

表4): 粉煤灰贮灰场排水的水质与降雨的pH值有关, 降雨的pH值越低, 灰场排水中各种溶出物都随之增加。酸性降水使排水的水质变坏。不过, 即使降雨的pH值为4.5, 其排水的水质也能符合我国工业废水的排放标准, 这是由于碱性灰水有中和酸性降水的作用之故。

四、结 语

干贮灰方式对地表水的影响要比水力除灰小得多, 这是因为这种形式的贮灰场只有在连续降雨和灰体吸收水分达到饱和后, 贮灰场表面才产生径流, 并通过排水竖井出现排水。但华北地区一年之中的大部分时期是无雨季节, 灰场处于“干燥”状态而没有排水, 因此不易污染地表水。

通过对贮灰现场排水的水质监测分析和室内模拟实验的结果表明: 干贮灰场的排水水质除pH值一项稍高(>9), 不符合我国工业“三废”排放标准以外, 其它项目都符合排放标准。然而, 为了保护水体免受灰水的污染, 建议采用干灰调湿碾压贮灰的部门, 应采取一定的措施, 对排水进行适当的处理, 避免将灰水直接排入水体。

主要参考文献

- [1] A.L. Page et al., Environmental impacts of fly ash, Residue Reviews, Vol 71, 83-120(1983)。
- [2] 地面水环境质量标准(GB 3838-83), 标准出版社, 1983年。
- [3] 工业“三废”排放试行标准(GBJ 4-73), 标准出版社, 1973年。
- [4] 国家环保局《水和废水监测分析方法》编委会, 水和废水监测分析方法, 中国环境科学出版社, 1988年。
- [5] Dreesen, D.R., et al., Comparison of levels of trace elements extracted from fly ash, Environ. Sci. Technol., 11, 1017(1977)。

天山南坡昆马力克河冰川阻塞湖暴发洪水及其对河流水情的影响

(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

刘景时

一、概 述

昆马力克河位于我国天山南坡的中苏边境地区, 发源于海拔7435m的天山最高峰——托木尔峰北坡的冰川作用区, 从苏联境内由西向东横切南天山后进入我国新疆温宿县境内, 并与托什干河汇合成阿克苏河后流入塔里木盆地。河流从南伊内尔切克冰川到出山口我国的协合拉水文站全长约203km, 流域面积12816km²。协合拉水文站实测多年平均径流量为 $4.54 \times 10^9 \text{ m}^3$ 。

据最新的天山冰川编目资料统计^[1], 昆马力克河上游在我国境内共有冰川124条, 冰川面积947.01km², 主要分布在托木尔峰至汗腾格里峰

间的山汇区。这里是天山最大的冰川作用中心, 也是世界上有名的山地冰川最集中的地区之一。在我国境内长度超过10km的冰川有9条, 其中发源于托木尔峰与汗腾格里峰之间的南伊内尔切克冰川总长63.5km, 末端海拔高度约2900m, 平衡线海拔高度4450m。该冰川由东向西流动, 上部在我国, 下部在苏联境内, 是天山山脉上最长的冰川。该冰川在我国境内的面积为392.84km²。昆马力克河上游冰

* 本文承赖祖铭副研究员审阅, 新疆阿克苏水文水资源勘测队杨天民同志提供部分资料, 特致谢意。

川分布图如图1所示。

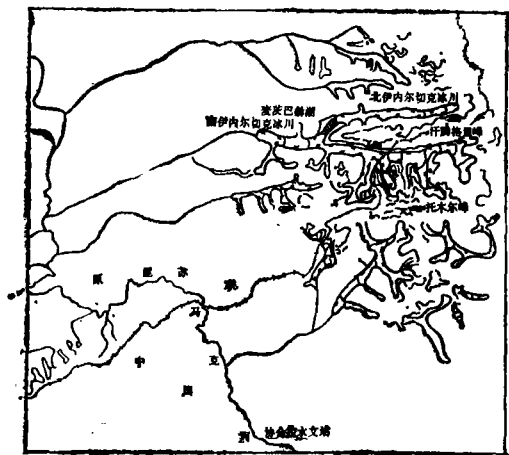


图1 昆马力克河上游冰川分布图

在现代冰川作用区,由于冰川流动阻塞河谷形成的湖泊被称为冰川阻塞湖。这种湖泊周期性的排水所形成的洪水,在国际上广泛采用的英文名称是: Glacier Dammed Lake Outburst Flood,其中文译名为冰川阻塞湖溃决洪水。昆马力克河的60%水量来自冰川融水,同时也是我国频繁发生上述洪水的河流之一。为了不与冰川湖溃决洪水成因相混淆,本文采用冰川阻塞湖暴发洪水描述这种洪水。

二、昆马力克河冰川阻塞湖暴发洪水特征

自1956年6月在协合拉建立水文站以来,除1973、1974年外,收集了该河完整的水文气象资料。通过对该河33年实测水文资料的分析发现,该河共发生过冰川阻塞湖暴发洪水34次,协合拉水文站三次分别发生春、夏和秋季的实测冰川阻塞湖暴发洪水过程线详见图2。各次暴发洪水的特征值见附表。

同其它以冰川融水补给为主的河流一样,昆马力克河在夏季因气温升高而产生冰川消融洪水,这类洪水的特点是:峰小量大,缓涨缓落,洪峰出现时间与高温期相一致且每天有日变化^[1]。由于该河存在冰川阻塞湖,该湖将夏季大量冰川融水蓄集起来,短期内集中排放

所产生的冰川阻塞湖暴发洪水则是该河的主要灾害性洪水。这种洪水的大小和出现时间与气象条件的关系,洪水峰量关系等都不同于冰川消融洪水,其主要特征如下。

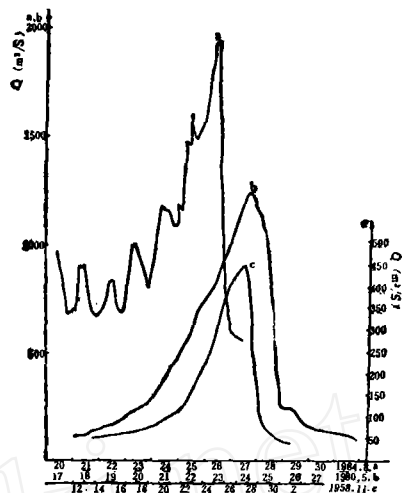


图2 昆马力克河协合拉水文站实测冰川阻塞湖暴发洪水过程线

1.洪水峰高量小。发生在5~9月的冰川阻塞湖暴发洪水均为当年最大洪水,发生在秋冬两季的这种洪水都大大超过当时河流流量。

2.洪水涨缓落快。洪水起涨后渐变至洪峰,然后迅速下落。瞬时流量过程和日流量过程一致。洪水历时一般为7~8天,最短历时也有5天,最长的可达18天。一般涨水历时占总历时80%以上,落水时间不到一天,甚至只有10小时。

3.洪水发生时间无规律。除1~4月外,其它各月都可能发生。虽然80%的这种洪水发生在7~9月,但不象冰川消融洪水那样,年最大值都出现在每年的7月底至8月初。而10月以后出现大洪水,在冰川补给型河流中更属少见。

4.洪水发生的频率极高。昆马力克河每年发生这种洪水的可能性在90%以上,基本每年发生一次。有时可在一年内连续发生两次,如1956、1963、1966、1978和1980年。两次洪水间隔时间最短的仅60天。最长的也未超过两年。一年发生两次洪水的频率为15%。

5.洪水侵蚀能力极强。这种洪水侵蚀能力

附表 天山南坡昆马力克河冰川阻塞湖暴发洪水特征值表

序 号	洪水发生 的时间 (年·月·日)	洪峰流量 Q_m (m^3/s)	洪水历时 (d)	涨洪历时 (d)	落洪历时 (d)	洪 量 ($10^8 m^3$)	起始流量 Q_s (m^3/s)	比 率 (Q_m/Q_s)
1	1956.7.2	1740	5	3.8	1.2	1.164	626	2.8
2	1956.9.3	1900	8	6.5	1.5	2.954	280	6.8
3	1957.9.7	1210	8	6.8	1.2	1.308	222	5.4
4	1958.11.27	448	18	15	3	1.895	51.2	8.7
5	1959.9.19	1120	6	4.5	1.5	1.651	80	14
6	1961.7.16	1230	4	3.2	0.8	1.056	314	3.9
7	1963.6.6	925	11	9	2	2.931	190	4.9
8	1963.9.18	629	6	4.5	1.5	1.073	130	4.8
9	1964.9.28	625	8	6.7	1.3	0.945	153	4.1
10	1965.9.1	1090	7	5.5	1.5	1.416	230	4.7
11	1966.8.13	1100	6	5	1	1.113	440	2.5
12	1966.12.13	132	14	11	3	0.536	36.8	3.6
13	1967.9.13	920	9	6	2	1.920	214	4.3
14	1968.8.21	1510	5	3.4	1.6	1.672	350	4.3
15	1969.8.20	1540	7	6.2	0.8	2.254	340	4.5
16	1970.7.31	1180	6	5.4	0.6	1.136	540	2.2
17	1971.8.17	1080	7	5.8	1.2	1.551	408	2.6
18	1972.10.4	703	12	10	2	1.602	63	11.1
19	1973.9.2	1200	10	8	2	2.274	220	5.4
20	1974.8.8	1300	9	7.2	1.8	0.978	400	3.2
21	1975.9.12	403	6	5.3	0.7	0.384	200	2.0
22	1976.8.24	1110	7	5.5	1.5	1.663	268	4.1
23	1978.5.24	1210	10	8	2	3.081	160	7.6
24	1978.8.8	1490	4	3.4	0.6	0.502	1020	1.5
25	1980.5.27	1220	9	7.5	1.5	3.247	210	5.8
26	1980.9.12	1020	8	6	2	1.511	160	6.4
27	1981.7.15	1490	5	3.5	1.5	0.939	700	2.1
28	1982.8.21	1400	6	5.3	0.7	1.609	310	4.5
29	1983.8.22	1890	6	5	1	1.756	780	2.4
30	1984.8.26	1920	5	4.5	0.5	1.396	650	2.9
31	1985.8.15	1140	7	6	1	1.911	430	2.6
32	1986.8.1	1680	7	5.4	1.6	2.721	690	2.4
33	1987.8.19	1720	8	6.6	1.4	2.249	780	2.2
34	1988.12.12	583	13	11	2	2.071	41	14.2

极强,其洪水波的影响远远超过其它原因引起的大洪水。冰川湖排水时,河流数日处于高水位,河床里巨石滚动,水流含沙量比冰川消融期高出10倍。

6.洪水大小与气象条件无直接关系。该洪水不同于冰川消融洪水,常伴随持续高温。由于两者经常叠加,冰川阻塞湖的蓄水期正是冰川消融盛期,叠加的洪水要比只有一种洪水的规模大^[3]。

三、昆马力克河冰川阻塞湖的形成及其排水机制

近百年来,除1976~1977年我国冰川学家对托木尔峰地区中国一侧进行过科学考察外,国内有关该地区冰川阻塞湖的实测资料很少。1876年俄国人H·伊格纳捷夫考察了南伊内尔切克冰川,1902年德国人G·麦茨巴赫考察该冰川时发现,在海拔3600m处,距冰川末端14km的消融区中部,南伊内尔切克冰川与北伊内尔切克冰川交汇处,因北伊内尔切克冰川退缩与主冰川南伊内尔切克分离。在空出的冰川谷地中,由后者筑坝形成一个冰川阻塞湖,麦氏将其命名为麦茨巴赫湖^[4](见图1)。此后虽有苏联人Γ·戈鲁别夫等考察过该湖*,但至今仍无该湖形态、蓄水量及排水状况的实测资料。作者用洪水分割法得到该湖目前的最大蓄水能力为 $3.3 \times 10^9 \text{m}^3$ 。补给湖泊的水量主要来自北伊内尔切克冰川的融水和南伊内尔切克冰川海拔3600m以上消融区部分的融水。由文献资料和地形图测算可知,湖泊在高水位时长约4.5km,平均宽约1.5km,形成此冰川阻塞湖时冰川坝的宽度达14km左右。随着气候变暖北伊内尔切克冰川将继续减薄后退,湖区和蓄水量将分别逐渐增大、增多,洪水也将增大。由于两支冰川规模都很大,南伊内尔切克冰川近几十年一直处于稳定状态,冰川阻塞湖至少在近百年内不会消失。

有不少学者对冰川阻塞湖的排水机制进行过考察研究,概括起来主要有以下几种排水机制:

(1)冰川坝在湖水巨大静水压力作用下被浮起而使湖水排出。此种情况一般在水深达冰坝高的9/10时发生^[5]。

(2)在静水压力和热力作用下,湖水沿分布在冰川边缘和冰床底部的原生水道中排出,并将其扩大^[6]。

(3)在静水压力和冰川流动所产生的剪切应力作用下,湖水使冰裂隙和断裂向外扩张而排出^[7]。

(4)由于地震或火山喷发将导致冰川坝崩溃而使冰川湖排水^[8]。这种情况仅限于个别地区,一般不予考虑。

冰川阻塞湖以何种机制排水、排水强度和频率,均取决于堵塞冰川的性质(暖性或冷性)、堵塞强度、冰川构造和运动变化情况以及湖水温度。对于麦茨巴赫冰川阻塞湖的排水机制,类似于叶尔羌河的冰川阻塞湖的上述第1、3种机制排水的洪水已被Γ·戈鲁别夫通过实地考察所否定。戈氏指出,该湖的排水机制有冰坝浮起和裂隙参与排水,但裂隙仅发育于冰川坝上部极小范围,冰川坝的90%仍完整无损。另外,由南伊内尔切克冰川组成的冰川坝底部同其它山谷冰川一样存在层状结构和冰下排水系统。排水的初始机制和随后的水道扩大是按苏密特湖和图尔格谢克湖的排水过程进行的。

由于麦茨巴赫冰川阻塞段宽达14km以上,实测资料表明这里冰川的运动速度每年不超过100m^[9],由冰川筑成的巨大坝体不可能崩溃后在短期反复形成,这种洪水的连年发生以及洪水过程的同一性说明,洪水策源地的冰川坝是稳定的,其排水形成是唯一的。

根据笔者在参加喀喇昆仑山北坡叶尔羌河上游冰川洪水和对乔戈里峰地区冰川考察研究中的体会,在山地冰川消融区纵轴方向上,受U型谷坡度控制,其冰川底部可形成一向主轴汇流的网状水系。而在冰层较薄的地区,这种水系可通过冰裂隙与冰川表面水系建立水力联系,冰面湖和冰川表面融水可由此排出。冰内

* Γ·戈鲁别夫,冰川水文学,中国科学院兰州冰川冻土研究所翻译,1987。

水系在冰川末端便成为巨大排水通道。大多数冰川阻塞湖的排水也是如此。当冰川湖湖水所形成的水头使它与阻塞冰川内部的排水系统建立水力联系后,排水系统便沟通。在湖水巨大静水压力和热力作用下,湖水将此排水系统逐渐扩大,冰川湖排水量也逐渐增大,直至因冰川塑性变形导致排水道的收缩率大于湖水水热侵蚀排水道的扩大率时为止。此后,由冰川流动定律可知,排水道收缩率以时间的9次幂的速率迅速闭合,排水量也逐渐减少,直至停止。这就是这种排水形式下所形成之洪水的落洪过程非常迅速的原因。冰川湖的上述排水机制,在冰岛的格瑞姆斯佛廷湖、加拿大塞门冰川上的苏·密特湖^[10]、美国阿拉斯加的斯诺湖^[11]等得到证实。著名冰川学家J·Nye提出了在已知冰川湖蓄水量、湖水温度、冰下水道长度、坡度、糙率和冰川厚度分布时,其预报模型模拟结果所反应的洪水过程说明这类洪水过程应是缓涨陡落的^[12]。

由此可知,昆马力克河上游的麦茨巴赫湖的排水机制主要为冰内、冰下水道扩大排水,而不是以前人们推测的冰川坝溃决洪水。

四、冰川阻塞湖对河流水情的影响

由于冰川阻塞湖的排蓄作用,改变了冰川融水补给型河流洪水大小和时间分布规律,减小了河流径流年内分配的不均匀性。在洪水方面,夏季冰川湖暴发洪水常与正常冰川消融洪水叠加,其结果是增大河流水最大洪水的流量,在实测的34次冰川湖洪水中有12次超过实测多年最大消融洪水流流量 $1210\text{m}^3/\text{s}$ 。当两种洪水不叠加时,由于冰川阻塞湖蓄水,从而减小了消融洪水的规模,使河流洪水变率增大,例如,除实测冰川湖暴发洪水外,年最大与最小消融洪水仅差1.6倍,而实测冰川湖暴发洪水与最小消融洪水相差2.5倍,与最大消融洪水相差1.6倍。洪水规模和频率的增加,大大提高了防洪和水利设施设计的标准。

在非消融期的5、10、11、12月,河流正

处于平稳的退水期,径流的日变幅和月变幅都不大,这时出现的冰川阻塞湖暴发洪水流量是当时河流流量的10倍以上。因此冰川阻塞湖的调蓄作用拓宽了该河发生大洪水的时间,并较难预报,给防御洪水带来了较大困难。

在河流径流方面,径流年内分配的不均匀性是冰雪融水补给型河流最显著的特点,麦茨巴赫冰川阻塞湖平均每次产生洪水时调蓄的冰川融水量约 $1.68 \times 10^6 \text{m}^3$,占昆马力克河多年平均径流量的3.8%,最大一次洪量可占7.2%,相当于该河1~4月多年平均径流量的总和,若能将这部分水资源有效地利用起来,相当于在当地春季小麦严重缺水时,一次性灌溉农田160万亩。而1980年两次洪水提供的水量达 $4.76 \times 10^6 \text{m}^3$,占该河多年平均径流量的10.5%,仅次于新疆最大的小海子水库蓄水量 $5 \times 10^6 \text{m}^3$ 。

由上述可知,发生在非消融期(5、10~12月)的冰川阻塞湖暴发洪水,可使河流当月径流量的比重比正常月增大2.5倍,即由2.0%~5.5%提高到6%~13.6%;冰川阻塞湖的调蓄作用又使该河径流的年内分配趋于均匀。汛前,冰川阻塞湖排出的水量,对当地严重春旱起到缓解作用。汛后,其排放的水量对下游水库蓄水和冬小麦灌溉裨益不少。如能提前预报冰川湖的蓄水量及排放时间,或专门在下游建1座水库,实现高山冰川阻塞湖释放水量的人工调节,无疑对当地工农业生产和人民生活极为有利。

参考文献

- [1] 赖祖铭等,中国冰川编目,天山山区(三)西南部塔里木河内流区,1987。
- [2] 赖祖铭,冰川溃决洪水——以新疆地区为例,冰川冻土1984年6卷2期,P45~52。
- [3] 龚原,昆马力克河洪水规律及成因初探,干旱区地理1989年12卷2期,P23~28。
- [4] Merzbacher,G,The Centrel Tien Shan Mountains 1902—1903. London John Murray Albemarle Street 1905,P294。
- [5] Glen,J.W.The stability of ice lake and other water filled holes in glacier. J. of

关于水文缆道支架固接整体基础倾覆 计算问题探讨

任 百 义

(昆明水电勘测设计院水文总站)

一、问题的提出

《水文缆道》一书中支架固接整体基础倾覆计算(见图1), 现行采用的计算公式为

$$M_f = \frac{2}{3} Eh(1-2\theta^3) + Y(e+fh) + \frac{1}{2} faE \geq KS_0 H, \quad (1)$$

$$\theta^2 = \frac{KS_0 + Qf}{2E(1+f^2)} + \frac{1}{2} < 1 \quad (1-1)$$

$$Y = \frac{Q - KS_0 f}{1+f^2} > 0 \text{ 且 } Y \leq 0.18KRab \quad (1-2)$$

式中, M_f ——基础抗倾覆力矩;
 K ——基础抗倾覆安全系数;
 S_0 ——由支架脚部弯矩 M 和架高 H , 求得的换算水平倾覆力, 即 $S_0 = M/H_0$;
 E ——在 S_0 作用方向的基础被动土压力, $E = \frac{1}{2} mh^2 b$;
 m ——被动土压力特性参数;
 θ ——基础绕“旋转O点”倾覆其上

下高度比值, 即 $\theta = t/h$;

Q ——基础受的总垂直力(包括荷载垂直压力, 支架及基础自重);

Y ——地基反力的合力;

R ——地基允许承载能力;

e —— Y 的偏心矩, 取 $e \approx 0.4a$;

f ——土壤与基础间的摩擦系数。

(1)式是在倾覆力 S_0 及垂直荷载 Q 的作

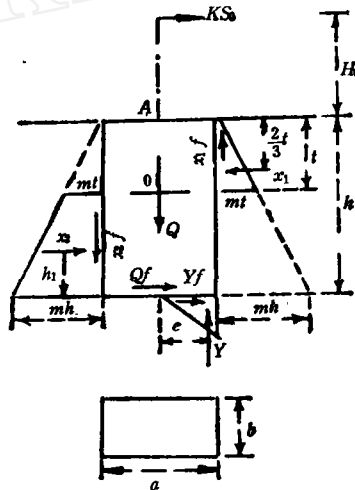


图 1

Glacio, Vol 12 1954, P316—318.

[6] Nye, J.E. Water flow in glaciers, Jokulhlau-
ups tunnel and vines, J. of Glacio, Vol
117 1977 P181—207.

[7] Magg H. Ice dammed lakes and marginal
glacier drairage on Axel Heiberg Island,
Canada, Artic 1969.

[8] Thorarinsson S. The ice dammed lakes of
Ice land with Particular reference to the-
ir value as indicators of glacier Osoillati

Annals of Geography Vol 21 1939 P216—242.

[9] 苏珍, 托木尔峰地区的现代冰川, 天山托木尔峰
地区的冰川与气象, 新疆人民出版社, 1981.

[10] Mathews W.H. Records of two Jokulhlau-
ps, Symposium on the Hydrology of Glac-
ier, IAHS 1973, P99—110.

[11] Champman, L.D. A Forecast Proceduers for
Jokulhlaups on Snow River in Southcentrel
Alaska, U.S.A. Cold Region Hydrology Sy-
mposium 1986, P491—499.