

中国现代冰川作用区径流的基本特征

杨 针 娘

(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

摘 要

本文主要应用我国二十多年来积累的高山冰川站(点)水文、气象资料以及邻近地区的水文站基本资料,从分析冰川消融的基本规律入手,探讨冰川消融与河流径流量的变化关系,以及冰川区冰川水文基本特征值的区域性规律;提出了在无资料地区利用纯冰川产流系数法和纯冰川径流模数的区域性规律,估算冰川融水的设想,并初步计算出我国冰川年融水量约 497.8 亿米³。

一、冰川消融与河流流量的关系

据统计,我国冰川面积约为 5.7×10^4 公里²[1],而冰川的融水是我国西部山区河流的重要补给来源,所以我国西部山区河流的水文情况与现代冰川消融的关系十分密切。冰川作用区的水量平衡一般由下式表示,

$$R = p + h - e - p' - f \pm \Delta w, \quad (1)$$

式中 R 为冰川作用区的径流量, p 为降水量, h 为纯冰川消融量, e 为蒸发量, p' 为冰川的纯积累量, f 为渗漏量, Δw 为流域蓄水量,均以毫米计。由(1)式知,冰川消融量在方程中起着很重要的作用。

1. 影响冰川消融的主要因素

我国冰川消融的热源主要来自太阳辐射,其次为冰面与近地层大气之间的湍流热交换。冰面径流场的观测资料表明,冰面消融量随辐射平衡值增大而增大,它们的最大值一般出现在正午以后(图 1)。辐射平衡由负转正及由正转负,是冰川产流与断流的转折点,并受冰面性质和天气状况的影响,各地产流与断流时间略有差异。如珠穆朗玛峰(简称珠峰)中绒布冰川海拔 5,440 米表碛区,冰面产流约在早上 8 时,断流于 18 时左右[2];祁连山东部水管河 4 号冰川的裸露冰舌区,约为早上 9 时产流,14 时消融最强,20 时左右才断流。前者产流与断流时间均较后者为早,这是由于前者有冰碛覆盖,吸

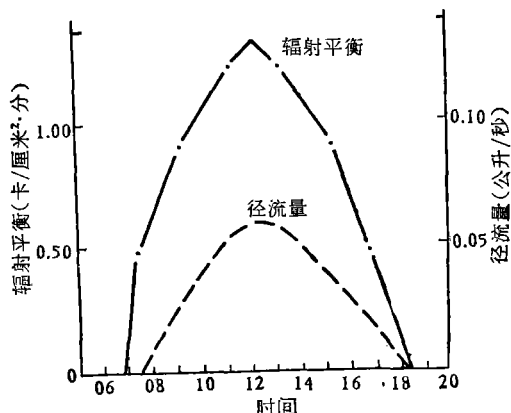


图 1 珠穆朗玛峰绒布冰川 II 号场辐射平衡与径流量日过程线(1966 年 5 月 25 日)

热及散热快所致。分析表明,冰面消融流量与辐射平衡值的关系为:

$$Q = a \cdot B^n, \quad (2)$$

式中 Q 为冰面径流场日平均流量(公升/秒), B 为辐射平衡值(卡/厘米²·分), a 为系数,在我国西部 n 为近似 1.0 的幂次方。

在相同的条件下,决定辐射平衡值大小的是地表反射率。因此,冰川表面有无表碛或积雪覆盖,以及冰面污化程度如何等,对冰川消融有很大的影响。观测得知,晴天,当气温为 1℃ 时,冰面日消融深为雪面 2 倍左右,此与雪面反射率约为冰面 2 倍相吻合。

根据在珠峰绒布冰川的观测,当表碛覆盖厚度为 0.2 厘米时,冰川消融最大,超过 3.0 厘米则抑制消融^[3]。此外,白天有表碛覆盖的冰面近地层大气层结为超绝热状态,而冰、雪面则多为逆温层结,从而使下垫面大部分的热量以湍流热交换的形式逸散于大气^[2]。因此,冰川最大消融带不是在有厚层表碛覆盖的冰舌末端,而是在冰舌的中部。

2. 冰川消融深计算方法与消融深的分布

花杆法是测量冰川消融与积累的常用方法之一,但由于条件的限制,并不是所有冰川都能获得这种观测资料。为此,我们以冰面径流实测流量与反映冰面热状况的气温之间的关系为根据,来近似地计算无资料地区冰川的平均消融深,其关系式为:

$$h = \varphi(T + 4)^{2.7}, \quad (3)$$

式中 h 为冰川消融深(毫米/日), φ 为反映地区性气候状况的系数, T 为消融期间与冰川同高度的高空气温(℃), (3) 式的气温幂次方 (2.7) 与文献 [4] 提出的数据 (3.0) 很相近。

分析热量平衡资料得知,冰川区辐射平衡相对值¹⁾随纬度的降低、海拔的升高以及气候干燥度的增大而增大。而 φ 值则反映了辐射平衡相对值 (b) 的这种分布规律,即

$$\varphi = 0.382 \cdot b^2. \quad (4)$$

这说明在相同的气温条件下,干旱地区冰川消融较湿润地区为强,这与文献 [5] 的观点正好相反。但是,由于湿润地区(如西藏东南部)消融期间平均气温比干旱地区(如珠峰)高 4℃ 左右,所以气温偏高的湿润地区冰川消融增大的数值,远大于干旱地区因湿度减少而使冰川消融增大的数值。因此,湿润地区的冰川消融深大于干旱地区。

根据 (3) 式可计算出天山乌鲁木齐河源 1 号冰川 1958—1977 年冰川年平均消融深,其中 1960—1966 年平均为 707 毫米,而花杆法实测的同期冰川消融深为 649 毫米²⁾,两者仅相差 8.9%。因此在无实测冰川消融观测资料地区,可以根据相应于冰舌末端高度上的高空气温和雪线高度,按冰川面积加权法,近似地算出各地区冰川的年平均消融深。

由 (3) 式计算了我国 8 条冰川冰舌末端和整个冰川多年平均消融深,列于表 1,分布趋势为西藏东南部季风海洋性冰川最大,向西、西北方向减少,帕米尔高原的慕士塔格和珠峰北坡绒布冰川最小。

3. 冰川消融与河流径流量的关系

冰川消融与河流径流量的变化之间的关系,大体有两种情况:一种是冰川补给比重不大的河流,如乌鲁木齐河,径流量与冰川消融量的变化可以是同步的,也可以不同步的。根据气象台站记录,1967—1969 年为低温少雨年份,冰川消融深与河流径流量均低于正常年,而低温

1) 所谓辐射平衡相对值是指辐射平衡热量占消融期间冰(或雪)面热量平衡方程收入项的比重(%)。

2) 据张金华,1980,天山乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡研究(待发表)。

表 1 冰川作用区与出山口河流径流特征值

项 目	水文点 高程 H_i (米)	水文点 流域 面积 F (公里 ²)	冰 川 面 积 E_I (公里 ²)	冻 结 系 数 K (%)	冰川总消融深度			纯冰川径流深度 R_I (毫米)	冰川径流模数 M' (公升/秒·公 里 ²)	纯冰川产流系数 C_I (%)	冰川径流变差系数 C_0	出 山 口				水 文 站
					冰场 面高 径流度 (米) H_i^2 (米)	冰消 舌融 未深度 (毫米) h_{max}	冰消 川融 平深度 (毫米) $\bar{h}$					径 流 深 R' (毫米)	径 流 模 数 M (公升/秒·公 里 ²)	径 流 变 差 系 数 C_0	径 流 变 差 系 数 C_0	
冰川区水文站																
祁连山东部水管河 4 号冰川	3760	17.3	6.91	40.0	4200	2910	1175	783	59.2	0.67	0.21	263.1	8.34	0.17		西营河四沟咀站
祁连山中部“七一”冰川		11.6	3.04	26.2	3800	1500	918	661	50.0	0.72	0.32**	—	—	—		
祁连山大雪山区老虎沟 12 号冰川	4050	36.2	24.55	57.8	4250	982	648	569	40.6	0.88	0.34**	75.5	2.4	0.23		昌马河昌马堡站
慕士塔格格切尔干布拉克冰川	4300	16.0	9.88	61.8	4400	1500	578	528	40.0	0.97	—	—	—	—		
天山乌鲁木齐河源 1 号冰川	3689.5	3.34	1.95	58.6	3834.5	2500	686	527	39.9	0.77	0.30	244.8	7.76	0.14		乌鲁木齐河英雄桥站
天山西段琼台兰冰川	2981	344.3	182.5	53.0	4000	4200	1580	864*	95.6*	0.55	0.14*	536.8	16.5	0.11		台兰河台兰站
珠穆朗玛峰北坡绒布冰川	5150	326.0	152.0	46.6	5450	2130	556	438.9	33.2	0.79	0.25	—	—	—		
念青唐古拉东段古乡冰川	2670	19.84	4.38	22.1	3950	19500	6000	2130	186.7	0.36	—	—	—	—		

* 康尔泗计算, ** 赖祖铭计算。

湿润的 1975—1976 年则相反,冰川消融减少,河流径流量却增加;干旱少雨的 1961 年,冰川消融量虽然剧增,但冰川融水补给的比重不大,故河流径流量仍偏枯(图 2a)。

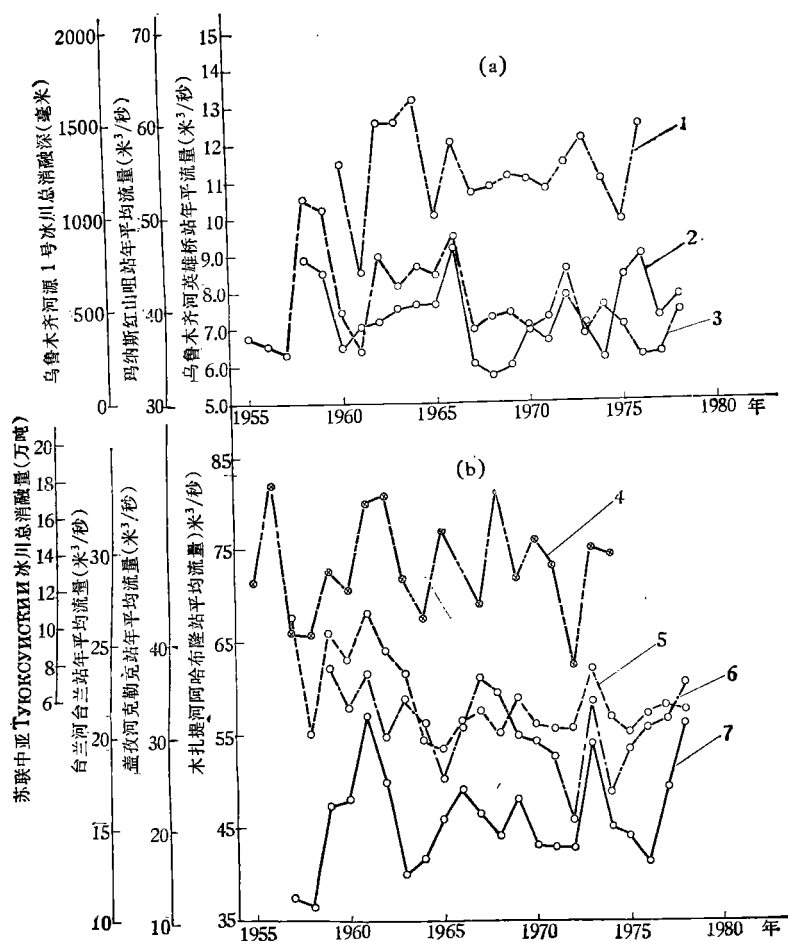


图 2 冰川总消融深与河流径流量的关系

(1.天山东段乌鲁木齐河流 1 号冰川总消融深, 2.乌鲁木齐河, 3.玛纳斯河, 4.苏联中亚 Туюксу́йский 冰川总消融深, 5.天山西段木扎提河, 6.昆仑山盖孜河, 7.天山西段台兰河)

另一种是冰川补给比重较大(占 50% 以上)的河流,如天山南坡的木扎提河、台兰河等,它们的流量过程线与邻近的苏联 Туюксу́йский 冰川^[6]实测的冰川消融深过程线比较可以看出,1961—1962 年为干旱少雨,冰川消融强烈,河流径流量亦随之剧增。低温湿润的 1972 年则相反,冰川消融深和河流径流量均急剧下降(图 2b)。

由于冰川进退是气候的产物,且又落后于气候的变化,因此河流径流量与冰川进退的关系是比较复杂的,不能因为河流径流量持续几年减少就一概认为是冰川退缩引起的。由图 2b 可知,1964 年以前河流径流量较大,是由于干旱少雨,冰川强烈融化所致。而本世纪七十年代以来,河流水量明显减少,则是由于低温多雨,冰川消融区缩小,致使冰川消融量减少之故。从盖孜河本世纪六十年代到七十年代初的流量过程线来看,总的趋势逐渐下降,可能反映了七十年代以来,帕米尔高原的冰川前进趋势^[7]。

二、冰川区径流的基本特征

1. 冰川区径流的组成

冰川区径流包括以下部分:

- 1) 消融期以前冰川消融区(冰舌)的冬、春积雪融水;
 - 2) 冰川消融区冰川冰的消融(包括冰内和冰下融化);
 - 3) 积累区积雪和粒雪融水。在大陆性冰川,如慕士塔格-公格尔冰川和祁连山老虎沟冰川等,积累区消融很微弱,但对季风海洋性冰川,如西藏东南部的阿扎冰川等,这部分融水则不可忽视;
 - 4) 冰川消融区夏季(5—9月)的固态与液态降水。
- (以上四项统称为冰川总消融,其中前三项又称纯冰川消融)
- 5) 裸露山坡的降水径流。

上述五种水源经过冰面及坡面汇流、下渗,最后流出冰舌末端形成冰川区的径流,即

$$R = R_I + R'_I + R_B, \quad (6)$$

式中 R 为冰川区径流, R_I 为纯冰川径流, R'_I 为冰川消融区夏季降水形成的径流, R_B 为裸露山坡径流,均以毫米计。

天山乌鲁木齐河源 1 号冰川的分析表明,纯冰川径流深约占冰川区径流深的 60%,冰川上夏季降水径流占 30—40%。

2. 冰川区径流系数和纯冰川产流系数

冰川区的气温与降水量一般不同步。干旱年份虽然降水偏少,但由于云量减少,太阳辐射

表 2 乌鲁木齐河源 1 号冰川区径流组成及径流系数

项目 年份	年降水量 $x_{10-9月}$ (毫米)	消融期冰川平均气温 $T_{5-9月}$ (°C)	夏季降水量 $x_{5-9月}$ (毫米)	夏季全年的 降水量占数 (%)	水文点(5—9月)			冰川上的纯冰川 径流深 R'_I (毫米)	径流系数			备 注
					冰川区 径流深 R (毫米)	纯冰川 径流深 R_I (毫米)	夏季降水 径流深 $R_I + R_B$ (毫米)		冰川区 α	裸露地面 α_B	冰覆盖区 α_I	
1959	487.8	-1.4	419.4	86.0	362.9	213.9	149.0	515.4	0.74	0.31	1.06	
1960												缺测
1961	424.5	-0.9	344.3	81.1	327.2	143.8	183.4	429.7	0.77	0.43	1.01	
1962	460.7	0.1	410.4	89.1	432.8	264.5	168.3	628.5	0.94	0.37	1.36	
1963	466.0	0.1	440.9	94.6	570.7	332.4	238.3	803.1	1.23	0.51	1.72	
1964	470.3	-0.7	460.8	86.5	443.2	275.5	167.7	628.1	0.94	0.36	1.34	
1965	458.3	-0.6	412.1	90.0	414.2	221.4	192.8	561.9	0.90	0.42	1.27	
平均	456.2	-0.6	405.7	88.9	425.2	241.9	183.8	594.6	0.90	0.40	1.29	

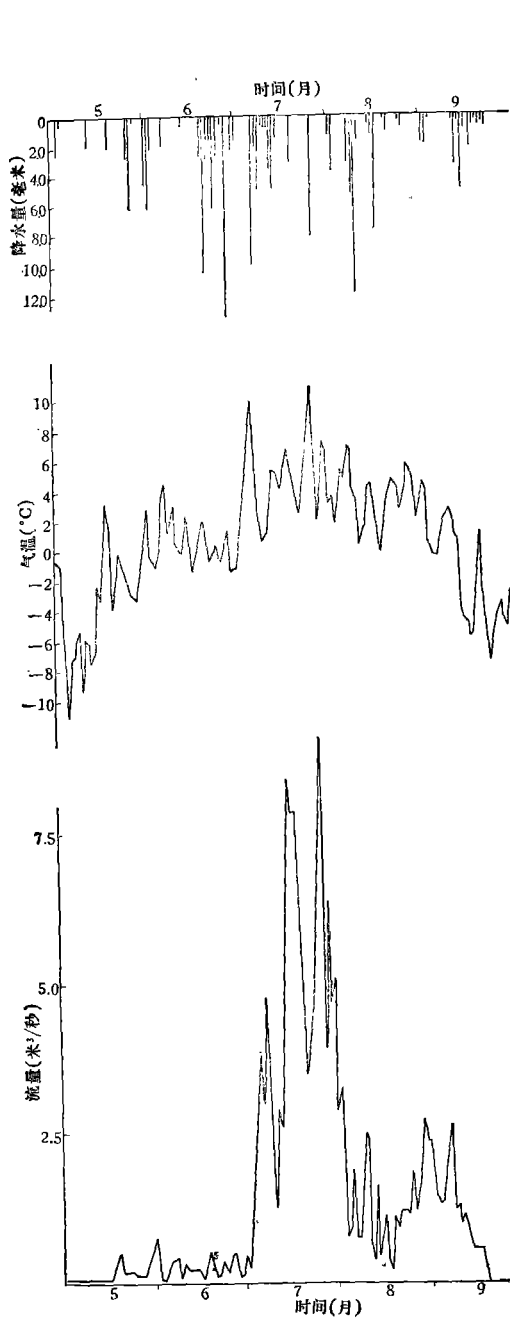


图3 大陆性冰川(祁连山老虎沟冰川,海拔4250米,1959年)流量、气温、降水综合过程线

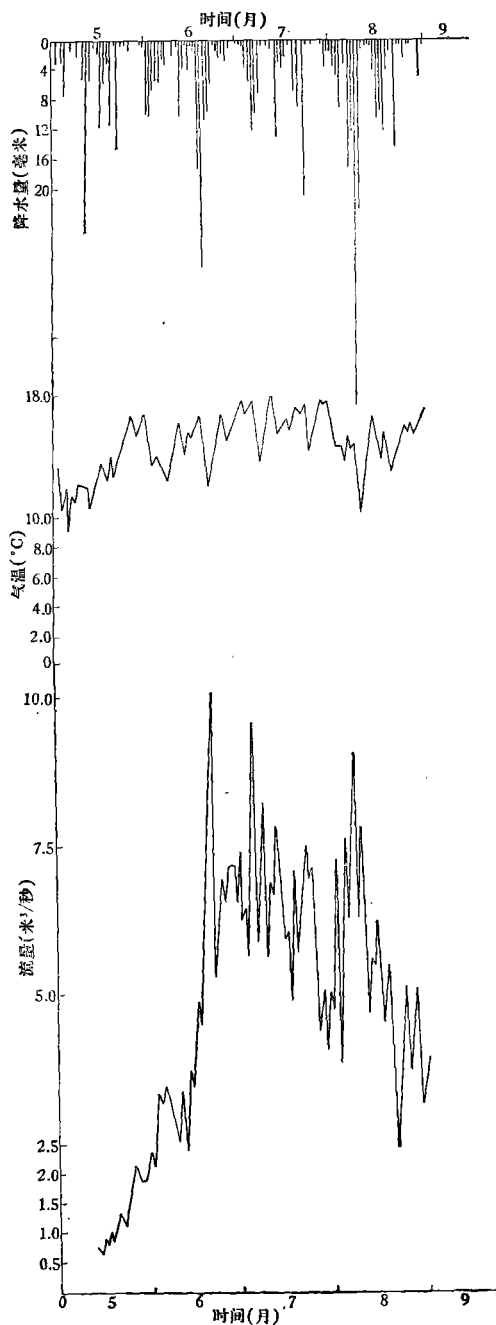


图4 季风海洋性冰川(念青唐古拉山古乡冰川,海拔2530米,1964年)流量、气温、降水综合过程线

增强,纯冰川消融相应增大,冰川出现负平衡,径流系数可大于1.0。反之,丰水年降水量较多,但气温偏低,冰川消融相应减少,冰川出现正平衡,冰川区径流系数小于1.0。以天山乌鲁木齐河源1号冰川(末端海拔3834.5米)为例,水文观测点(海拔3689.5米),流域面积3.34公里²,

其中冰川面积 1.95 公里², 冻结系数¹⁾为 58.6%, 裸露山坡面积为 1.39 公里². 分割 1959—1965 年流量过程线, 分别求出纯冰川径流深及降雨径流深(表 2). 由表 2 可知, 气候偏干旱的 1959—1965 年, 冰川区平均径流系数为 0.90; 同期裸露山坡只有 0.40 左右, 可见冰川区的径流系数一般较降雨径流形成区的径流系数为大。

据初步统计, 祁连山东部和中部的多年平均纯冰川产流²⁾系数为 0.70 左右; 天山东部为 0.80, 而西部只有 0.50. 最大值位于祁连山西部和帕米尔, 达 0.9 左右; 最小值分布在西藏东南部, 约 0.40 (表 1). 应用纯冰川产流系数的上述分布规律, 并根据冰川消融值即可近似地估算各地区的纯冰川径流深。

3. 冰川径流年内分配与年际变化

图 3 为大陆性冰川径流综合过程线。由图 3 可知, 流量与气温变化同步, 但与降水不同步。在消融期(5—9 月), 流量过程线呈暴涨暴落型; 6—8 月的流量约占总径流量的 80% (表 3)。图 4 为季风海洋性冰川综合过程线, 因降水量充沛, 流量与气温的同步性受到一定影响; 消融期为 4—9 月, 流量过程线比较平缓, 呈单峰或双峰型, 6—8 月的径流量只占总径流的 60% 左右。

表 3 冰川区径流年内分配

时 间 冰川水文观测点	5 月 (%)	6 月 (%)	7 月 (%)	8 月 (%)	9 月 (%)	5—9 月 径流深 (毫米)	6—8 月 (%)	资 料 年 限
祁连山大雪山区老虎沟 18, 19 号冰川	4.1	10.6	43.1	36.0	6.2	560.8	89.7	1959—1961, 1976
祁连山大雪山区老虎沟 12 号冰川	4.5	10.0	46.4	29.4	9.7	479.5	85.8	1959—1961, 1976
天山乌鲁木齐河源 1 号冰川	3.6	17.0	38.7	35.6	5.1	349.2	91.3	1958—1973*
天山西段琼台兰冰川	7.6	19.5	31.3	29.8	11.8	543.5	80.6	1957—1978*
珠穆朗玛峰北坡绒布冰川	3.9	17.8	33.2	29.7	15.4	440.6	80.7	1959—1960, 1966

* 系延长资料。

如前所述, 由于冰川区径流与高山带气温的关系密切, 因此, 可以利用长系列的气温资料 (1958—1978 年), 将短系列的高山水文资料作相应延长, 然后计算表征冰川区径流多年变化的变差系数 C_v 值。统计结果表明, 一般而言, 冰川区径流变差系数 $C_v \geq 0.25$, 而与之相应的出山口河流的 C_v 值为 0.10—0.20 (表 1); 后者小于前者, 这是因为流域的降水与冰川融水的变化不同步, 在干旱年份有高山冰雪融水调节, 使河流水量不致偏枯。例如, 天山南坡木扎提河阿合布隆水文站, 其冻结系数为 44.3%, 1973 年降水量较正常年偏少 25%, 但流量反而比正常年偏高 14%。冰川作为“天然固态水库”对河流的这种调节作用, 是我国西部山区河流独具的特色。此外, C_v 值还与河流补给类型有关, 其中以冰雪融水补给比重大的河流 C_v 值最小

1) 指冰川面积与流域面积之比。

2) 指纯冰川径流深占冰川总消融深的比重。

($C'_v = 0.10-0.20$), 即河流水量多年变化相当稳定; 再就是冰雪、雨水混合补给型河流 ($C'_v = 0.20-0.30$), 而以融雪或雨水型河流 C'_v 值为最大 ($C'_v = 0.25-0.50$).

4. 纯冰川径流深与纯冰川径流模数的分布

根据 9 个高山站(点)资料的分析, 纯冰川径流深与纯冰川径流模数的分布总趋势是自西藏东南部向西、西北方向以及由祁连山东部向西, 随气候干旱程度增加而递减. 最大值出现在西藏东南部的季风海洋性冰川, 如念青唐古拉山东段的古乡冰川, 其纯冰川径流深达 2,000 毫米左右, 纯冰川径流模数约 200 升/秒·公里²; 最小值在祁连山西部、天山东部和帕米尔等大陆性冰川, 纯冰川径流深约 600 毫米, 纯冰川径流模数只有 40 升/秒·公里²(表 1).

此外, 我国西部山区河流的径流深或径流模数具有明显垂直地带性特征. 以乌鲁木齐为例, 在中、低山带径流深与径流模数随

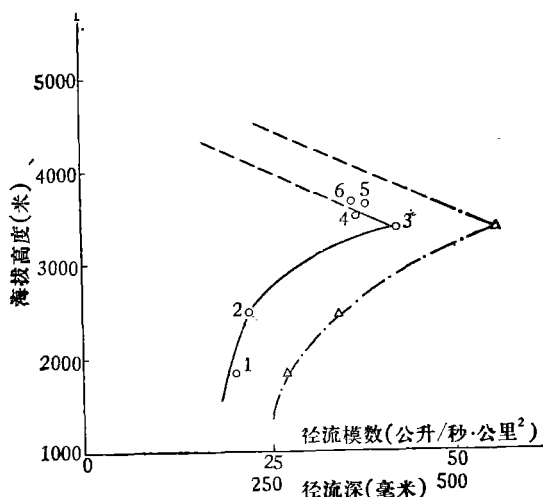


图 5 乌鲁木齐河 1961 年径流模数与径流深随高度变化

1. 英雄桥; 2. 红五月桥; 3. 1—6 号水文点;
4. 3 号; 5. 1 号; 6. 6 号

高度递增; 高山带则随高度而递减; 到了相当于年平均气温零度等温线的粒雪盆附近, 消融很微弱, 基本上不产生径流(图 5). 由于高山带蒸发量小, 降水充沛, 加之冰舌消融强烈, 故冰川区是山区河流水资源最丰富的地带.

三、冰川融水对河流的补给作用

广义的冰川融水对河流的补给包括: 纯冰川融水和冰川上当年固态、液态降水所形成的径流. 近年来对这一概念尚有争议. 作者认为, 对纯冰川融水与高山带夏季降水形成的径流应予区别更为合适. 冰川区包括冰川覆盖和裸露山坡, 海拔高、气温低, 有利于固态降水的形成, 这不仅是冰川而且也是山区河流重要的补给来源. 冰川积累区的固态降水作为冰川的物质来源, 经过若干年的成冰作用及冰川运动源源不断地补充冰川消融区, 使冰川保持相对稳定. 但冰川消融区的固态降水, 随着当年气温回升, 消融殆尽, 而形成地表径流直接补给河流, 它并没有参与冰川冰的发育和演变过程. 因此, 把它作为冰川融水来考虑是不合适的, 应当归属山区降水径流的一部分. 为此, 我们在估算冰川径流对河流的补给时, 从冰川区水文站测得的径流量中, 扣除裸露山坡的径流和冰川上当年夏季降水径流, 所余即为纯冰川径流量. 然后以纯冰川径流模数按流域内冰川面积放大, 即得冰川径流量. 并假定全部水量补给河流, 计算出冰川对河流的补给比重. 应当指出, 用此法近似地估算冰川径流量, 仅适用于大面积无实测资料的冰川区.

根据我国冰川总面积, 按上述方法初步计算出年冰川总径流量约 504.6 亿米³, 为全国河流总径流量的 2.0% 左右, 相当于黄河入海的平均年总径流量. 西部各山系冰川融水量的计算结果列于表 4.

表 4 按山系统计的中国冰川年总径流量

山 系	项 目	冰 川 面 积 (米 ²)	冰川年总径流量 (亿米 ³)
	阿 尔 泰 山	287.0	1.71
	天 山	9548.0	86.99
	祁 连 山	1969.0	14.45
	昆 仑 山	11639.0	69.24
	喀 喇 昆 仑 山	3265.0	17.26
	帕 米 尔	2258.0	11.94
	喜 玛 拉 雅 山	11055.0	58.46
	念青唐古拉山	7536.0	149.43
	横 断 山 脉	1456.0	38.49
	唐 古 拉 山	2082.0	19.27
	羌 塘 高 原	3188.0	18.96
	岗 底 斯 山	2188.0	11.57
	总 计	56471	497.8

冰川融水对河流的补给比重各地不一,总的趋势自四周向内陆随气候干燥度增加而增大。表 5 列出了西北山区主要河流冰川融水的补给比重。由表 5 可知,冰川融水对河流补给比重比较大,如祁连山的洪水坝河为 38.1%。对冻结系数比较大,降水量又少的河流来说,冰川融水占河流的补给比重则相当可观。如天山南坡的木扎提河达 81.2%。

表 5 西北山区主要河流冰川径流补给比重

山 系	河 流	水 文 站	冰川面积 (公里 ²)	冰川径流量 (亿米 ³)	河流径流量 (亿米 ³)	补给比重 (%)	冻结系数 (%)
祁 连 山	洪水坝河	新 地	130.84	1.04	2.73	38.1	8.31
	昌 马 河	昌 马 堡	549.44	3.99	8.43	47.3	5.0
天 山 北 坡	乌鲁木齐河	英 雄 桥	39.05	0.24	2.33	10.3	4.23
	玛纳斯河	红 山 咀	692.52	5.49	12.27	44.7	13.43
	金 钩 河	红 山 头	239.41	1.90	3.24	58.6	18.81
天 山 南 坡	卡拉苏河	卡拉苏河	72.70	0.58	1.97	29.4	6.53
	木扎提河	阿哈布隆	1266.55	11.72	14.43	81.2	4.30
	台 兰 河	台 兰	451.82	4.78	7.15	66.9	34.13
昆 仑 山	盖 孜 河	布 仑 口	596.40	3.94	5.99	65.8	7.82

四、小 结

(1) 从分析影响冰川消融的两个主要因素中,初步得到估算我国冰川消融量的经验公式为:

$$h = 0.382 \cdot b^2(T + 4)^{2.7}.$$

(2) 冰川补给比重较大的河流,其径流量与冰川消融量的变化具有明显的同步性。据此,

与本世纪七十年代以来帕米尔和天山西部的一些冰川有前进的趋势基本吻合。

(3) 冰川区径流系数远较非冰川区为大,一般接近于 1.0,干旱年份可大于 1.0。

(4) 湿润地区较干旱地区的纯冰川产流系数为大。

(5) 冰川区径流变差系数(C_v)大于河流的径流变差系数(C'_v);前者一般在 0.25 以上,后者与河流类型有关,其中以冰雪融水补给比重大的河流 C'_v 值最小。

(6) 径流深和径流模数高值区分布在冰川冰舌附近,这里是山区河流水量最丰富的地区。在此高度以上及以下,径流深和径流模数值均递减。

(7) 初步计算,我国冰川融水年总量约 497.8 亿米³,占全国河流年总径流量的 2.0% 左右;冰川融水对河流补给比重有自四周向内陆随气候干燥度大而增加的趋势。

本文承施雅风、施成熙教授的指导,以及谢自楚、袁远荣等同志的热忱帮助,特此致谢。

参 考 文 献

- [1] 中国科学院兰州冰川冻土研究所,冰川冻土,1980, 2: 7—10.
- [2] 曾群柱、寇有观,珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966—1968),现代冰川与地貌,科学出版社,1975, 53—54.
- [3] 谢自楚,珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966—1968),现代冰川与地貌,科学出版社,1975, 65—66.
- [4] Кренке, А. Н., Ходаков, В. Г., Материалы гляциологических исследований. Хроника обсуждений, 1966, 12: 153—163.
- [5] Пузанов, В. П., 1958, Информ. сб. о работах геогр. фак. Моск. ун-та по Межд. геофиз. году, Т. I.
- [6] Конованов, В. Г., Расчет и прогноз таяния ледников Средней Азии, Ленинград, Гидрометеоздат, 1979.
- [7] 张祥松,地理学报, 35(1980), 2: 149—158.
- [8] 王文浚、陈琴德,天山乌鲁木齐河冰川与水文研究,科学出版社,1965, 101—102.