高山冰雪冻土带和山区植被带的产流和流域的汇流过程,而又以常规

表 4 黑河山区流域不同丰枯年样本模型参数

Table 4 Parameters of the runoff modeling for different degree of dry and wet years in the Heihe mountainous watershed

样本年	参数	月 份											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
枯水年	Fc					40	60	130	90	50			
	FC				50	50	80	130	90	65	65		
	HV	0.2	0.2	0.2	0.8	0.35	0.35	0.36	0.45	0.5	0.63	0.2	0.2
偏枯年	Fc					50	60	140	90	50			
	FC				50	60	90	140	90	65	50		
	HV	0.2	0.2	0.2	0.8	0.45	0.45	0.4	0.46	0.56	0.63	0.2	0.2
平水年	Fc					50	60	140	90	60			
	FC				50	60	90	140	90	80	50		
	HV	0.2	0.2	0.2	0.8	0.45	0.45	0.42	0.5	0.68	0.65	0.2	0.2
偏丰年	Fc					80	80	220	110	60			
	FC				50	80	80	220	110	60	60		
	HV	0.2	0.2	0.2	0.8	0.45	0.45	0.45	0.5	0.6	0.65	0.2	0.2
丰水年	Fc					70	120	180	120	90			
	FC				50	70	120	180	120	90	70		
	HV	0.2	0.2	0.2	0.8	0.45	0.45	0.45	0.48	0.55	0.58	0.2	0.2

表 5 不同丰、枯年份黑河山区流域水量平衡特征

Table 5 Water balance composition of the different degree of wet and dry years in the Heihe mountainous watershed

样本年	流域降水量 (mm)	流域蒸发量 (mm)	冰川融水补给 (%)	积雪融水补给 (%)	径流量 (mm)	径流系数 (%)
枯水年	364.8	250.8	10.7	35.8	114.0	31.3
偏枯年	405.8	265.2	8.1	35.7	140.6	34.6
平水年	412.7	259.9	7.7	34.2	152.8	37.0
偏丰年	483.0	311.4	6.7	34.3	171.6	35.5
丰水年	534.4	328.8	5.6	30.6	205.6	38.5

计算年份为表 2 中的模型调试年份。

气象站的月气温和降水量为基本输入。因此可用以进行年径流以月为时间步长的长期预报尝试,以期对内陆河水资源的合理配置、科学管理和开发利用规划提供来年出山径流量的预报结果。由于模型是以月气温和降水量为输入,我们首先要解决的是来年气温和降水量的预报问题。

4.2 年气温、降水量和径流量的预报

预报未来只能是根据现在和过去的资料,因此,我们需要找出年气温、降水量和径流量与过去年份水文和气候资料的关系。应用多元回归和自回归方法,经统计检验,得出了以下关系式。

$$(1) \text{张掖气象站年平均气温}(\text{ }) \\ t(0 \text{ 年}) = 2.05 + 0.72 * t(-1 \text{ 年}) \quad (7)$$

式中 $t(0 \text{ 年})$ 为当年的年平均气温, $t(-1 \text{ 年})$ 为时间滞后 1 年的年平均气温。统计样本为 1956—1996 年,相关系数 $r = 0.63$,通过 0.01 置信水平的 F 检验。

$$(2) \text{张掖气象站年降水量}(\text{mm})$$

$$p(0 \text{ 年}) = 746.49 - 0.43 * p(-1 \text{ 春}) - 0.77 * p(-1 \text{ 夏}) + 2.63 * p(-1 \text{ 冬}) + 4.15 * t(-1 \text{ 春}) - 19.21 * t(-1 \text{ 夏}) - 15.86 * t(-1 \text{ 秋}) + 13.74 * t(-1 \text{ 冬}) - 0.13 * p(-2 \text{ 春}) - 0.13 * p(-2 \text{ 夏}) + 0.70 * p(-2 \text{ 秋}) \quad (8)$$

式中 $p(0 \text{ 年})$ 为当年的年降水量, $p(-1 \text{ 春})$ 、 $p(-1 \text{ 夏})$ 和 $p(-1 \text{ 冬})$ 为时间滞后 1 年的春季、夏季和冬季的降水量, $t(-1 \text{ 春})$ 、 $t(-1 \text{ 夏})$ 、 $t(-1 \text{ 秋})$ 和 $t(-1 \text{ 冬})$ 为时间滞后 1 年的春季、夏季、秋季和冬季的日平均气温, $p(-2 \text{ 春})$ 、 $p(-2 \text{ 夏})$ 和 $p(-2 \text{ 秋})$ 为时间滞后 2 年的春季、夏季和秋季的降水量。统计样本为 1956—1996 年,相关系数 $r = 0.66$,通过 0.05 置信水平的 F 检验。

$$(3) \text{莺落峡年径流量}(\text{mm})$$

$$r(0 \text{ 年}) = 127.06 - 0.74 * r(-1 \text{ 春}) - 0.13 * r(-1 \text{ 夏}) + 0.428947 * r(-1 \text{ 秋}) + 7.72 * r(-1 \text{ 冬}) - 1.56 * r(-2 \text{ 春}) - 0.18 * r(-2 \text{ 夏}) - 0.77 * r(-2 \text{ 秋}) + 3.34 * r(-2 \text{ 冬}) \quad (9)$$

表 6 黑河山区流域莺落峡水文站不同丰、枯年份径流模拟检测结果

Table 6 Test results of the runoff simulation for different degree of wet and dry years at the Yingluoxia hydrometric station of the Heihe mountainous watershed

分 组	年 份	相 对 误 差 RE												R ²	
		1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月		年
枯 水 年	1979	0.29	0.05	-0.03	0.06	-0.36	0.76	1.75	0.30	1.21	1.26	0.04	0.02	0.7	1.11
	1981	-0.14	-0.38	-0.40	-0.17	-0.54	-0.40	-0.32	-0.07	0.21	0.47	-0.04	-0.04	-0.18	0.7
	1992	0.06	-0.21	-0.31	0.37	-0.68	-0.29	0.02	0.10	-0.03	0.02	-0.10	-0.09	-0.07	0.88
偏 枯 年	1969	0.10	-0.16	-0.05	0.17	-0.20	0.12	0.53	0.16	0.52	0.28	-0.02	-0.01	0.20	0.69
	1974	0.29	-0.01	0.18	0.42	0.83	0.01	0.77	0.20	-0.15	-0.06	-0.25	-0.13	0.22	0.52
	1985	-0.24	-0.40	-0.19	0.18	-0.24	-0.01	-0.36	-0.19	-0.34	-0.20	-0.32	-0.23	-0.22	0.79
	1994	-0.07	-0.27	-0.08	0.54	0.26	0.71	-0.22	0.16	-0.01	0.04	-0.24	-0.17	0.08	0.76
	1997	-0.24	-0.28	-0.20	0.04	-0.14	-0.19	-0.23	-0.21	0.11	0.10	-0.12	0.04	-0.13	0.89
平 水 年	1982	-0.32	-0.41	-0.16	-0.06	-0.15	0.43	-0.12	0.48	0.36	-0.02	-0.19	-0.06	0.10	0.74
	1984	-0.32	-0.49	-0.24	-0.27	-0.44	-0.23	-0.36	0.19	0.91	-0.18	-0.14	-0.16	-0.14	0.72
	1986	-0.12	-0.36	-0.12	0.13	0.43	0.43	0.06	0.05	0.87	0.22	-0.08	0.01	0.05	0.78
	1087	-0.17	-0.32	-0.09	0.23	-0.35	0.31	1.45	0.45	1.14	0.13	-0.05	-0.11	0.47	-0.14
	1990	-0.18	-0.35	-0.36	-0.05	-0.08	0.09	0.94	0.47	0.65	0.21	-0.10	-0.09	0.35	-0.22
偏 丰 年	1995	0.08	-0.29	0.02	0.16	-0.03	-0.16	0.88	-0.12	0.15	0.03	-0.26	0.01	0.10	0.63
	1975	-0.06	-0.20	-0.10	0.20	-0.33	0.17	0.34	0.15	-0.77	-0.74	-0.33	-0.10	-0.18	0.54
	1976	-0.11	-0.24	0.02	-0.14	-0.07	0.40	0.93	0.14	-0.04	-0.04	-0.12	0.00	0.24	0.34
丰 水 年	1988	-0.04	-0.33	-0.09	0.23	-0.18	0.51	0.35	-0.06	-0.06	-0.38	-0.32	-0.29	0.06	0.75
	1993	0.55	0.60	0.15	0.27	-0.33	0.87	1.30	0.63	1.41	0.89	0.20	0.50	0.82	-1.06
	1996	0.32	0.36	0.19	-0.22	-0.26	0.25	0.95	0.05	0.61	0.55	0.09	0.80	0.34	0.42
	1998	0.10	0.26	0.12	0.47	0.03	0.40	0.01	-0.27	-0.21	-0.16	-0.20	0.24	-0.02	0.90

式中 $r(0$ 年) 为当年的径流深, $r(-1$ 春)、 $r(-1$ 夏)、 $r(-1$ 秋) 和 $r(-1$ 冬) 为时间滞后 1 年的春季、夏季、秋季和冬季的径流深, $r(-2$ 春)、 $r(-2$ 夏)、 $r(-2$ 秋) 和 $r(-2$ 冬) 为时间滞后 2 年的春季、夏季、秋季和冬季的径流深。统计样本为 1944—1996 年, 相关系数 $r=0.61$, 通过 0.01 置信水平的 F 检验。

4.3 年径流逐月分配预报

以 1997、1998 和 1999 年作为预报年对莺落峡水文站的年径流量和逐月分配进行预报试验。其步骤如下:

- (1) 以(9)式预测莺落峡的来年径流量。
- (2) 根据预测的年径流量和历史丰、枯样本年的年径流量确定来年的丰、枯程度。
- (3) 以(7)和(8)式预测张掖气象站来年的年

平均气温和年降水量。在历史有记录年的样本序列中, 找到与之接近或相等的年份, 从而得到相应的逐月气温和降水量。

(4) 根据预测年径流量的丰枯程度, 从已调试好的相应丰、枯年模型参数, 模拟来年的逐月径流量。

(5) 与实测逐月径流量对照, 确定预测效果。

表 7 列出了以观测逐月径流量比较的预报误差。对 3 年的预测值的模拟相对误差 RE 值和模拟评价标准 R² 值表示预测的结果是较好的。

从图 3 看出, 月径流的基本过程已预报出来, 大部分月份的预报结果相当好。因此, 本项研究所提出的内陆河山区流域出山径流的模拟和预报模型是合理和可行的, 可用于黑河出山径流的预报实践。在实际运用中, 不断加强山区水文过程的研究, 提高预报技能和精度, 可为黑河流域和其他内陆河流域

表 7 黑河山区流域莺落峡水文站逐月径流预报误差

Table 7 Error of the monthly runoff forecast at the Yingluoxia hydrometric station of the Heihe mountainous watershed

年 预 份 报	相 对 误 差 RE												R ²	
	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月		年
1997	-0.22	-0.26	-0.39	-0.40	-0.74	0.16	0.00	-0.03	-0.11	0.27	-0.09	0.08	-0.11	0.85
1998	-0.16	-0.28	-0.07	0.12	-0.06	-0.51	-0.14	-0.28	0.03	-0.34	-0.37	-0.26	-0.20	0.87
1999	-0.07	-0.28	-0.21	0.05	0.46	-0.30	-0.29	-0.10	0.55	0.03	-0.13	-0.10	-0.08	0.82

中下游的水资源分配和开发利用提供适时的水资源量的预报方法和依据。

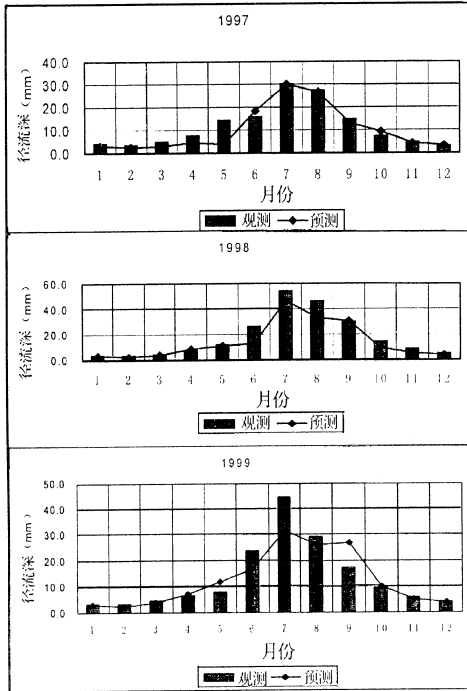


图3 黑河莺落峡水文站年径流和月分配预报结果

Fig.3 Forecast results of the annual runoff and its monthly distribution at the Yingluoxia hydrometric station of the Heihe mountainous watershed

5 结 语

本文应用概念性水文模型模拟内陆山区流域不同丰水和枯水年份的径流产流和汇流过程,并结合复回归模型预测的年气温、降水和径流量,预测来年径流量的月分配,从而初步实现了对月径流量的长期预报。对内陆河流域有限的水资源的合理开发利用,要求对水资源进行科学管理和合理分配,这就要求对出山月径流量进行长期预报。径流预报涉及很多科学问题,而长期预报更是正在进行研究和探讨的课题,特别是干旱区的内陆河流域,其气候、生态、地形、水文和人类活动的相互作用形成了复杂的水循环和水平衡系统,而涉及径流形成的物理过程和许多不确定因素尚在研究中。因此,径流预报模型正处在不断发展和完善中。本文提出的出山月径流量的预报方法,在现有的认识水平上,可对来年出山水资源量的合理调配提供一定的决策依据。

参考文献(References)

- [1] Bergstrom S. Development and Application of a Conceptual Runoff model for Scandinavian Catchments [C]. Bulletin Series A, No 52, Lund: Lund University, 1976: 12-83.
- [2] Kang Ersi, Cheng Guodong, Lan Yongchao, et al. A model for simulating the response of runoff from the mountainous watersheds of inland river basins in the arid area of northwest China to climate changes [J]. Science in China (Series D), 1999, 42 (Suppl): 52-63. [康尔泗, 程国栋, 蓝永超, 等. 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 [J]. 中国科学 (D 辑), 1999, 29 (Suppl.1): 48-54.]
- [3] Yang Daqing, Shi Yafeng, Kang Ersi, et al. Analysis and correction of systematic errors in precipitation measurement in the Urumqi River basin, Tianshan [A]. In: Shi Yafeng, et al, eds. Formation and Estimation of Mountain Water Resources in the Urumqi River Basin [C]. Beijing: Science Press, 1992. 14-40. [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 [A]. 见: 施雅风, 等编. 乌鲁木齐山区水资源形成和估算 [C]. 北京: 科学出版社, 1992. 14-40.]
- [4] Kang Ersi, Atsumu Ohmura. Energy, water and mass balance and runoff models in Tianshan glacier-affected area [J]. Science in China (Series B), 1994, 24 (9): 983-991. [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 [J]. 中国科学 (B 辑), 1994, 24 (9): 983-991.]
- [5] Kang Ersi. Energy-water-mass Balance and Hydrological Discharge [M]. Zurcher Geographische Schriften 57. Zurich: ETH, 1994. 45-99.
- [6] Braun L N. Simulation of Snowmelt-runoff in Lowland and Lower Alpine Regions of Switzerland [M]. Zurcher Geographische Schriften 21. Zurich: ETH, 1985. 1-50.
- [7] Braun L N, Grabs W, Rana B. Application of a conceptual precipitation-runoff model in the Langtang Khola Basin, Nepal Himalaya [J]. IAHS Publ, 1993, No. 218: 221-237.
- [8] Kang Ersi, Ohmura A. A parameterized energy balance model of glacier melting on the Tianshan mountain [J]. Acta Geographica Sinica, 1994, 49 (5): 467-476. [康尔泗, Ohmura A. 天山冰川消融参数化能量平衡模型 [J]. 地理学报, 1994, 49 (5): 467-476.]
- [9] Tan Guanri, Yan Jiuyan, Zhu Ruizhao. Applied climatology [M]. Shanghai: Shanghai Science and Technology Press, 1985. 194-195. [谭冠日, 严济远, 朱瑞兆. 应用气候 [M]. 上海: 上海科学技术出版社, 1985. 194-195.]
- [10] Zhang Guowei, Maire Yammu. Estimation of evaporation and its characteristics analysis in the mountainous area of the Urumqi River basin [A]. In: Shi Yafeng, et al, eds. Formation and estimation of Mountain Water Resources in the Urumqi River Basin [C]. Beijing: Science Press, 1992. 90-98. [张国威, 买热艳木. 乌鲁木齐山区流域蒸发估算及特征分析 [A]. 见: 施雅风, 等编. 乌鲁木齐山区水资源形成和估算 [C]. 北京: 科学出版社, 1992. 90-98.]
- [11] Editorial Board of "Physical Geography of China", Chinese Acad-

Journal of Sciences. Physical Geography of China (Surface Water)
[M]. Beijing: Science Press, 1981. [中国科学院《中国自然

地理》编辑委员会·中国自然地理(地表水)[M]·北京:科学出版社, 1981.]

APPLICATION OF A CONCEPTUAL HYDROLOGICAL MODEL IN THE RUNOFF FORECAST OF A MOUNTAINOUS WATERSHED

KANG Er-si¹, CHENG Guo-dong², LAN Yong-chao¹
CHEN Ren-sheng¹, ZHANG Ji-shi¹

(1. Division of Land-Water Resources, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, CAS, Lanzhou 730000, China; 2. State Key Laboratory of Frozen Soil Engineering, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, CAS, Lanzhou 730000, China)

Abstract: Based on the basic principle of the HBV conceptual hydrological model, a hydrological model of the mountainous watersheds in the arid inland area of northwest China was developed by the authors. This model reflects the characteristics of the runoff generation in the mountainous watersheds of west China. The model simulates the runoff formation and transformation processes of the mountainous watersheds by dividing the watersheds into two basic altitude zones, the high mountain ice and snow zone and the mountain vegetation zone. Taking the monthly air temperature and precipitation of the standard meteorological stations as the foremost inputs to the model, the monthly runoff from the mountainous watersheds is then simulated. The model is applied to simulate the water balance of a mountainous watershed of the Heihe River basin at the north flank of the Qilian mountains, and the annual runoff and its monthly distribution is then forecasted. The results indicate that, from the dry years to the wet years, all of the precipitation, evaporation, runoff and runoff coefficient increase, but the alim entation proportion of glacial meltwater and snow meltwater to the total runoff decrease. Therefore, the ice and snow meltwater plays a regulation function for the runoff. In the mountainous watershed of the Heihe River, the runoff coefficient is much larger than that of the whole arid area, but it is still less than the average value over the whole country. The model of runoff simulation and forecast for the inland mountainous watersheds applied in the present study shows rather good fitness in the forecast of the annual runoff and its monthly distribution. Therefore, the model can be used for the runoff forecast of the mountainous watersheds both of the Heihe River and other inland rivers of the arid area of northwest China. And this will serve the rational allocation, utilization and exploitation of water resources in the middle and down courses of the inland river basins.

Key words: Inland rivers; Mountainous runoff; Conceptual hydrological model; Forecast.