



论文

1961~2006 年塔里木河流域冰川融水变化及其对径流的影响

高鑫^{①②*}, 叶柏生^②, 张世强^②, 谯程骏^②, 张小文^③

① 中国科学院冰冻圈科学国家重点实验室, 兰州 730000;

② 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000;

③ 兰州商学院农林经济管理学院, 兰州 730004

* E-mail: gxwlch2003@163.com

收稿日期: 2009-09-15; 接受日期: 2010-03-08

国家重点基础研究发展计划(编号: 2007CB411502)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(编号: KZCX2-YW-301)、水利部公益性行业科研专项项目(编号: 200701046)和中国科学院“百人计划”项目资助

摘要 以国家气象台站的月降水与月气温资料为驱动数据、90 m 分辨率的数字高程模型(DEM)和第一次冰川编目的冰川分布矢量数据为基础, 利用月尺度的度日模型重建了塔里木河流域各水系冰川物质平衡、融水径流序列, 并应用冰川物质平衡、融水径流和平衡线高度等资料对模型进行了对比验证, 表明模拟结果具有较高的可信度. 对冰川物质平衡和融水径流的特征、变化趋势以及其对河流径流的贡献进行的分析表明, 塔里木河流域 1961~2006 年平均冰川物质平衡为 $-139.2 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 46 a 冰川物质一直在加剧亏损, 同期升温对冰川的影响超过降水增加的影响. 塔里木河冰川融水径流的年际变化主要受控于流域内冰川的物质平衡波动, 46 a 冰川融水径流的持续增加主要是由温度升高引起的. 1961~2006 年整个塔里木河流域年平均冰川融水径流量为 $144.16 \times 10^8 \text{ m}^3$, 冰川融水对河流径流的平均补给率为 41.5%, 并且与多年平均值相比冰川融水对河流径流的贡献在 1990 年之后明显增大. 塔里木河流域出山径流年际变化与冰川融水径流年际变化过程基本一致, 总体上呈上升趋势, 并且河流径流量的增加约 3/4 以上源于冰川退缩的贡献.

关键词冰川物质平衡
度日模型
冰川融水径流
塔里木河流域

中国西部高山带广泛分布的现代冰川是我国西北干旱和半干旱地区地表水资源的重要组成部分, 其融水径流是干旱内陆河流域十分宝贵的淡水资源, 其在不同时间尺度上的波动势必导致以冰雪融水补给为主的河流流量的丰枯变化^[1]. 同时, 冰川物质平衡又是联结冰川波动和气候变化的关键因子, 是引起冰川规模和径流变化的物质基础^[2~4], 因此, 冰川

物质平衡的恢复和冰川融水径流的估算备受关注. 随着全球变暖的影响, 我国西部冰川普遍出现后退和萎缩, 水循环加剧, 在高纬度和高山寒区表现非常明显^[5,6], 尤其 1986/1987 年西北地区气候发生转型以来, 冰川加速退缩, 物质亏损严重^[7]. 位于新疆南部地区的塔里木河流域是我国最大的内陆河流域, 主要以冰川融水和积雪融水补给为主, 冰川融水约占

其总径流的 38.5%^[8]. 由于塔里木河流域进行连续定位观测的冰川数目非常有限, 难以通过测量直接获得流域内冰川物质平衡系列. 沈永平等^[9]依据降水和径流特征, 从统计力学和最大熵原理出发推导出以水文、气象观测数据计算流域冰川物质平衡的计算公式, 并估算了台兰河流域 1957~2000 年冰川物质平衡系列^[10], 这种方法需要有多年观测的水文站记录的径流和降水资料. 刘时银等^[11]利用流域内部分遥感监测的冰川面积变化推算了塔里木河流域 1963~1999 年冰川储量变化以及冰川变化对径流的贡献. 然而, 上述研究难以全面的分析整个塔里木河流域冰川与气象、径流之间的复杂关系, 从而也无法较为准确的预测其未来变化趋势. 因此, 本文以应用广泛的度日模型^[12,13]为基础, 从水量平衡的角度来重建流域内冰川物质平衡和融水径流系列, 试图建立气象、冰川物质平衡、融水径流和河川径流之间的联系, 从而为评估塔里木河流域在暖湿气候背景下冰川变化与融水径流变化及其对流域水资源的影响和预测其未来变化提供科学基础.

1 流域概况

塔里木河流域是我国最大的内陆河流域, 流域总面积 $1.02 \times 10^6 \text{ km}^2$, 它是由环塔里木盆地的阿克苏河、喀什噶尔河、叶尔羌河、和田河、开都河-孔雀

河、迪那河、渭干河与库车河、克里雅河以及车尔臣河等 9 大水系 144 条河流组成. 受水资源开发利用的影响, 目前与塔里木河干流有地表水力联系的只有阿克苏河、叶尔羌河、和田河三条源流, 开都河通过扬水站从博斯腾湖抽水经库塔干渠向塔里木河下游灌区输水, 形成“四源一干”的格局^[14]. 塔里木河干流长约 1321 km, 自身不产流, 主要产流区集中分布在塔里木盆地周边的天山、东帕米尔高原、喀喇昆仑山、昆仑山高大山系的现代冰川作用区及中山带草原/森林区^[11] (图 1). 目前, 在汇入塔里木河的三源流中, 阿克苏河是塔里木河水量的主要补给来源, 补给量占 73.2%, 和田河为 23.2%, 叶尔羌河只占 3.6%^[15]. 流域内气候干燥、干旱少雨、昼夜温差大, 是典型的大陆性气候, 年均温度 $10.6 \sim 11.5^\circ\text{C}$, 多年平均降水量 $17.4 \sim 42.8 \text{ mm}$, 蒸发量为 $1125 \sim 1600 \text{ mm}$ ^[14].

据中国冰川编目结果统计, 塔里木内流水系中国境内共发育有冰川 11665 条, 冰川面积 19877.65 km^2 , 冰储量 2313.29 km^3 , 分别占全国相应总量的 25.2%, 33.5% 和 41.3%, 是中国冰川分布数量最多和规模最大的水系. 在塔里木河流域各大支流中, 冰川主要分布在叶尔羌河、和田河、喀什噶尔河、克里雅河、阿克苏河和渭干河等大流域. 这些流域分布的冰川面积占塔里木河流域冰川总面积的 94%, 其中和田河和叶尔羌河流域的冰川面积占全流域冰川面积的 54%^[16]. 因而, 冰川融水径流也主要来自这些流域.

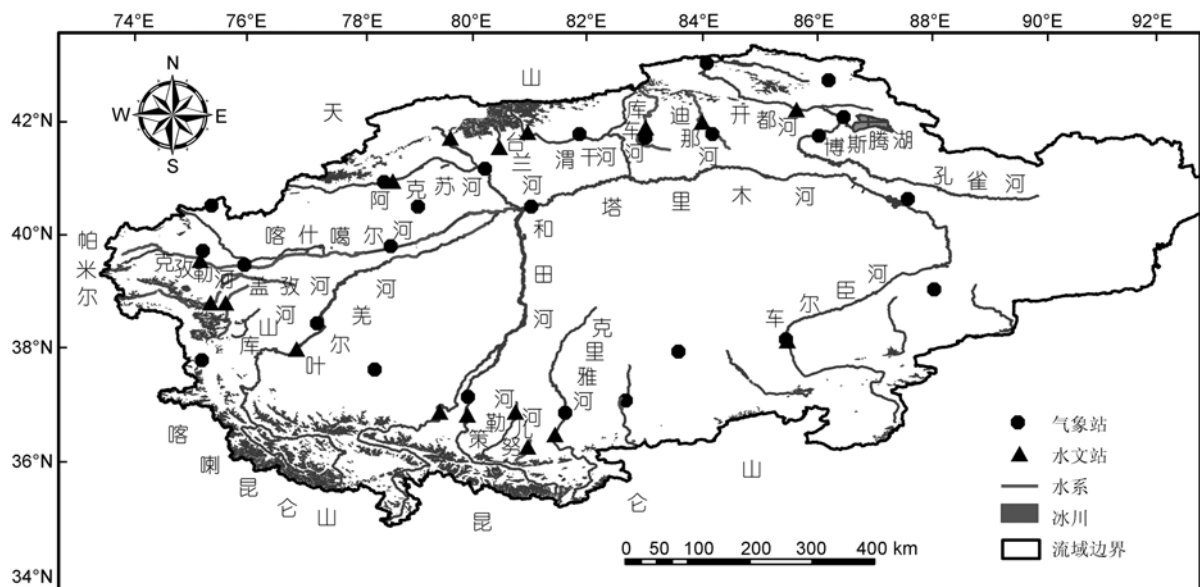


图 1 塔里木河流域各水系、水文站、气象站和冰川分布图

2 研究方法

2.1 模型原理

本模型采用气温和降水来做为计算物质平衡的输入, 并计算相应的冰川融水径流. 模型的时间尺度为月尺度, 计算单元为上游没有水文站的子流域, 模型计算选用的水文站分布如图 1. 驱动为流域周边国家气象站点 1961~2006 年月气温和月降水数据.

对于冰川与积雪消融来说, 度日物质平衡模型^[17,18]的计算方法如下式:

$$A = DDF \cdot PDD, \quad (1)$$

式中: A 是某时段内冰川或雪的消融水当量(mm); DDF 是冰川或雪的度日因子($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$); PDD 是同一时段内的正积温, 一般由下式获取^[19]:

$$PDD = \sum_{i=1}^n H_i \cdot T_i, \quad (2)$$

式中: T_i 为某天的日平均气温($^\circ\text{C}$); H_i 是逻辑变量, 当 $T_i \geq 0^\circ\text{C}$ 时, $H_i = 1$; 当 $T_i < 0^\circ\text{C}$ 时, $H_i = 0$. 本研究中计算的正积温是根据刘时银等^[4,20]提出的算法, 假定气温呈正态分布来实现的:

$$B_n = P - A, \quad (3)$$

式中: B_n 为某时段内的冰川物质平衡量(mm), P 为某时段内的冰川区固态降水量(mm). 子流域冰川融水计算如下:

$$Q = \sum_{i=1}^n s(i) [(1-f)A(i) + P_{\text{liq}}(i)], \quad (4)$$

Q 为子流域冰川融水, $s(i)$ 第 i 高程带的面积, f 为再冻结比例, $P_{\text{liq}}(i)$ 第 i 高程带的液态降水.

图 2 为度日模型的计算流程. 首先, 利用流域内部及周边气象台站站点进行冰川末端高度的月降水和月气温数据插值, 月气温插值采用李新等^[21]提出的综合方法. 然后, 再利用气温递减率和降水梯度生

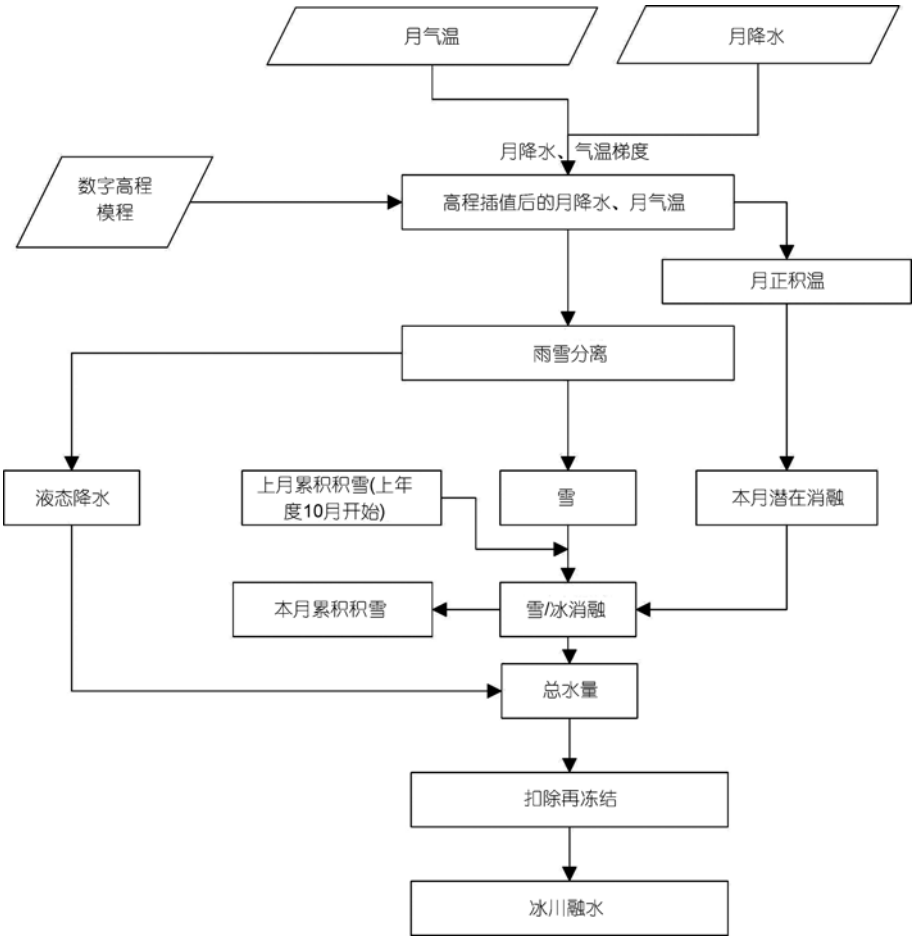


图 2 模型计算流程图

成各高程带内的月气温、降水,并根据度日模型输出各高程带的冰川物质平衡、积累、消融和融水径流,最后由各高程带的融水径流和面积得流域内冰川融水径流总量.度日模型进行计算时,假定冰川消融中先用雪度日因子计算积雪消融,若积雪完全融化并有剩余正积温时,则用冰度日因子和剩余正积温计算冰川冰的消融.

模型的输入是流域周边气象站点 1961~2006 年同期的月降水和月气温系列,1:25 万的数字高程模型(Digital Elevation Model, DEM)和流域内第一次冰川编目的冰川矢量图.主要参数包括雪和冰的度日因子、降水梯度、最大降水高度带、雨雪分离温度、液态降水临界温度、固态降水临界温度、液态校正系数、固态校正系数、融水渗透冻结率、高程分带间隔等.

模型参数的率定原则是根据模型计算的相关结果与同一时段流域内观测的短期资料以及以前冰川融水评估相关成果对比完成.在有冰川变化分析资料的流域,根据计算时段内的冰川面积变化估算的冰川储量变化量^[11]与模型计算的物质平衡变化量对比也是模型参数调整的依据之一.最后,利用修正后的模型参数重建流域的物质平衡和冰川融水系列,评价其在过去几十年内对流域水资源量变化的影响.

2.2 模型参数的确定

(1) 流域冰川面积-高程分布.根据流域内冰川矢量图和数字高程模型(90 m)分辨率的 DEM)按 100 m 高程分带间隔生成塔里木河各水系出山口水文站控制流域的冰川面积高程分布.模型在计算过程中,各高程带相互独立.

(2) 降水梯度.依据流域内的短期观测资料得出的降水梯度以及文献中前人对降水梯度的研究和某一海拔高度带已有的降水资料或者计算成果,再结

合流域降水的四季分配规律得塔里木河流域各支流月降水梯度(表 1).同时由于冰川区降水远大于非冰川区,再加之高山区冰川复杂的地形变化,使得利用非冰川区的降水梯度推算冰川区降水时会产生一定的误差.表 1 中的降水梯度没有考虑最大降水高度带,是流域整体的降水梯度,对于某些高度带降水模拟可能不准确,只是在流域尺度上力求模拟合理,因为最终计算的也是流域尺度上的冰川融水径流.

(3) 气温递减率.对西部 242 个国家气象站的气温数据分别按纬度与月份和纬度与高程进行月气温梯度的统计,结果表明,区分不同纬度与月份和不同纬度与高程可明显提高其统计关系的相关性,而且按纬度与月份进行气温梯度的统计其相关性更好,所以本文的气温梯度都是按纬度与月份统计的,结果如表 2 所示.

(4) 度日因子.塔里木河流域只有零星几条冰川利用短期观测资料得出的度日因子值(表 3)^[18].模型所用的度日因子首先根据邻区的度日因子插值获得初值,进而通过对模型验证,调整度日因子.调整后的度日因子如表 4,与表 3 中的度日因子相比有一些差距,其原因可能包括以下几方面:1) 模型确定的度日因子是流域冰川的平均度日因子,没有考虑其时空变化,而天山南坡科其卡尔巴契冰川的观测资料表明,度日因子具有明显的年际、高程、月份变化^[31].2) 实际观测冰川的度日因子,大多由短期野外考察和观测资料得出,观测时段也都比较短,最短的只有几天,并且这些度日因子值都是某个高度带或观测点上的值,并不能代表整个流域冰川区平均度日因子.

(5) 其他经验参数.固、液态降水临界温度和固、液态降水校正系数是根据乌鲁木齐河源和祁连山的观测结果及相关研究确定的^[32,33];融水渗透冻结率

表 1 塔里木河流域各主要支流月降水梯度(mm·(100 m)⁻¹)

	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	全年	数据来源
开都河	0.20	1.00	1.00	2.50	5.20	5.90	5.10	4.30	3.30	1.00	0.80	0.90	31.20	[22, 23]
叶尔羌河	0.42	0.49	0.42	0.78	1.64	2.64	2.07	1.56	1.07	0.27	0.10	0.32	11.80	[24, 25]
渭干河	0.60	0.60	0.60	0.80	4.80	5.00	5.20	4.90	1.50	0.80	0.60	0.60	26.00	[23, 26]
阿克苏河	0.29	0.35	0.75	0.75	2.33	4.59	4.81	4.35	2.37	0.77	0.20	0.42	22.00	[27, 28]
玉龙喀什河	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	1.20	1.20	0.40	0.40	0.40	0.40	6.40	本研究
喀拉喀什河	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.41	0.81	0.81	0.24	0.24	0.24	0.24	4.20	本研究
喀什噶尔河	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.56	0.56	1.20	0.40	0.40	0.40	0.40	5.90	[29]
克里雅河	0.38	0.38	0.48	0.38	0.38	1.20	1.20	1.20	0.38	0.38	0.38	0.38	7.10	[30]
车尔臣河	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.18	0.18	0.11	0.11	0.11	0.18	1.50	本研究

表 2 塔里木河流域各纬度区间不同月份的气温递减率($^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$)

	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
$<28^{\circ}\text{N}$	0.67	0.69	0.7	0.68	0.61	0.52	0.48	0.49	0.52	0.6	0.64	0.64
30°N	0.3	0.32	0.33	0.38	0.36	0.31	0.37	0.38	0.33	0.33	0.38	0.34
32°N	0.38	0.38	0.39	0.41	0.41	0.37	0.38	0.38	0.35	0.38	0.42	0.4
34°N	0.51	0.5	0.5	0.51	0.49	0.44	0.43	0.43	0.4	0.48	0.54	0.52
36°N	0.39	0.42	0.46	0.49	0.49	0.48	0.46	0.45	0.41	0.44	0.50	0.42
40°N	0.29	0.39	0.48	0.58	0.61	0.63	0.59	0.56	0.53	0.47	0.43	0.31
45°N	0	0.26	0.43	0.55	0.64	0.68	0.67	0.62	0.54	0.43	0.31	0

表 3 塔里木河流域不同观测冰川的冰川冰度日因子与雪度日因子($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$)

流域	冰川	冰川冰度日因子	雪度日因子	海拔(m)	时段
叶尔羌河	巴托拉冰川	3.4		2780	1975 年 6~8 月
	特拉木坎力冰川	5.9		4630	1987 年 6-25~9-7
		6.4		4650	1987 年 6-24~9-7
		2.6		4750	1960 年 6-6~7-30
	切尔干布拉克川	4.3		4800	1987 年 7-1~7-5
台兰河	琼台兰冰川	4.5		3675	1978 年 6-17~7-13
		7.3		4100	1978 年 6-25~8-14
		8.6		4200	1978 年 6-21~7-31
			3.4	4400	1978 年 6-21~8-11
阿克苏河	科契卡尔巴契冰川	4.5		3347	2003 年 6-28~9-12
		7.0		4216	2003 年 7-11~9-13

表 4 塔里木河流域各支流冰川区度日因子值($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$)

河流	开都河	渭干河	阿克苏河	叶尔羌河	克里雅河	车尔臣河	喀什噶尔河	和田河
冰川冰度日因子	2.5	2.2	2.5	7.3	11.0	13.0	1.0	8.8
积雪度日因子	1.5	1.4	1.4	4.6	7.0	7.5	0.6	5.4

是根据天山乌鲁木齐河源 1 号冰川的研究确定^[20](表 5)。

3 模型验证

塔里木河在流域尺度上是没有实测物质平衡与冰川融水径流资料的, 因此, 模拟结果的对比验证只能从以下几方面进行:

(1) 物质平衡. 表 6 为文献中估算的冰川物质平衡与同期模型计算的物质平衡, 可以看出除了帕米

尔高原冰川流域模拟的物质平衡偏高之外, 其他流域计算的冰川物质平衡与文献中估算的都是比较接近的. 模型计算的 1962~2002 年位于帕米尔高原的喀什噶尔河和位于喀喇昆仑山的叶尔羌河冰川平均年物质平衡分别为-312.0 mm 与-169.2 mm, 昆仑山流域冰川物质平衡基本稳定, 同期, 沈永平和王顺德^[34]估算的帕米尔和喀喇昆仑山的冰川流域年物质平衡约为-150 mm, 昆仑山流域冰川物质平衡也基本稳定, 帕米尔的冰川流域模拟的物质平衡偏高, 这可能与模型计算时并没有考虑冰川面积的动态变化有关, 而帕米尔高原又是塔里木河流域冰川面积萎缩最严重的区域^[35]; 1961~1990 年叶尔羌河流域冰川平均年物质平衡为-117.5 mm, 西昆仑山的玉龙喀什河流域冰川年物质平衡为-29.2 mm, 利用最大熵原理计算的 1954~1990 年叶尔羌河冰川年物质平衡为-100.1 mm, 玉龙喀什河流域冰川年物质平衡为-21.2 mm^[36], 这与本文用度日模型计算的基本一致; 1961~2000 年

表 5 模型计算过程中的参数

模型参数	参数值
液态降水临界温度($^{\circ}\text{C}$)	2
固态降水临界温度($^{\circ}\text{C}$)	-0.5
液态校正系数	1.1
固态校正系数	1.3
融水渗浸冻结率	0.1
高程分带间隔(m)	100

台兰河流域冰川平均年物质平衡 -261.2 mm , 与沈永平等^[10]利用最大熵原理计算的 1957~2000 年流域冰川平均年物质平衡 -287 mm 非常接近. 1963~1999 年整个塔里木河流域冰川物质亏损为 $826.4\times 10^8\text{ m}^3$, 同期刘时银^[11]等利用冰川变化资料计算的塔里木河流域冰川储量减少了 87.1 km^3 , 相当于 $783.5\times 10^8\text{ m}^3$ 水当量, 比模拟结果偏小 5.2% , 这也从另一个角度验证模拟结果的可靠性.

(2) 冰川融水. 模型计算的塔里木河流域 1961~1991 年冰川融水径流量为 $131.74\times 10^8\text{ m}^3$, 与杨针娘^[8]综合利用冰川融水径流模数法、流量与气温关系法、对比观测试验法估算的冰川融水径流量 $133.35\times 10^8\text{ m}^3$ 非常一致. 康尔泗等^[37]2000 年测算的塔里木河流域冰川融水径流量为 $133.42\times 10^8\text{ m}^3$, 谢自楚等^[38]2004 年测算的值为 $126.54\times 10^8\text{ m}^3$; 与模型计算的 1961~2000 年和 1961~2004 年冰川融水平均年径流量 138.72×10^8 和 $141.15\times 10^8\text{ m}^3$ 接近; 1961~2000 年台兰河流域冰川平均融水径流深为 1102.4 mm , 与沈永平等^[10]计算的 1957~2000 年台兰河流域冰川平均融水径流深 1137.1 mm 是一致的(表 6). 同时塔里木河流域各大水系计算的冰川融水径流量与杨针娘^[8]估算的也比较接近.

(3) 平衡线高度. 模型计算的 1980 年之前的平衡线高度(ELA_g)与中国冰川编目^[16]中用赫斯法量算的平衡线高度(ELA_h)以及编目中应用冰川面积加权计算的平衡线平均高度(ELA_{ha})基本吻合(表 7). 同时王欣等^[39]用冰川的均值高度 H_{mc} 计算了流域所有的平衡线高度 ELA_{hc} , 列于表 7, 可以看出 ELA_g 与 ELA_{hc} 也较为接近.

帕米尔高原的喀什噶尔河和天山的开都河物质亏损最大, 其次是叶尔羌河, 和田河、克里雅河和车尔臣河呈现微弱的物质亏损, 这与塔里木河流域各个支流冰川退缩的区域规律^[35]是一致的. 从以上对比验证可以看出, 本模型的计算结果与用不同方法得出的流域冰川特征值非常接近, 能够较好的模拟流域冰川物质平衡、平衡线高度和冰川融水径流.

4 模拟结果

4.1 冰川物质平衡变化

模型恢复了塔里木河流域 1961~2006 年冰川物质平衡变化序列(图 3). 可以看出 2000 年之后是塔里木河流域自 1960 年以来物质亏损最严重的时期, 帕米尔高原的喀什噶尔河和天山的开都河呈现显著的

表 6 塔里木河流域冰川物质平衡与冰川融水径流估算的比较

	河流	对比年份	模型计算值(mm)	文献估算值(mm)	文献来源
冰川物质平衡	喀什噶尔河	1962~2002	-312.0	-150	[34]
	叶尔羌河	1962~2002	-169.2	-150	[34]
	叶尔羌河	1961~1990	-117.5	-100.1	[36]
	玉龙喀什河	1961~1990	-29.2	-21.2	[36]
	台兰河	1961~2000	-261.2	-287	[10]
	塔里木河	1963~1999	-112.3	-106.5	[11]
冰川融水径流	塔里木河	1961~1991	662.8	670.9	[8]
	塔里木河	1961~2000	697.9	671.2	[37]
	塔里木河	1961~2004	710.1	636.6	[38]
	台兰河	1961~2000	110.4	1137.1	[10]

表 7 塔里木河流域主要支流冰川平衡线高度(m)

流域	ELA_g	ELA_h	ELA_{ha}	ELA_{hc}
开都河	3955	3850~4010	3921	3865
叶尔羌河	5205	4790~6010	5360	5284
渭干河	4170	3920~4230	4190	4164
阿克苏河	4355	4290~4390	4334	4360
喀什噶尔河	4600	4280~4910	4584	未计算
克里雅河	5432	4620~6060	5490	5470
车尔臣河	5275	4920~5640	5310	5259
和田河	5498	4780~6260	5560	5443

负平衡, 46 年累积物质平衡分别为-14.6 和-14.5 m, 叶尔羌河物质亏损也比较严重, 累积物质平衡达-8.3 m. 和田河、克里雅河和车尔臣河呈现微弱的负平衡, 而且在 1990 年之前以正平衡为主, 表明昆仑山流域冰川物质平衡基本稳定. 物质平衡出现区域差异的原因主要是由于各个流域气候的区域差异造成的, 尤其是和田河、克里雅河冰川物质较其他流域损失很小, 主要是该区域可能存在一个不连续的降温带^[40]. 整个塔里木河流域 1961~2006 年平均冰川物质平衡为 $-139.2 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 累积物质平衡-6.4 m(图 4). 1991 年之后物质平衡呈显著的负平衡, 平均物质平衡为 $-240.1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 与 1961~1990 年相比物质平衡平均年增加-154.6 mm. 在气候由暖干向暖湿转型的背景下^[7], 1961~2006 年塔里木河流域冰川区降水增加了 10.7 mm, 温度也在持续升高, 在降水增加与持续升温的气候背景下, 物质平衡出现强烈的亏损状态, 其结果是在塔里木河流域冰川区, 尽管降水在增加, 冰

川积累却呈现下降的趋势(图 5). 强烈的升温导致冰川物质亏损加剧, 同期升温对冰川的影响超过降水增加的影响, 这一结果与乌鲁木齐河源 1 号冰川、海螺沟冰川、唐古拉山冬克玛底冰川以及祁连山七一冰川的观测结果一致^[41~44].

4.2 冰川融水变化及其对径流的影响

冰川物质平衡的变化反映了冰川系统的收支状态, 当收入小于支出, 物质平衡处于负平衡状态, 消融量增加, 冰川融水量也相应增加. 通过冰川物质平衡(B_n)与冰川融水径流(Q)的相关分析可以看出(图 6), 二者呈反相关关系, 相关系数小于-0.95($\alpha=0.01$), 即: 物质平衡越小, 冰川融水量越大. 这表明塔里木河冰川融水量的年际变化主要受控于流域内冰川的物质平衡波动. 尽管 46 a 来降水在增加, 物质平衡却一直呈下降的趋势, 冰川融水的持续增加主要是由温度升高引起的. 模型估算的塔里木河流域冰川融

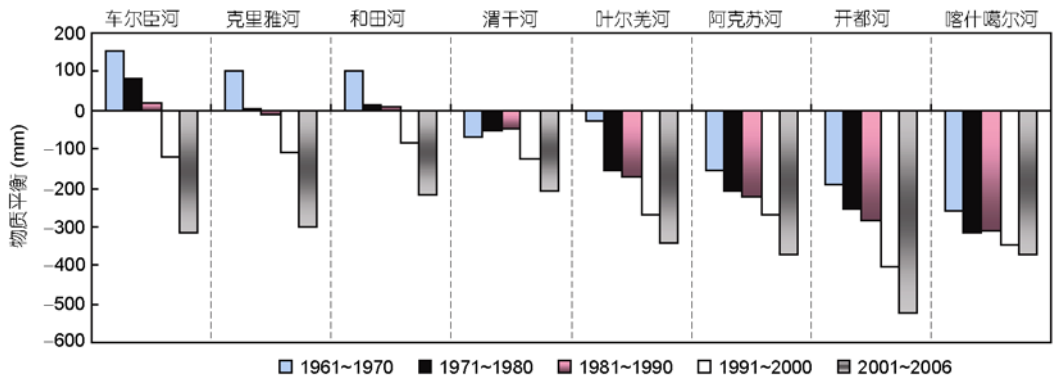


图 3 1961~2006 年塔里木河流域主要支流冰川物质平衡变化

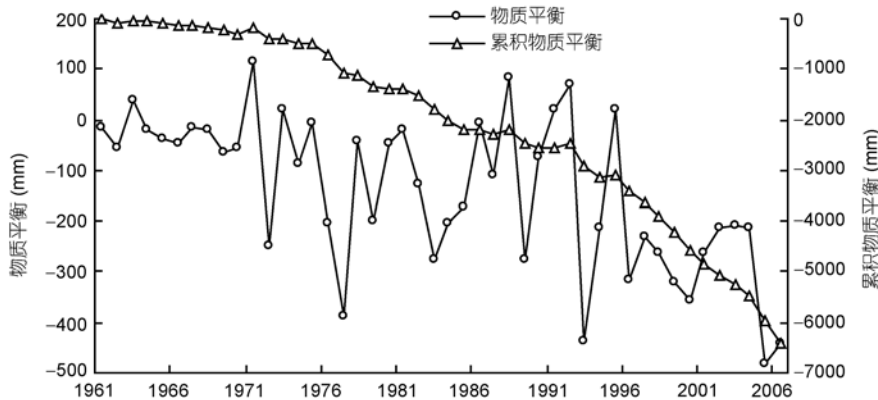


图 4 1961~2006 年塔里木河流域冰川物质平衡和累积物质平衡的变化

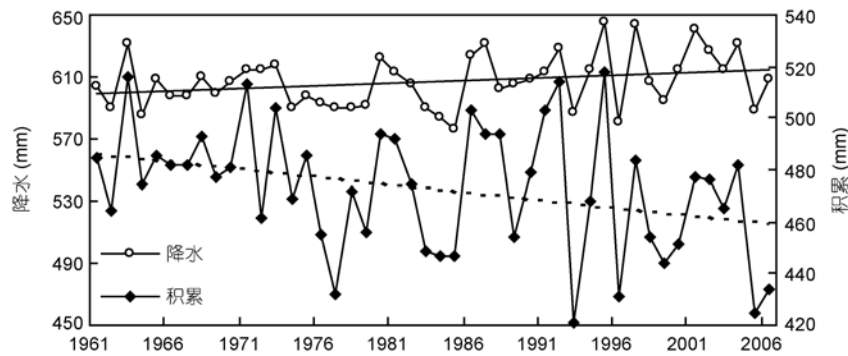


图 5 1961~2006 年塔里木河流域四源流冰川区降水量与冰川积累量变化

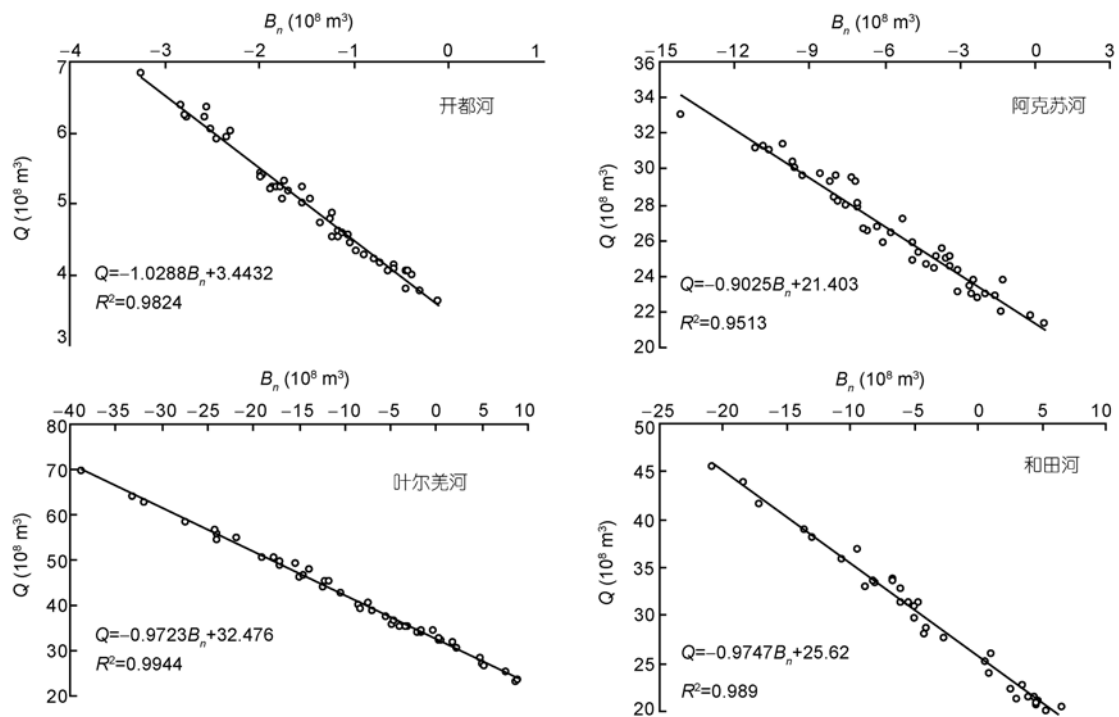


图 6 塔里木河流域冰川物质平衡和冰川融水径流的关系

水径流变化序列如图 7, 可以看出从 1961~2006 年塔里木河流域各支流冰川融水都呈增加趋势, 整个塔里木河流域年平均冰川融水量为 $144.16 \times 10^8 \text{ m}^3$, 从 1961~1970 的 $121.05 \times 10^8 \text{ m}^3$ 到 1971~1990 年的 $137.99 \times 10^8 \text{ m}^3$, 1991~2000 增加到了 $157.85 \times 10^8 \text{ m}^3$, 2000 年之后是 46 年来冰川融水径流量最大的时期, 平均融水径流量达 $180.40 \times 10^8 \text{ m}^3$, 高出多年平均值 20.1%. 整个塔里木河流域河川径流量为 $347.0 \times 10^8 \text{ m}^3$ ^[45], 冰川融水补给比重为 41.5%. 其中塔里木河四源流(叶尔羌河、阿克苏河、和田河和开都河)冰川融

水径流量为 $99.85 \times 10^8 \text{ m}^3$, 占到整个流域冰川融水径流的 69.3%, 1961~2006 年四源流年平均径流量为 $229.68 \times 10^8 \text{ m}^3$ (塔里木河流域包含的支流较多, 难以准确计算整个流域逐年河川径流量, 所以选择了四源流进行分析), 冰川融水对河流径流的补给率为 43.5%, 且 1991~2006 年冰川融水对河流径流的补给比例由 1961~1990 年的 41.5% 增加到 46.5% (表 8). 由此可见, 20 世纪 80 年代末西北气候发生转型导致的快速升温^[7]促使冰川融水径流量迅速增加. 塔里木河流域 46 年来, 冰川融水径流和河流径流变化趋势十

分显著, 河流年径流量与冰川融水年径流量的距平累积变化以 1993 年为转折年, 1993 年之前表现波浪式下降趋势, 1993 年之后则表现为较快的上升趋势, 1994~2006 年二者同时发生了增多的跃变(图 8), 这与徐海量等^[46]研究塔里木河径流变化的结论一致, 气候的暖湿变化在出山径流与冰川径流中得到了很

好的体现. 同时, 塔里木河流域出山径流年际变化与冰川径流年际变化过程基本一致, 二者总体上呈上升的趋势, 46 a 间冰川融水对河流径流的补给率总体上呈增加趋势(图 9), 表明流域河流径流的丰枯变化主要受冰川融水波动控制, 冰川退缩对河流径流的影响在不断加强.

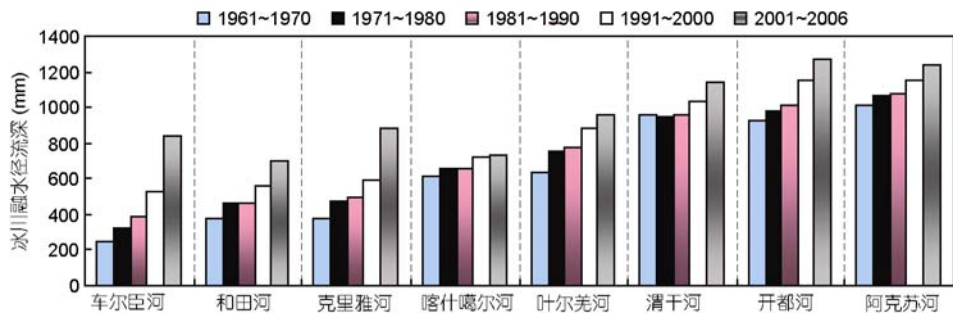


图 7 1961~2006 年塔里木河流域冰川融水径流深变化

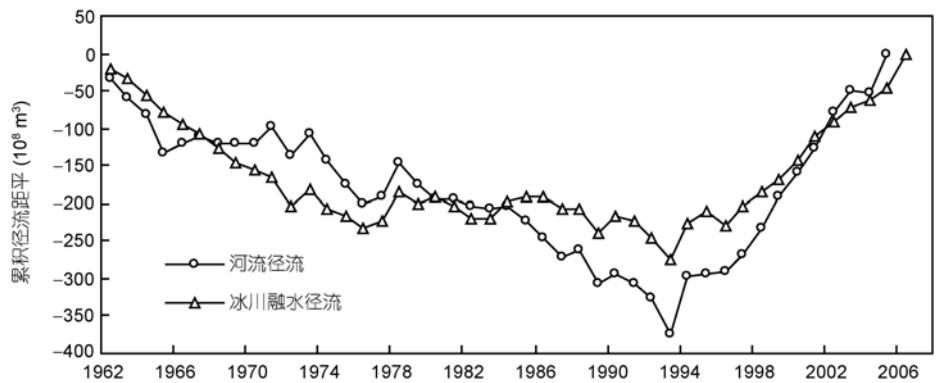


图 8 塔里木河流域四源流河流径流年径流距平累积与冰川融水径流距平累积过程

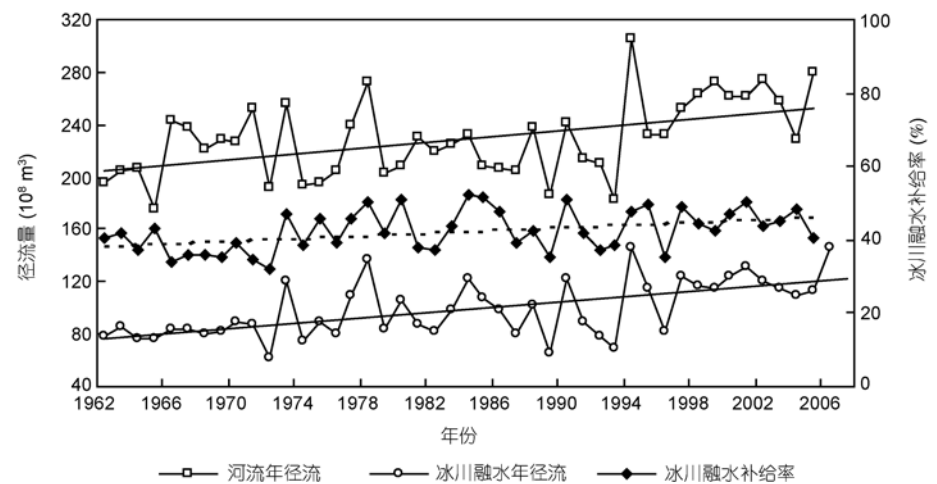


图 9 1961~2006 年塔里木河流域四源流冰川融水径流、河流径流与冰川融水补给率的年际变化

从塔里木河四源流冰川不同时段平均降水、气温、冰川融水径流和河流径流变化分析可知(表 9), 1991~2006 年与 1961~1990 年相比, 冰川融水径流量增加了 178.1 mm($24.11 \times 10^8 \text{ m}^3$), 相当于增加了 26.4%, 其中约 1.6%来源于降水增加, 24.8%来源于冰川物质损失; 河流径流增加了 $28.13 \times 10^8 \text{ m}^3$ (12.8%), 其中约 1.8%来源于降水增加, 11.0%来源于冰川融水径流的贡献, 即河流径流增加量的 85.7%来源于冰川退缩的结果. 气温升高 0.5°C 导致 167.4 mm 的冰川物质损失, 它是在克服 10.7 mm 降水(假设全为固态降水)后的结果, 相当于物质平衡变化 $-356.2 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$. 对流域冰川物质平衡和河流径流的分析可知冰川物质平衡变化 100 mm 可引起河流径流变化 $16.80 \times 10^8 \text{ m}^3$, 而整个塔里木河 46 a 累积物质平衡 -6.4 m , 相当于额外补给河流径流量 $1075.46 \times 10^8 \text{ m}^3$, 约为塔里木河年径流量的 3.1 倍.

5 结论与讨论

本研究应用月尺度的度日模型, 模拟了 1961~2006 年塔里木河流域平均冰川物质平衡和冰川融水径流序列, 分析了冰川物质平衡与融水径流变化的趋势、特征以及对河川径流的影响, 对模型的模拟结果进行了对比验证.

(1) 塔里木河流域 1961~2006 年逐年平均冰川物质平衡表现为负平衡, 但负平衡的数量存在显著的区域差异. 整个塔里木河流域 1961~2006 年平均冰川物质平衡为 $-139.2 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 累积物质平衡 -6.4 m . 46 a 冰川物质一直在加剧亏损, 同期, 升温对冰川的影

响超过降水增加的影响.

(2) 模拟结果表明, 塔里木河冰川融水量的年际变化主要受控于流域内冰川的物质平衡波动. 1961~2006 年整个塔里木河流域年平均冰川融水径流量为 $144.16 \times 10^8 \text{ m}^3$, 冰川融水补给比重为 41.5%. 1961~2006 年四源流冰川融水对河流径流的补给率为 43.1%, 而 1991~2006 年冰川融水对河流径流的补给比例由 1961~1990 年的 41.5%增加到 46.5%, 冰川融水对河流径流的贡献在 1990 年之后明显增大. 同时, 四源流河流径流增加中约 85.7%来源于冰川退缩的贡献.

(3) 从冰川物质平衡、平衡线高度和冰川融水径流以及冰川退缩的区域规律对模型进行了对比验证, 表明模拟结果具有较高的可信度. 模型模拟的结果还存在一定的误差, 主要包括: 1) 由于冰川区降水在空间上差异很大, 从周围国家气象台站向冰川末端进行降水插值存在一些不确定性, 且由于高山冰川区地形的复杂性使得从冰川末端向冰川区推求降水时所采用的降水梯度并不能真实地反映冰川区降水的空间分布状况. 2) 模型计算时采用的度日因子没有考虑时空变化特征, 这会给模型模拟结果带来一些不确定性. 3) 在模型计算中冰川面积取第一次编目资料, 没有考虑冰川退缩变化带来的冰川融水径流的减少, 这会导致计算的冰川融水径流在后期偏大. 4) 沈永平等^[9]依据最大熵原理计算的物质平衡, 主要依赖于流域降水计算, 而且对降水的不确定性并没有给出评估, 所以, 利用最大熵原理计算的物质平衡并不能完全作为模型的验证资料.

塔里木河流域冰川观测资料极为缺乏, 本文从

表 8 塔里木河流域冰川融水径流及其对河流的补给比重

河流水系	年份	出山河川径流量(10^8 m^3)	冰川融水径流量(10^8 m^3)	冰川融水补给比重(%)
四源流	1961~1990	220.3	91.47	41.5
	1991~2006	248.43	115.58	46.5
	1961~2006	229.68	99.85	43.5
塔里木河	1961~2006	$347.0^{[45]}$	144.16	41.5

表 9 塔里木河流域四源流不同时段平均降水、气温、冰川融水和河流径流变化对比

	降水(mm)	气温($^\circ\text{C}$)	物质平衡(mm)	冰川融水径流深(mm)	冰川融水径流(10^8 m^3)	河流径流(10^8 m^3)
1961~1990	604.1	-1.85	-72.6	675.6	91.47	220.3
1991~2006	614.8	-1.35	-240	853.7	115.58	248.43
变化量	10.7	0.5	-167.4	178.1	24.11	28.13
变化(%)	1.8			26.4	26.4	12.8

流域尺度上模拟了塔里木河流域各个支流的平均冰川物质平衡、冰川融水径流序列, 将子流域冰川作为一个系统来研究, 尽量考虑了降水、气温的空间变化,

在年尺度上给出较为准确的结果. 这为全面评估塔里木河流域在未来气候变化情景下冰川水资源的变化提供了依据.

致谢 作者对审稿专家提出建设性的修改意见表示感谢.

参考文献

- 1 Jansson P, Hock R, Schneider T. The concept of glacier storage: A review. *J Hydrol*, 2003, 282: 116—129
- 2 Braithwaite R J, Zhang Y. Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model. *J Glaciol*, 2000, 46: 7—14
- 3 Laumann T, Reeh N. Sensitivity to climate change of the mass balance of glaciers in southern Norway. *J Glaciol*, 1993, 39: 635—665
- 4 刘时银, 丁永建, 王宁练, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡对气候变化的敏感性研究. *冰川冻土*, 1998, 20: 9—13
- 5 丁永建, 叶柏生, 刘时银. 祁连山中部地区 40 a 来气候变化及其对径流的影响. *冰川冻土*, 2000, 22: 193—199
- 6 IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 2007. 356—360
- 7 施雅风, 沈永平, 胡汝骥. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景初步探讨. *冰川冻土*, 2002, 24: 219—226
- 8 杨针娘. 中国冰川水资源. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1991. 137—148
- 9 沈永平, 谢自楚, 丁良福, 等. 流域冰川平均物质平衡的计算方法及其应用. *冰川冻土*, 1997, 19: 302—307
- 10 沈永平, 刘时银, 丁永建, 等. 天山南坡台兰河流域冰川物质平衡变化及其对径流的影响. *冰川冻土*, 2003, 25: 124—129
- 11 刘时银, 丁永建, 张勇, 等. 塔里木河流域冰川变化及其对水资源的影响. *地理学报*, 2006, 61: 482—489
- 12 Hock R. Temperature index melt modeling in mountain areas. *J Hydrol*, 2003, 282: 104—115
- 13 Singh P, Kumar N, Arroba M. Degree-day factors for snow and ice for Dokriani Glacier, Garhwal Himalayas. *J Hydrol*, 2000, 235: 1—11
- 14 Chen Y N, Xu C C, Hao X M, et al. Fifty-year climate change and its effect on annual runoff in the Tarim River Basin, China. *Quat Int*, 2009, 208: 53—61
- 15 陈亚宁, 崔旺诚, 李卫红, 等. 塔里木河的水资源利用与生态保护. *地理学报*, 2003, 58: 215—222
- 16 施雅风. 简明中国冰川目录. 上海科学普及出版社, 2005. 61—64
- 17 Braithwaite R J. Positive degree-day factor for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modeling. *J Glaciol*, 1995, 41: 153—160
- 18 张勇, 刘时银, 丁永建. 中国西部冰川度日因子的时空变化特征. *地理学报*, 2006, 61: 89—98
- 19 Braithwaite R J, Olesen O B. Seasonal variation of ice ablation at the margin of the Greenland ice sheet and its sensitivity to climate change, *Qamanarssup sermia*, West Greenland. *J Glaciol*, 1993, 39: 967—974
- 20 刘时银, 丁永建, 叶佰生, 等. 度日因子用于乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡计算的研究. 第五届全国冰川冻土学大会论文集(上册). 兰州: 甘肃文化出版社, 1996. 197—204
- 21 李新, 程国栋, 卢玲. 青藏高原气温分布的空间插值方法比较. *高原气象*, 2003, 22: 565—573
- 22 杨青, 史玉光, 李扬. 开都河流域面雨量与径流变化分析. *沙漠与绿洲气象*, 2007, 1: 11—15
- 23 谢维荣, 丁良福, 刘潮海, 等. 中国冰川目录Ⅲ: 天山山区(西南部塔里木内流区). 北京: 科学出版社, 1987. 7—29
- 24 杨惠安, 安瑞珍. 中国冰川目录Ⅴ: 喀喇昆仑山区(叶尔羌河流域). 北京: 科学出版社, 1989. 1—21
- 25 张祥松, 周聿超. 喀喇昆仑山叶尔羌河冰湖突发洪水研究. 科学出版社, 1990. 1—24
- 26 满苏尔·沙比提, 玉素甫江·如素力, 阿布拉江·苏来曼. 渭干河流域水资源及其水文特征分析. *山地学报*, 2003, 21: 195—200
- 27 蒋艳, 周成虎, 程维明. 阿克苏河流域径流补给及径流变化特征分析. *自然资源学报*, 2005, 20: 27—33
- 28 蒋艳, 周成虎, 程维明. 新疆阿克苏河流域降水空间变异特征分析. *地球信息科学*, 2006, 8: 131—138
- 29 罗卓群. 新疆盖孜河水文特征及计算初探. *湖南水利*, 1994, 6: 17—19
- 30 安瑞珍, 杨惠安. 中国冰川目录Ⅵ: 昆仑山区(喀拉米兰河-克里雅河内流区). 兰州: 中国科学院兰州冰川冻土研究所, 1994. 1—15
- 31 张勇, 刘时银, 上官冬辉, 等. 天山南坡科其卡尔巴契冰川度日因子变化特征研究. *冰川冻土*, 2005, 27: 337—343
- 32 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. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1999, 29 (增刊 1): 47—54
- 33 杨大庆, 姜彤, 张寅生, 等. 天山乌鲁木齐河源降水观测误差分析及其改正. *冰川冻土*, 1988, 10: 384—400

- 34 沈永平, 王顺德. 塔里木盆地冰川及水资源变化研究新进展. 冰川冻土, 2002, 24: 819
- 35 Shangguan D H, Liu S Y, Ding Y J, et al. Glacier changes during the last forty years in the Tarim Interior River basin, northwest China. *Prog Nat Sci*, 2009, 19: 727—732
- 36 康尔泗, 程国栋, 董增川. 中国西北干旱区冰雪水资源与出山径流. 北京: 科学出版社, 2002. 14—54
- 37 康尔泗, 杨针娘, 赖祖铭, 等. 冰雪融水径流和山区河流. 见: 中国冰川与环境. 北京: 科学出版社, 2000. 190—233
- 38 谢自楚, 王欣, 康尔泗, 等. 中国冰川径流的评估及其未来 50 a 变化趋势预测. 冰川冻土, 2006, 28: 457—466
- 39 王欣, 谢自楚, 冯清华. 塔里木河流域冰川系统平衡线的计算及其分布特征. 冰川冻土, 2003, 25: 380—397
- 40 施雅风, 刘时银, 上官冬辉, 等. 近 30 a 青藏高原气候与冰川变化中的两种特殊现象. 气候变化研究进展, 2006, 2: 154—160
- 41 Ye B S, Yang D Q, Jiao K Q, et al. The Urumqi River source Glacier No.1, Tianshan, China: Changes over the past 45 years. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: 1—4
- 42 谢自楚, 苏珍, 沈永平, 等. 海螺沟冰川物质平衡、水交换特征及其对径流的影响. 冰川冻土, 2001, 23: 7—15
- 43 Pu J C, Yao T D, Zhang Y S. Study on the relationship mass balance and climatic factors on the XiaoDongkemadi Glacier. *J Glaciol Geocryol*, 1996, 18(Suppl 1): 59—62
- 44 蒲健辰, 姚檀栋, 段克勤, 等. 祁连山七一冰川物质平衡的最新观测结果. 冰川冻土, 2005, 27: 199—204
- 45 内陆河流域地表水资源. 水电部兰州勘测设计院内部资料, 1986
- 46 徐海量, 叶茂, 宋郁东, 等. 塔里木河流域水资源变化的特点与趋势. 地理学报, 2005, 60: 487—494