

# 乌鲁木齐河源1号冰川消融区 排水系统初探<sup>①</sup>

康尔泗

(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

**提 要** 1号冰川冰面和冰侧排水道发育,部分融水流入冰裂隙和冰面融洞,经冰内、冰下水道流出冰川。根据盐示踪试验和扩散方程的计算,得出1号冰川冰内、冰下排水道较单一,冰川对融水的阻滞和贮存作用不强,而对融水的汇流作用过程较迅速的结论。

**关键词** 冰川排水系统 盐示踪试验 浓度 扩散方程 扩散系数

冰川融水主要产生于冰川表面消融。融水产生后不仅在冰面流动,而且还渗流入冰内冰下,沿冰内冰下水道流动,经冰川排水系统流出冰川补给河流。冰川融水从产生到流出冰川的汇流过程和时间,取决于冰川发育条件、规模、类型、物理性质等因素。同一条冰川,其排水机制首先取决于表面的性状。Rothlisberger等(1987)指出,如果冰川表层由雪或粒雪组成,则可视其为未饱和的多孔介质,表面融水向下渗透,直至渗透性很弱的下层,如冰川冰裸露,融水可沿冰面水道流动,或流入冰裂隙,或渗入冰内。在冰川消融区,冰川融水在冰面的流动可形成许多冰面水道,这些水道可时而潜入冰内冰下,时而又出现在冰川上。研究冰川排水系统不仅有重要的冰川水文学意义,而且对研究冰川动力学过程具有重要价值。因为冰内冰下孔穴和隧道与冰川的运动密切相关,同时也是工程冰川学研究的重要内容。

对冰内冰下水系的研究,开始于对冰下水和冰川流动关系的研究。Saussure早在18世纪就提出了这个问题。到19世纪,Agassiz观察了冬、夏季节冰下水出流状况。但是,直到20世纪,当冰川运动理论发展成熟后,对冰内、冰下水的研究才引起了广泛的兴趣。Liboutry和Weertman的冰川滑动理论,均认为水在冰川滑动中起着重要的作用。冰下水压及其变化的观测,证实了上述理论。Iken等对冰川锅穴和钻孔中水位变化的观测大大加深了对冰内水系的认识。Nye, Rothlisberger和Shreve研究了冰内冰下水系的几何形态、空间分布、形成和变化的物理过程。在研究冰内冰下水系的过程中,由于很难对冰内冰下进行直接观测,染色示踪被认为是对冰内冰下水系进行观测研究的有效方法。早在1898年,瑞士湖泊水文学家Forel就在冰川表面洞穴中投放荧光染色剂并观测了其通过冰川的速度。后来,许多冰川学家,其中包括Stenborg,

<sup>①</sup>本文于1990年8月6日收到。

Krimmel, Behren 和 Kamb 等, 相继进行了此类观测试验(Clarke, 1987)。

在冰川水文学研究中, 为探索冰川水系特征及融水在冰川内的存贮和流动过程, 染色示踪试验也是一有力的工具和方法。Lang 在阿尔卑斯山最大的 Aletsch 冰川的积累区和消融区投放荧光染色剂, 以探测融水经冰内冰下的过程及到达水文断面的时间(Lang *et al.*, 1979)。Behrens 等(1975)在 Hintereisferner 冰川消融区融洞中投放染色示踪剂以研究冰内径流及水系。Seaberg 等(1988)和 Hooke 等(1988)用染色示踪方法研究了瑞典 Storglaciaren 冰川消融区下部和上部冰内冰下排水系统特征。

我国冰川发育于大陆性季风气候环境, 一些冰川已观察到发育的冰内、冰下水系, 如中国天山西部的台兰冰川, 融水多流于冰内冰下, 并以冰下河道径流的形式流出冰川(康尔泗 *et al.*, 1985)。为探讨我国冰川的冰内、冰下水系特征, 作者于 1989 年夏季在乌鲁木齐河源 1 号冰川进行了盐溶液示踪试验。该冰川是一条冰斗山谷冰川, 据尤根祥 1986 年地面立体摄影绘图(西安地图出版社, 1988), 面积为 1.865 km<sup>2</sup>, 由东、西两支冰川组成, 1979—1989 年间平均物质平衡线高度为 3 976 m a.s.l., 冰川最高点为海拔 4 479.0 m, 最低点 3 734.3 m。水文点距 1 号冰川东支冰舌末端 315 m, 海拔 3 694.7 m。1 号冰川冰面无冰碛覆盖层。西支冰川最大厚度为 139 m, 东支为 137 m; 冰舌末端西支厚 16—44 m, 东支厚 19—74 m(张祥松 *et al.*, 1985)。冰川纵向温度分布最低均出现在物质平衡线下方, 据任贾文等(1985) 1981—1982 年的观测, 在活动层下界东支为 -6.6℃, 西支为 -6.0℃, 自此以下, 随着深度的增加, 冰川温度逐渐上升, 到底部接近融点(蔡保林 *et al.*, 1987)。1 号冰川冰面水系发育, 但可见冰面融水流入冰裂隙, 冰面沟道流水流入冰川洞穴, 冰侧流水流入冰下和冰侧天然冰隧道, 融水从冰内、冰下流出等现象。本文以投放盐溶液方法探测 1 号冰川消融区融水流到水文测流断面的时间、过程, 初步探讨了冰川排水系统特征。

## 1 冰川径流盐溶液示踪试验

虽然冰川排水过程在积累区和消融区是各不相同的, 但就冰内、冰下排水过程而言, 二者却是相似的, 并且遵循同样的规律(Rothlisberger *et al.*, 1987)。我们对冰川消融区的排水过程进行研究, 可对冰川非粒雪部分的排水特征有一个概貌的了解。

以盐作为示踪剂进行冰川排水系统探测试验是在冰川的不同部位投放盐溶液, 然后在水文断面观测盐分到达时间, 流经的过程和数量。冰川形成于大气降水, 而大气降水本身含有一定数量的可溶性盐类, 因而冰川融水本身有一定的背景离子浓度, 溶液中的离子数愈多, 其导电性愈强, 电导率愈大。选择盐(NaCl)作为示踪剂, 一是其溶解度受温度影响较小, 二是其不污染水 and 环境。投入盐溶液后的冰川融水由于离子浓度增加, 电导率亦增加。在冰川水文断面设置电导仪, 可得出投盐后冰川径流电导率及盐浓度随时间变化的曲线, 根据流量, 即可求出水文断面处的过盐量, 或称为盐的回收量。

我们的试验是在 1 号冰川东支消融区进行的, 其投盐点和观测点的位置如图 1 所示。试验时间为 8 月 11—24 日。Lang 等(1979)的研究指出, 进行该项试验的最好时间是在消融季节后期, 因此整个冰川的排水系统已发育健全。我们在消融强烈的 8 月份进

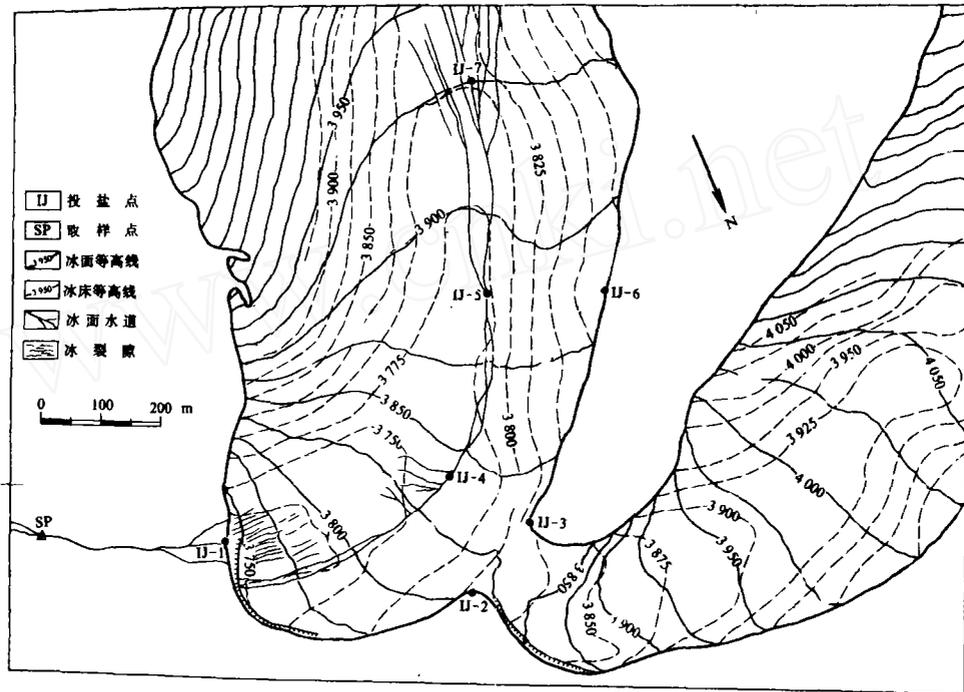


图1 乌鲁木齐河源1号冰川消融区投盐示踪试验位置图(1989.8)

Fig.1 Sketch map of salt injection on the ablation area of Glacier No.1 at the source of the Urumqi River

行了7次投盐试验,各投盐点如下所述。

IJ-1,位于1号冰川东支冰舌末端前融水径流流出冰川处,海拔3730 m(图1),融水径流流经发育于冰碛物上的冰前河道。河道较顺直,冻土活动层厚度最大约为1 m,渗漏影响可不予考虑。此点的投盐试验为和冰面及冰内水道进行对比。

IJ-2,位于1号冰川东西支交汇处的下端,海拔3800 m,融水在此处部分流入冰下,部分沿冰侧水道流动,至东支冰川冰舌前端汇入冰前河道。

IJ-3,位于1号冰川东西支交汇处的上端,海拔3840 m,融水在这里部分流入冰下,部分沿深邃的冰面沟道流动。

IJ-4,位于1号冰川东支冰面主水道,海拔3840 m,在此以下融水沿冰面沟道流动,在沟道中分布着冰融洞,因此部分融水流入冰内,沟道有分叉,并有支沟道汇入。

IJ-5,位于1号冰川东支冰面主水道,海拔3890 m,沟道特征和IJ-4以下类似。

IJ-6,位于1号冰川东支西侧侧沟,海拔3888 m,融水部分流入冰下,部分沿侧沟流向下游。

IJ-7,位于1号冰川东支物质平衡线(1989年实测,海拔3916 m)以上,海拔3925 m。这里冰面覆盖着10—20 cm厚粗粒雪层,附加冰厚20—30 cm。冰面沟道被

粒雪层和雪层覆盖, 流水部分进入冰内。

上述投盐点基本控制了 1 号冰川东支消融区的冰面和冰内、冰下的排水系统。投盐后的观测点 SP 在 1 号冰川水文断面, 这里有系统的水位和流量观测。投盐后, 在此进行连续的径流电导率观测, 直至电导率恢复到原来的背景值而再不会出现新的增加为止。

## 2 扩散方程的应用

在溶液中, 溶质要从浓度大的地方向浓度小的地方转移。单位时间里通过单位横截面积的溶质量叫扩散流强度  $q$ 。浓度不均匀的程度以浓度  $C$  的梯度  $\Delta C$  表示。根据扩散定律,

$$q = -D\Delta C \quad (1)$$

式中,  $D$  为扩散系数, 对沿  $x$  方向的一维扩散,

$$q = -D\frac{\partial C}{\partial x} \quad (2)$$

根据质量守恒定律, 得出浓度在时间  $t$  中变化的一维扩散方程为

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \quad (3)$$

在这里, 扩散(diffusion)是由于分子的随机运动而引起的溶质迁移, 而在河道中, 这种迁移主要由于速度分布的空间变化而引起(dispersion)。两种过程的机制不一样, 但具有相同的效应, 因此, 可以将式(3)适当改变系数  $D$  的值来描述(Seaberg *et al.*, 1988)。本文重点讨论冰川水道中溶质迁移的问题, 并以扩散过程来加以阐述。Behrens(1975)指出, 在投放染色示踪剂后, 水道中该种溶质的浓度随时间变化的曲线可以下列线性扩散方程来描述。

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - u\frac{\partial C}{\partial x} \quad (4)$$

式中,  $C$  为示踪剂浓度, 以单位体积溶液中溶质量来表示;  $t$  为溶质迁移时间;  $x$  为从投放示踪剂处算起到观测点的距离;  $u$  为径流平均流速。

解方程(4), 得

$$C(t) = \frac{A}{(4\pi Dt)^{\frac{1}{2}}} \exp\left[-\frac{(x-ut)^2}{4Dt}\right] \quad (5)$$

式中,  $C(t)$  为浓度随时间变化的函数;  $A$  为常数, 其值由下式决定(Seaberg *et al.*, 1988),

$$A = \frac{u}{Q} m_0 \quad (6)$$

式中,  $Q$  为平均流量;  $m_0$  为投放溶质量;  $u$  值可由投放点到观测点的直线距离  $x$  和浓度达到最大值  $C_m$  的时间  $t_m$  来确定。

$$u = x / t_m \quad (7)$$

由式(5), 得

$$\frac{1}{2} C_m = \frac{um_0}{2Q(4\pi Dt_m)^{\frac{1}{2}}} \quad (8)$$

设  $t_1$  和  $t_2$  分别为浓度增加和减小时达到最大浓度一半, 即  $\frac{1}{2} C_m$  时的时间, 则由式(5)和式(8), 得

$$D = \frac{x^2(t_m - t_1)^2}{4t_m^2 t_1 \ln[2(t_m / t_1)^{\frac{1}{2}}]} \quad (9)$$

$$D = \frac{x^2(t_m - t_2)^2}{4t_m^2 t_2 \ln[2(t_m / t_2)^{\frac{1}{2}}]} \quad (10)$$

联立求解方程(9)和(10), 可得出扩散系数  $D$  和浓度增加到最大值  $C_m$  的时间  $t_m$ 。再根据式(5), 可计算出投盐后, 在距投盐点  $x$  处径流盐浓度随时间变化的曲线  $C(t)$  (Seaberg *et al.*, 1988)。

由于融水流入冰川后, 径流中可能产生许多涡旋, 水流可能分叉为速度不同的支流, 融水也可能滞流于冰内和冰下, 而这些过程并未包括在上述扩散方程中。因此, 对比投盐试验后实测浓度随时间变化的曲线和计算过程线, 可帮助我们分析和认识冰川排水系统的特征。

### 3 径流中盐示踪剂迁移过程

表 1 表示了 1 号冰川各次投盐试验点的一些基本数据和计算出的扩散系数。由式

表 1 1 号冰川投盐示踪试验和扩散系数(1989)

Table 1 Salt tracer experiment and dispersion coefficient of the Glacier No.1

试验号	日期 (月.日)	投盐点		平均流量 <sup>2)</sup> $Q$ ( $m^3/s$ )	平均坡度 $\alpha$ (%)	平均流速 $V$ ( $m/s$ )	扩散系数 $D$ ( $m^2/s$ )
		海拔 $H$ ( $m$ )	距离 $L$ <sup>1)</sup> ( $m$ )				
IJ-1	8.11	3 730	315	0.534	11.1	0.512	0.48
IJ-2	8.11	3 800	710	0.577	14.8	0.469	0.95
IJ-3	8.15	3 840	820	0.215	17.7	0.242	0.46
IJ-4	8.18	3 840	685	0.215	21.2	0.282	1.40
IJ-5	8.18	3 890	840	0.256	23.2	0.289	1.45
IJ-6	8.18	3 888	1 025	0.410	18.8	0.319	0.67
IJ-7	8.24	3 925	1 060	0.410	21.7	0.402	15.00

注: 1) 投盐点和观测点之间的距离; 2) 观测点平均流量。

(9)和(10)计算出的扩散系数  $D$ , 为假设投盐点到测流断面之间为单一水道时, 径流的扩散性质。在 7 次投盐试验中, 在冰前和冰侧水道进行的 4 次 IJ-1, IJ-2, IJ-3 和 IJ-6 显示出其扩散系数较小, 而在冰面进行的试验扩散系数较大, 尤其是在积累区进行的一次试验得出很大的扩散系数(表 1)。在河道水流中, 扩散性的大小取决于流体速度空间分布的不匀, 即和湍流的强弱和涡旋的多少有关。Fischer 的研究指出, 河道中扩散系数和流体的剪切速度、水力半径成正比并和河道特征有关(Behrens *et al.*, 1975)。由于各次试验是在冰川不同部位和不同时间进行的, 所以扩散系数的大小和表 1 中所列其他要素之间并未表现出明显的关系。但可以看出, 冰面试验点到观测点的坡度较大, 增加了湍流的能量, 因而对扩散系数有增大的作用。至于在粒雪区, 物质平衡线上部的试验点 IJ-7, 由于雪层对融水径流的阻滞作用以及融水径流分叉的影响, 而融水流经冰面、冰内和冰下水道的距离和时间增长, 延缓了盐分迁移的时间, 在观测点径流中盐浓度增加较缓慢, 式(9)和(10)中,  $(t_m-t_1)^2$  和  $(t_m-t_2)^2$  的值增大, 因而扩散系数增大。

每次试验在投放盐溶液后, 在 1 号冰川水文点求出通过观测断面的盐溶质量, 从而求出盐示踪剂回收率列于表 2。对每次试验, 盐示踪剂回收率大约为百分之百, 这说明

表 2 1 号冰川盐示踪剂投放量和回收量

Table 2 Amount of injected salt and it's recovery ratio in the tracer experiment on the Glacier No.1

试 验 号	盐示踪剂 投放量 (g)	经过水文断面 观测点盐量 (g)	盐示踪剂 回收率 (%)
IJ-1	2 000.0	2 018.5	100.9
IJ-2	2 000.0	1 988.0	99.4
IJ-3	3 000.0	2 979.9	99.3
IJ-4	3 000.0	2 968.0	98.9
IJ-5	3 000.0	3 012.0	100.4
IJ-6	3 000.0	3 070.0	102.3
IJ-7	4 000.0	4 095.0	102.4

盐溶质在冰川排水系统中并未被贮存下来, 而是在较短时间内随融水径流一起被排出冰川。从 IJ-1 至 IJ-5 的投盐试验, 盐的回收量略大或略小于投放量, 可认为是观测误差所引起; 而 IJ-6 和 IJ-7 的投盐试验是在冰川较高部位进行, 部分雪融水加入到冰川径流中, 大气降水中所含盐分有可能导致盐的回收量稍有增加。

投盐后, 在水文点观测断面实测出径流中盐浓度随时间变化的曲线, 再根据式(5)计算出一条曲线, 二者进行对比示于图 2。各次盐示踪试验得出的浓度变化曲线表示出如下一些特征。

(1) 盐溶质从投放点被冰川融水径流输送到水文断面观测点的时间均在 1 h 内。冰侧径流试验点 IJ-3 和 IJ-6 的盐溶质到达观测点的时间较之同海拔的冰面径流试验点 IJ-4 和 IJ-5 的要长, 这主要取决于试验点到观测点的距离和坡度(表 1)。浓度随时间

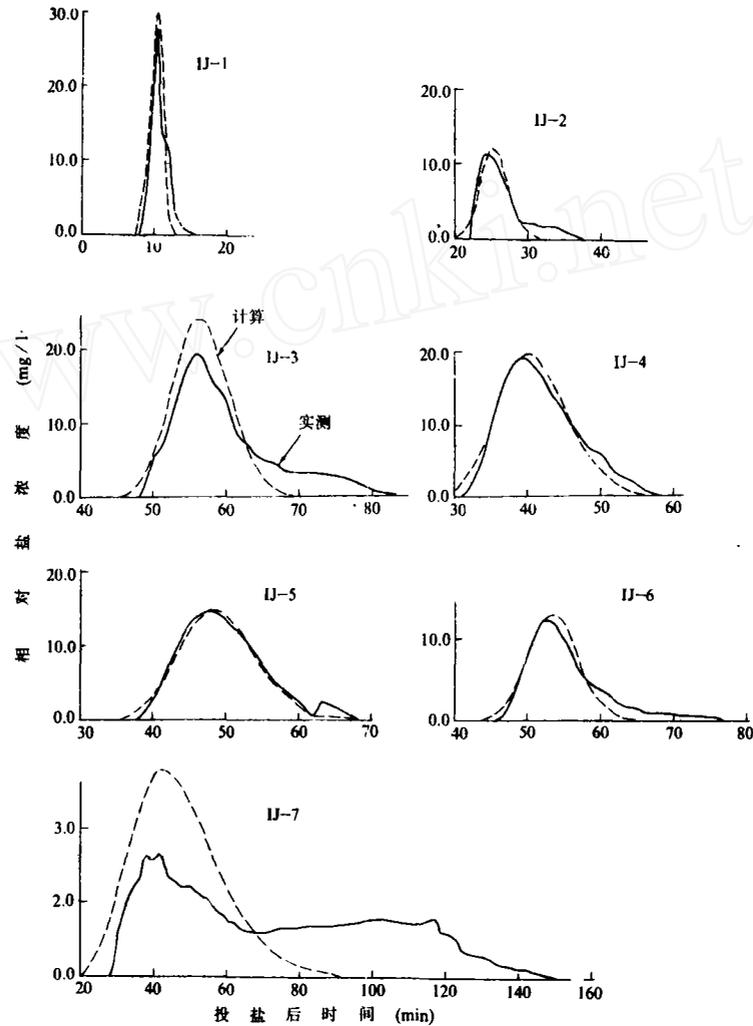


图2 乌鲁木齐河源1号冰川投盐后水文点径流实测和计算相对盐浓度随时间变化曲线(1989)

Fig.2 Observed and calculated curves of the relative condensation in runoff at the hydrometric cross section versus time after salt injections on the Glacier No.1 at the source of the Urumqi River

变化曲线的历时, 取决于盐示踪剂在冰川水系中的停留和贮存时间, 其中 IJ-3 至 IJ-6 试验点的历时约为 0.5 h, 而 IJ-7 点的历时最长, 达 2 h, 而冰前径流 IJ-1 点只有 7 min, 冰侧 IJ-2 点为 15 min。

(2) 各次试验计算浓度随时间变化过程线均不同程度地表现出其浓度开始变化时间, 即盐溶质开始到达水文断面观测点时间早于实测过程线。计算过程线的峰值高于观测过程线, 而实测过程线延续时间较计算过程线长。

(3) 冰前 IJ-1 径流盐浓度过程线陡涨陡落、峰尖、历时短, 而其余冰川径流过程

线则较平缓, 显示出冰前和冰川本身径流过程的区别。冰前径流为单一河槽水流, 而冰川融水流经冰面、冰侧、冰内和冰下水道时, 受到一定调节作用, 致使其过程线涨落较缓。

(4) 除 IJ-3 和 IJ-7 的试验外, 其余试验计算浓度过程线和实测过程线拟合得相当好。IJ-3 和 IJ-7 的试验则显示出计算过程线峰值偏高较多, 而实测过程线延伸时间长得更多的特点。IJ-3 点融水流经冰内、冰下可能受到较多滞流作用, 而 IJ-7 点位于粒雪盆, 融水除流经冰内、冰下距离较长, 可能受到水道分叉影响外, 还受到雪层的阻滞作用。

(5) IJ-5 和 IJ-7 的试验实测浓度过程线尾部有一明显的浓度再次上升的小峰值, 这说明在冰内、冰下存在着部分融水被短暂贮存和再释放的机制。

## 4 冰川排水系统特征

通过上述试验和分析, 我们对 1 号冰川排水系统的特征有如下认识。

(1) 冰川消融区表面及冰侧和基岩与冰碛物接触部位发育了排水道, 汇集了大部分冰面融水。部分冰面融水沿冰裂隙和冰面融洞流入冰内、冰下。冰面水道融水径流也常在水道中部发育的融洞流入冰内, 但同时又保持水道中的水继续流动。冰侧河道的水流也是部分流入冰内、冰下。这样, 冰川排水系统由冰面、冰内和冰下水道网组成。

(2) 冰川消融区融水汇流较迅速, 在冰川排水系统发育完好的时期, 消融区融水可在 1—2 h 内汇流到水文断面。但在积累区, 要考虑雪层和粒雪层对融水的阻滞作用。

(3) 冰川贮留融水径流能力较弱, 致使融水径流在冰川排水系统中经短暂滞留即被全部排出冰川。因此, 在每次投盐示踪试验中, 盐示踪剂基本是在短时间内在水文断面观测点得到全部回收。

(4) 冰川水系中存在水道分叉、水流涡旋及沉积物的阻滞作用, 致使盐浓度随时间变化的观测曲线较之计算曲线偏低并且延续时间长。冰前 IJ-1 径流仅受到微弱的单一河槽调节作用, 上述阻滞作用不明显, 而冰面和冰侧径流则表现较明显。观测浓度过程线较之计算过程线的延续时间一般增加数分钟至 15 min, 但当受到粒雪、雪层的阻滞, 径流分叉多, 流程远时, 物质平衡线附近试验点的观测过程线的持续时间较之计算过程线可延长 60 min 左右。另外, 个别观测曲线在结束期间可出现微小而短暂的峰值, 也说明上述阻滞作用的存在。

(5) 用扩散方程能基本描述出在盐示踪试验中浓度随时间变化的曲线, 这说明冰内、冰下水道较为单一, 并未出现繁杂分叉的排水系统。消融区径流排水系统扩散系数的值一般在  $0.5—1.5 \text{ m}^2/\text{s}$  之间。

## 5 结 论

乌鲁木齐河源 1 号冰川发育于典型的大陆性气候环境, 冰川热喀斯特现象不及海洋

型冰川发育, 冰川融水在冰内、冰下的活动相对较弱。在冰川消融区, 冰面和冰侧水系发育, 冰面径流也流入冰内、冰下, 从而形成冰川区的排水系统。一维扩散方程为假设仅有单一排水道, 并且无冰川对融水的贮存作用的情况下冰川径流的扩散作用和过程。将冰川实测盐溶质的扩散和变化过程与用扩散方程进行计算的过程进行比较, 可帮助我们了解冰川排水系统的一些特征。1 号冰川冰内、冰下排水道较单一, 冰川对融水的阻滞和贮存作用不强, 融水汇流过程较迅速, 消融区冰川融水在 1—2 h 内就可流出冰川。本文仅就消融季节后期, 冰川排水系统发育完好时所作的盐示踪试验进行了初步探讨。进一步的研究, 需在消融期的不同阶段及冰川的不同部位, 包括物质积累区在内进行, 同时要改进观测仪器, 以期达到对冰川排水系统时空变化及积累区融水排泄过程的更深入和全面的认识。

致谢: 黄茂桓教授对本项研究给予了热情的支持和帮助, 杨新元、王新忠同志协助进行野外观测, 天山冰川观测试验站全体同志给予大力支持, 在此表示衷心的感谢。

### 参 考 文 献

- 任贾文、张金华、黄茂桓, 1985. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川温度研究. 冰川冻土, 7(2): 144—146
- 张祥松、朱国才、钱嵩林等, 1985. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川雷达测厚. 冰川冻土, 7(2): 158—161
- 康尔泗、朱守森、黄明敏, 1985. 托木尔峰地区的冰川水文特征. 见: 中国科学院登山科学考察队, 天山托木尔峰地区的冰川与气象, 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 99—102
- 蔡保林、黄茂桓、谢自楚, 1987. 乌鲁木齐河源 1 号冰川深孔温度的初步研究. 科学通报, 30(22): 1 732—1 733
- Behrens H, Bergmann H, Moser H *et al.*, 1975. On the water channels of the internal drainage system of the Hintereisferner, Oetztal Alps, Austria. *Journal of Glaciology*, 14(72): 378—381
- Clarke G K C, 1987. A short history of scientific investigations on glaciers. *Journal of Glaciology*, Special Issue: 10
- Hooke R L, Miller S B, Kohler J, 1988. Character of the englacial and subglacial drainage system in the upper part of the ablation area of Storglaciaren, Sweden. *Journal of Glaciology*, 34(117): 228—230
- Lang H, Leibundgut CH, Festel E, 1979. Results from tracer experiments on the water flow through the Aletschgletscher. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* Bd. 15, H. 2: 209—218
- Rothlisberger H, Lang H, 1987. Glacial hydrology. *Glaciofluvial sediment Transfer* Edited by A.M.Gurnell and M.J.Clark, John Wiley and Sons Ltd. England: 233—237
- Seaberg S Z, Seaberg J Z, Hooke R L *et al.*, 1988. Character of the englacial and subglacial drainage system in the lower part of the ablation area of storglaciaren, Sweden, as revealed by dye-tracer studies. *Journal of Glaciology*, 34(117): 217—226

## A Preliminary Study on the Drainage System in the Ablation Area of the Glacier No.1 at the Source of Urumqi River

Kang Ersi

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences)

### Abstract

The water channels are developed on the glacial surface and at the glacial sides, some meltwater runs into or under the glacier through the crevasses, the moulins and the glacial sides, through the englacial-subglacial water channels and finally out off the glacier, forming the glacial drainage system. The salt tracer experiment was conducted at the Glacier No.1, 7 injection points of which were distributed on the ablation area and the accumulation area immediately above the equilibrium line, the one dimensional dispersion equation is employed to calculate the curves of the salt condensation versus time and the dispersion coefficient. The observation and calculation show that the confluence of meltwater is rather rapid in the ablation area. It only takes 1—2 hours for the meltwater to run to the glacial gauge station during the period of complete development of the glacial drainage system, but in the accumulation area, the retardation of the snow and firn layers to meltwater runoff should be considered. The storage function of the glacier to meltwater runoff is weak, it makes the meltwater runoff nearly all drained out off the glacier after a short time stay in the drainage system. The anabranches, flow eddies and the retardation of sediments to runoff exist in the drainage system, it makes the observed curves of the salt condensation versus time lower and extending time longer than that of calculated curves, but the prolonged time is generally only in several to 15 minutes, even in the accumulation area near the equilibrium line is only in about 60 minutes. The dispersion equation can basically be applied to simulate the curves of salt condensation versus time of the salt tracer experiment, this clarifies that the englacial-subglacial water channels are rather unitary, instead of complex divergence. The dispersion coefficient of the drainage system in the ablation area is calculated generally to be  $0.5-1.5 \text{ m}^2 / \text{s}$ .

**Key words:** glacial drainage system, salt tracer experiment, condensation, dispersion equation, dispersion coefficient