

乌鲁木齐河源1号冰川2号冰洞 的冰川学研究^①

黄茂桓 周 韬 井晓平 王文悌

(中国科学院兰州冰川冻土研究所, 730000)

提 要 在乌鲁木齐河源1号冰川东支末端开挖了2号冰洞。观测表明, 冰温接近且略低于冰的融点; 冰晶粗大, 平均直径一般达十余毫米; 大都具有多极大型组构; 冰川底部含岩屑层的变形对冰川运动的贡献显著; 冰川末端是一个应力剧变区, 应变大, 纵向压缩和竖向上升明显。主应变率在 $10^{-1}a^{-1}$ 的数量级。洞壁上应变椭圆主轴的伸长、缩短和旋转均自洞里向洞外增加。

关键词 乌鲁木齐河源1号冰川 冰川学 冰洞

1980—1986年在乌鲁木齐河源1号冰川西支末端开挖了1号冰洞, 并进行了长期观测, 研究了冰川底部的构造、温度、变形和整个运动过程(Echelmeyer *et al.*, 1987; Huang *et al.*, 1987; Huang *et al.*, 1989)。研究证实, 冰川底部温度颇高, 接近融点但未到达融点; 引起冰川的运动除冰川冰变形和底部滑动外, 更重要的是底部岩屑和冰混合层的变形和滑移。此层厚度不足该处冰川厚度的2%, 其温度略低于冰的融点, 但产生的运动占整个冰川运动的60%; 底部冰川冰的变形是连续的, 一定程度上可看作均匀的。这是我国冰川运动研究从表至里的进步。

1988—1990年又在该冰川东支开挖了2号冰洞(图1, 2), 进行冰温、冰结构、冰川运动和变形的研究(Huang, 1992), 其目的是在1号冰洞研究的基础上, 对该冰川的运动作更深入的探讨, 为研究我国亚极地型冰川的运动机理打好基础。

2号冰洞于1988年10月掘成80m长, 后又于1989年4月延伸到90m长。该洞横断面为城门洞形, 高2m, 宽2m, 洞的轴线走向北偏西 76° , 与该处冰川运动方向大致有 20° 的夹角。除了靠近洞口几米在消融期沿洞壁表面有融化外, 整个冰洞是干的。现将2号冰洞内的主要研究结果作一报道, 详细资料刊于天山冰川观测试验站年报1992年增刊。

1 冰温

取得冰川底部温度资料最好的方法是打深钻孔, 钻到冰川底部, 放进温度表去探

^①本文于1993年10月7日改回; 属国家自然科学基金资助项目。

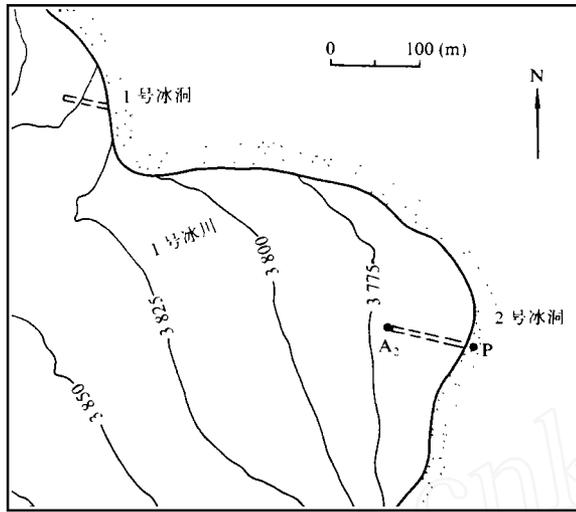


图1 1号及2号冰洞位置图

P为测量控制点; A₂为冰面运动速度观测点

Fig. 1 Map showing the locations of ice tunnels 1 and 2

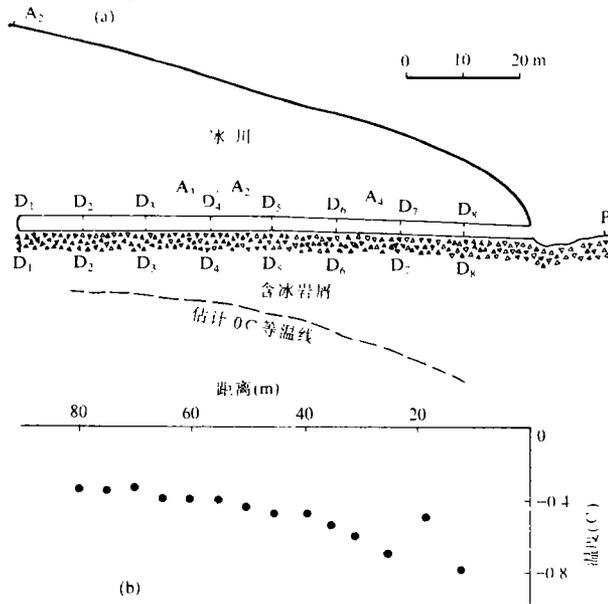


图2 2号冰洞纵剖面图

(a) 洞底、洞顶观测桩位置, A₂, A₃和A₄点阵位置及估计0°C等温线深度; (b) 实测洞底温度

Fig. 2 Longitudinal profile of tunnel 2

测; 另一个方法是开挖人工冰洞, 在洞内直接观测或钻孔观测。我国只有乌鲁木齐河源1号冰川作过这两种观测(蔡保林等, 1987; Huang *et al.*, 1987)。所得资料大大丰富了我国冰川温度研究(Huang, 1990)和乌鲁木齐河源1号冰川底部状况的研究(黄茂桓等,

1990)。但是开挖人工冰洞破坏了冰川的温度场, 所得资料不能代表冰洞没有开挖时的冰川温度状况。这次在 2 号冰洞开挖时, 采取边开挖边观测的方法, 克服了这一缺陷。使用仪器为热敏电阻温度表, 精度为 $\pm 0.1 \text{ K}$, 接触测量。冰洞的开挖是每天一班, 进度约 2 m。测量在下班时进行, 传感器直接接触新暴露掌子面底部的冰。这样, 开挖的影响可认为不存在。

图 2b 给出沿冰洞底部的温度测量结果。由于是边开挖边测量, 测得数据不是同时的。开挖时间为 1988 年 10 月。实测最低温度为 -0.8°C , 靠近洞口。往里温度渐渐上升, 最后趋于平稳, 实测最高温度为 -0.36°C 。测量结果接近 1 号冰洞的结果(Huang *et al.*, 1987)。同样说明冰洞底部的温度接近熔点, 但略低于熔点。

据东支冰川三个深钻孔实测温度资料分析(黄茂桓等, 1990), 冰川底部温度梯度为 0.028 km^{-1} 。采用这个梯度值, 可以算出零度等温线至少要在冰洞底以下十余米, 图 2a 给出零度等温线的估计位置。

2 冰结构

1988 年在开挖 2 号冰洞过程中, 边开挖边取样分析, 得出乌鲁木齐河源 1 号冰川首批底部冰结构岩组学资料。

在冰洞开挖时沿洞底一共采集了 9 个样品, 编号为 TH5, TH12, TH20, TH30, TH40, TH50, TH60, TH70 和 TH80, 编号末尾的数字代表采样地点到洞口的距离(m)。在冷室内切成薄片, 薄片平行原冰样的水平面。遵循 Langway (1958)的方法, 在大型万能旋转台上测定冰晶 c 轴方位。各薄片测量冰晶数列于表 1。对薄片进行了摄影。摄影用透射光, 薄片置于两偏光片之间。用所得的偏光照片, 进行冰晶尺寸数测量, 测量用线截距法。每一结构照片上布置几条互相平行的截线, 各线之间的间隔相等, 截线总长为 L 。数出所有与截线相交的晶体总数 n 后, 便可按下式算出晶粒的平均直径 \bar{D} :

$$\bar{D} = \frac{1.75L}{Kn} \quad (1)$$

式中, K 为照片的放大倍数。由于薄片不可能正好通过所有晶体的最大截面, 必须考虑重叠和三维效应, 故按 Pickering 的方法进行修正, 修正系数为 1.75(Huang *et al.*, 1991)。

c 轴方位测量结果经计算机处理, 绘成赤平极射投影图, 又称组构图。大部分组构呈多极大形, 个别不太明显, 如 TH80。实际上各多极大图形的中心(多边形的形心)偏离冰川垂直方向(图的中心)。偏离角度(α)有多有少, 最大达 51° , 各薄片的 α 值列于表 1。组构图经旋转处理, 使多极大图形的中心与垂直方向相一致。根据旋转后的图形, 可以绘出 c 轴分布直方图。可以看出各薄片都有一个峰值出现在 30° 左右, 称之为众值(β), 各薄片的 β 值也列于表 1。表 1 还给出各薄片旋转后 c 轴分布的平均值(μ)及其标准差(σ)。 μ 变化于 $27\text{—}40^\circ$ 之间。通常用每 1% 组构图面积上 c 轴的最大密集

表 1 冰结构要素一览表

Table 1 Structure factors of ice

编 号	n	α ($^{\circ}$)	β ($^{\circ}$)	μ ($^{\circ}$)	σ ($^{\circ}$)	C_{\max} (%)	\bar{D} (mm)
TH5	108	24	20—25	35	16	16	21.3
TH12	108	17	25—30	34	17	16	9.6
TH20	108	4	25—30	27	9	41	17.7
TH30	104	34	25—30	31	10	16	11.3
TH40	108	10	25—30	30	9	29	17.5
TH50	102	43	20—25	30	14	24	19.0
TH60	100	26	30—35	38	20	21	16.8
TH70	96	4	30—35	40	19	20	19.7
TH80	100	51	25—30	39	17	12	15.5

注: n 为统计晶体总数; α 为多极大图形中心偏离垂直方位角度; β 为 c 轴方位分布图众值; μ 为 c 轴方位分布均值; σ 为 c 轴方位分布标准差; C_{\max} 为 c 轴方位分布的最大密度; \bar{D} 为晶体平均尺寸。

度(C_{\max})来衡量 c 轴分布集中的程度。各薄片 C_{\max} 的量测结果也列于表 1, 此值变化于 12—41% 之间。表 1 还给出了水平面上的晶粒平均尺寸 \bar{D} 。

2 号冰洞取样分析结果可以看出如下结构特征: 1) 大部分为多极大型组构, 但个别不够典型, 如 TH80; 2) 多极大分布图形一般不以冰川垂直方位为中心, 有时出现较大的偏离, 这可能反映冰下局部地形的影响; 3) 晶粒尺寸偏大, 大于或接近南极洛多姆冰帽离海岸 15 km 的 BHC1 和 BHC2 底部(300 和 344 m 深)的晶粒尺寸(谢自楚, 1988)。可见该冰川有较优的冰晶生长条件; 4) 未发现冰结构要素(如 μ , C_{\max} , \bar{D} 等)沿冰洞轴线的变化趋势。

3 洞壁变形

3.1 测桩的布设

在距 P 点约 60 m 和 30 m 处的左侧洞壁上布置了 2 组平面点阵(A2, A4), 在 A2 点阵附近冰洞的横断面上布置一组拱状点阵 A3(图 2a), 各点阵的观测点是嵌入冰内的小桩。图 3, 4 为各点阵布置示意图。1989 年 10 月 6 日, P 点离洞口 10.1 m, 其高程为 3 730.63 m。

3.2 观测及计算方法

应变观测点阵的测量方法是近景摄影测量法, 即对观测目标进行近距离的控制摄影, 获得立体像对, 同时获取摄影时的外方位元素。经摄影处理后在立体坐标仪上进行坐标量测。由近景摄影测量中的像点坐标与物方空间坐标关系式, 可得目标点的物方空间坐标。由不同时期的测量标志点的坐标变化可反映出目标物在三维空间的变化。这次

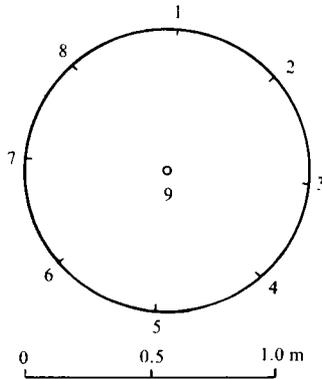


图 3 A2 和 A4 观测点阵(1—9)

Fig. 3 Arrays A2 and A4

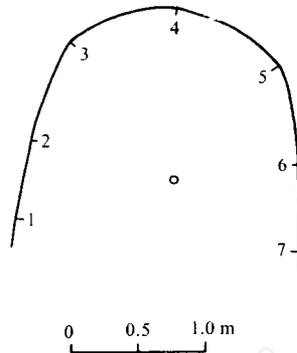


图 4 A3 拱观测点阵(1—7)

Fig. 4 Array A3

人工冰洞的应变观测始于 1988 年 12 月 27 日, 以后于 1989 年 5 月 8 日和 9 月 27 日进行了两次重复摄影测量。

近景摄影观测中摄影方式的选择是多样的。在冰洞中由于观测条件的限制, 同时对观测精度要求较高, 故摄影方式采用正直摄影, 这样, 物点空间位置 X, Y, Z 与其相应量测像点坐标 x, z 和视差 p 间的关系为:

$$Y = \frac{Bf}{p} \quad (2)$$

$$X = \frac{Yx}{f} = \frac{B}{p}x \quad (3)$$

$$Z = \frac{Yz}{f} = \frac{B}{p}z \quad (4)$$

式中: B 为摄影基线; f 为摄影机主距。

上式经微分变化转为中误差(m_y, m_x, m_z)的关系:

$$m_y = \pm k_1 k_2 e_p \quad (5)$$

$$m_x = \pm \sqrt{k_1^2 k_2^2 \left(\frac{x}{f}\right)^2 e_p^2 + k_2^2 e_x^2} \quad (6)$$

$$m_z = \sqrt{k_1^2 k_2^2 \left(\frac{z}{f}\right)^2 e_p^2 + k_2^2 e_z^2} \quad (7)$$

式中: e_x, e_z, e_p 为像点观测误差; $k_1 = Y/B, k_2 = Y/f$ 。

在近影摄影测量中测量结果精度较低的是点位的 Y 坐标, 如 Y 坐标的精度能满足, 则其它坐标的精度就不难保证。对于这次冰洞内的观测取 $B=0.800$ m, $Y=2.000$ m, $f=100$ mm, $e_p=e_x=e_z=\pm 0.01$ mm, 则由式(5)可得 Y 向中误差为 $m_y=\pm 0.5$ mm。这个精度完全可以满足本研究的要求。

3.3 洞壁应变

如同对 1 号冰洞那样, 假定为平面均匀变形, 忽略第三方向的变形, 用同样的方法

计算处理洞壁的变形(黄茂桓等, 1985; 1986)。由于测量误差以及实际变形的非均匀性, 变形椭圆上每取两个点所得到的变形参数不尽一样。本文在计算中, 将椭圆上相邻两点 and 圆心划为一组, 然后用最小二乘法统计原理剔除明显误点, 进行拟合计算(表 2), 表 2 还给出拟合计算所得的相关系数 R_x, R_y 。结果表明, 主应变的数量级及主应变

表 2 平面应变参数计算结果

Table 2 Results calculated as plane strain

点 阵		A2	A4	A3-1	A3-2
变形期间		1988.12—1989.9	1988.12—1989.9	1988.12—1989.9	1988.12—1989.9
变形系数	a	0.9994	1.0737	0.8917	0.9078
	b	0.1777	0.4884	0.0009	-0.0209
	c	-0.0030	0.0833	-0.0468	-0.0316
	d	0.9829	0.9509	1.1197	1.0448
相关系数	R_x	0.886	0.964	0.919	0.970
	R_y	0.998	0.985	0.997	0.997
椭圆长轴		1.0830	1.3247	1.1223	1.0496
椭圆短轴		0.9075	0.7400	0.8897	0.9030
主应变率 $\dot{\epsilon}_1$		0.111	0.436	0.164	0.067
$\dot{\epsilon}_2(1/a)$		-0.124	-0.349	-0.148	-0.130
最大剪应变		0.178	0.616	0.234	0.151
面积收缩率 (%)		1.72	1.97	0.16	5.22
应变前主轴与水平轴夹角 ($^\circ$)		44.9	44.6	6.4	10.6
应变后主轴与水平轴夹角 ($^\circ$)		39.7	33.3	5.0	10.3
旋 转 ($^\circ$)		-5.2	-11.3	-1.4	-0.3

表 3 A2, A4 点阵变形参数统计特征

Table 3 Statistics of deformation parameters of array A2 and A4

断 面			A2	A4
变 形 参 数	a	均 值	1.0007	1.0733
		标 准 差	0.0393	0.0940
	b	均 值	0.1778	0.4872
		标 准 差	0.0443	0.1725
	c	均 值	-0.0031	0.0772
		标 准 差	0.0200	0.0715
	d	均 值	0.9829	0.9506
		标 准 差	0.0211	0.0562
长 轴 (A)	均 值	1.0864	1.3315	
	标 准 差	0.0363	0.1274	
短 轴 (B)	均 值	0.9063	0.7427	
	标 准 差	0.0254	0.0716	
倾 角 ($^\circ$)	均 值	73.44	37.56	
	标 准 差	50.18	32.76	

从洞里向洞外不断增加的规律与 1 号冰洞观测结果(Huang *et al.*, 1987)相同。A2 和 A4 壁上的平面应变主轴变形前接近 45° , 变形后为 39.7° 和 33.3° , 顺时针方向旋转了 5.2° 和 11.3° 。转角有由洞里向洞口呈增加的趋势, 也与 1 号冰洞观测结果类似。

为进一步研究冰川变形的非均匀性, 顺序地对 A2, A4 的变形椭圆上的相邻两点, 分别计算其变形参数, 然后进行数学统计处理(表 3)。由于没有进行拟合处理及剔除明显误点, 参数与表 2 所列略有差异。由表 3 可见, 冰川变形的非均匀性随着距洞口距离的减少而增加。这与黄茂桓等(1986; Huang *et al.*, 1989)所得结果相一致。

3.4 拱的变形

A3 拱形仍用平面变形方法处理, 发现上下两部分变形不一致。于是分成两部分(A3-1 和 A3-2)来处理, 每一部分假设为均匀变形。A3-1 包括 2, 3, 4, 5 和 6 点, A3-2 包括 1, 2, 6 和 7 点。计算结果也列于表 2。由表 2 看出, 旋转角度很小, 在这个拱上, 纯剪切在变形中占优势。

4 底部运动

4.1 测桩布置及观测方法

2 号冰洞的底部基本上沿冰床掘进。冰床的组成为岩屑和冰, 在洞底未看到基岩。在靠近冰洞入口处的冰川沉积物表面曾进行了直流电测深, 测定出该表面到基岩的厚度为 11.3 m(曾仲巩等, 1991)。据温度观测及此厚度测探资料推测, 在冰洞底下含冰岩屑层和基岩交界仍处于融点以下, 其滑动不会很显著。

沿冰洞的底部布置了 8 个测桩以观测底部运动。其间隔约为 10 m, 用 $D_1, D_2 \dots D_8$ 表示, 在顶部设了 8 个对应的测桩以观测顶部运动, 用 $D'_1, D'_2 \dots D'_8$ 表示(图 2a)。测桩冻结在冰里面。观测于 1989 年 5 月 8 日, 7 月 8 日和 9 月 29 日共进行三次。由于观测条件的限制, 距离测量使用钢卷尺, 垂直角和水平角的观测用经纬仪进行。距离观测的最大中误差为 ± 8.7 mm, 所有观测结果由控制点 P 与大地坐标系系统联结。顶部相对底部的运动借助垂球进行观测。

4.2 洞底的纵向运动速度

在东支冰川末端其前沿有现代冰川沉积物的阻塞, 这样势必造成冰川末端运动速度迅速递减。观测结果表明, 冰洞底部各测桩的平均运动速度自洞里向洞外逐渐减小, 由 $2.9 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ 左右减到 $0.7 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ 左右, 如表 4 所示。

另外, 冰洞中测桩 D_1 对应冰川表面 A'_2 的年平均运动速度为 $3.58 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ^①, 这样此处洞底运动速度约占表面运动的 78%, 这个结果同 Echelmeyer 等(1987)在 1 号冰洞中观测所得底部运动占表面运动的 60—80%的结果相近。

①陈要武等, 1989, 乌鲁木齐河源 1 号冰川表面运动速度。天山冰川观测试验站年报, (8): 97—103。

表 4 冰洞底部运动和应变

Table 4 Movement and strain on the floor of the tunnel

桩号	海拔 (m)		上升 (m)	垂直应变率 ($10^{-2}a^{-1}$)	水平速度 ($m \cdot a^{-1}$)	纵向应变率 ($10^{-2}a^{-1}$)	$\dot{\epsilon}_1$ ($10^{-2}a^{-1}$)	$\dot{\epsilon}_2$ ($10^{-2}a^{-1}$)	φ ($^\circ$)
	5月8日	9月29日							
D ₁	3 734.956	3 734.955	-0.001	-0.023	2.803	1.055	13.77	-10.65	45.2
D ₂	3 734.548	3 734.571	0.023	0.530	2.910				
D ₃	3 733.977	3 734.029	0.052	1.198	2.852	-0.579	13.77	-13.22	45.2
D ₄	3 733.582	3 733.673	0.091	2.100	2.522	-3.232	12.86	-14.25	41.7
D ₅	3 733.091	3 733.219	0.128	2.949	2.154	-3.636	11.65	-12.69	39.5
D ₆	3 732.474	3 732.629	0.155	3.572	1.731	-4.246	10.47	-10.62	37.3
D ₇	3 731.866	3 732.055	0.189	4.355	1.305	-5.037	8.99	-10.17	32.7
D ₈	3 730.695	3 730.900	0.205	4.724	0.735	-5.739	6.80	-11.05	22.2

4.3 顶部相对底部的运动

冰洞中顶部相对底部的相对运动如表 5 所列, 从观测结果可以看出, 冰洞中顶部的

表 5 冰洞顶部相对底部的位移

Table 5 Displacement of ceiling relative to floor of the tunnel

断面	位移 (m)			相对速度 ($mm \cdot d^{-1}$)		应变率 ($\times 10^{-8}s^{-1}$)	
	5月8日	7月8日	9月29日	5—7月	7—9月	5—7月	7—9月
D ₁ '—D ₁	0.000	0.100	0.215	1.6	1.4	0.95	0.80
D ₂ '—D ₂	0.000	0.115	0.220	1.9	1.3	1.09	0.73
D ₃ '—D ₃	0.000	0.095	0.214	1.6	1.4	0.90	0.83
D ₄ '—D ₄	0.000	0.145	0.385	2.4	2.3	1.37	1.32
D ₅ '—D ₅	0.000	0.190	0.425	3.1	2.8	1.80	1.64
D ₆ '—D ₆	0.000	0.220	0.515	3.6	3.6	2.08	2.07
D ₇ '—D ₇	0.000	0.310	0.690	5.1	4.6	2.93	2.65
D ₈ '—D ₈	0.000	0.350	0.895	5.7	6.6	3.31	3.80

运动要比底部快, 从洞里向洞外相对速度逐渐增大, 即顶部相对底部的位移量逐渐增大, 移动方向指向洞口。表 5 同时列出了该年度 5—7 月间和 7—9 月间的日平均相对速度及平均应变率, 相对速度在 $1.3—6.6 mm \cdot d^{-1}$ 之间(相当于 $0.73—3.80 \times 10^{-8}s^{-1}$ 或 $0.23—1.19 a^{-1}$ 的平均应变率), 此值与洞壁(表 2)及 1 号冰洞观测结果(Huang *et al.*, 1987)相接近。应变率由洞里向洞外不断增加, 也与洞壁及 1 号冰洞观测结果一致。

4.4 洞底的上升

冰洞底部在垂直方向的运动表现为上升, 通过重复高程测量, 可以求出上升值(表

4). 自洞里向外, 上升逐渐增大。据曾仲巩等(1991)探测, 假设冰洞底部到基岩的厚度为 11 m, 并假定垂直方向的运动随深度线性变化, 则可计算出此含冰岩屑层的垂直应变率, 其结果也列于表 4。

4.5 沿冰洞纵向的应变率

沿冰洞主轴线方向的应变率的计算是按式(8)进行的

$$\dot{\epsilon} = \frac{1}{\Delta t} \ln \frac{l_2}{l_1} \quad (8)$$

式中: l_1, l_2 为变化前和变化后的长度; Δt 是变化的时间间隔。计算结果如表 4 所示。在测桩 D_1, D_2 之间其应变为正应变, 即表现为拉伸应变。而在 D_2 之后的各测段均为负应变, 即表现为压缩应变, 其数值自洞里向洞外愈来愈大, 一般在 $-0.579 \sim 5.739 \times 10^{-2} \text{a}^{-1}$ (即 $0.184 \sim 1.820 \times 10^{-9} \text{s}^{-1}$) 之间, 此值与垂直应变率同一数量级, 而比洞壁上的应变(表 2)或洞顶相对洞底的应变(表 5)小 1 至 2 个数量级。

4.6 底部的主应变率及其方向

洞底 8 个测桩可将洞底到基岩的含冰岩屑层区分为 7 个段。现假定 7 个段分别为平面均匀变形, 计算出每个段的主应变率 $\dot{\epsilon}_1$ 和 $\dot{\epsilon}_2$ 及主应变率的方向角 φ 。计算结果见表 4。 φ 是应变椭圆的主轴与水平线的夹角, 其值在 $45.2 \sim 22.2^\circ$ 之间, 自洞里向洞外, φ 值逐渐减小。这个结果同 Huang 等(1987)在 1 号冰洞中的研究结果是一致的。 $\dot{\epsilon}_1$ 和 $\dot{\epsilon}_2$ 值比洞底的纵向应变率及垂直应变率约大一个数量级, 接近洞壁上 A2 及 A3 点阵的主应变率(表 2), 但看不出主应变有从洞里向洞外增加的规律($\dot{\epsilon}_2$), 或者相反($\dot{\epsilon}_1$), 这一点同 1 号及 2 号冰洞壁上的观测结果不同。

5 冰洞的收缩

我们知道冰洞开挖之后, 破坏了冰体的连续性, 冰洞在冰载荷下不断缩小其断面。Nye(1953)在假定冰川为层流时, 从无重量物体的一般理论出发, 分别对在自重作用下圆柱形孔和冰洞的闭合进行了分析研究, 并给出了下式

$$S = \left(\frac{P}{nA} \right)^n \quad (9)$$

式中: S 为冰洞径向收缩率; n, A 为流动定律参数; P 为静水压力, 取值

$$P = \rho g h \cos^2 \alpha \quad (10)$$

式中: g 为重力加速度, 取之为 $9.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$; ρ 为冰的密度, 取之为 $900 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$; h 为冰厚; α 为冰川表面坡度。

考虑到冰洞温度处于 $-1 \sim 0^\circ\text{C}$ 之间, 可采用 Nye (1953)给出的流动参数: $n = 3.27$, $A = 4.89 \times 10^4 \text{ kPa} \cdot \text{s}^{1/n}$ 。

5.1 D_1 — D_8 断面的收缩

若把冰洞截面近似地看作圆, 取时间间隔为 144 天(从 5 月 8 日—9 月 29 日), 则由式(9)和(10)可算出冰洞中测桩 D_1 — D_8 各断面由于收缩所引起的 S 和径向收缩(表 6)。

表 6 各测桩断面闭合计算表

Table 6 Closure (S) calculation for the sections

桩 号	上覆冰厚度 (m)	表面坡度 ($^{\circ}$)	P (kPa)	S ($\times 10^{-9}s^{-1}$)	144 天径向收 缩量之半(m)
D_1	32.7	16.2	266	3.57	0.045
D_2	30.4	16.2	247	2.84	0.035
D_3	27.4	18.3	241	2.63	0.033
D_4	24.9	18.5	197	1.42	0.018
D_5	21.5	18.6	171	0.92	0.011
D_6	18.8	19.1	148	0.59	0.007
D_7	15.4	23.7	114	0.26	0.003
D_8	11.9	27.5	83	0.10	0.001

收缩量之半同洞底上升值(表 4)对比, 可以看出上升是从洞里向洞外增加的, 收缩却是从洞里向洞外减少的, 而且 D_1 和 D_2 处上升量小于径向收缩量之半, D_3 — D_8 则上升量大于收缩量之半, 其差额越来越大。看来, 难以用 Nye 的理论解释洞底上升, 特别是靠近洞口部位。

5.2 A3 拱的对比

A3 拱与 D_4 桩接近(图 2), 由表 6 查出 D_4 的 $S=1.42 \times 10^{-9}s^{-1}$, 由表 2 得知 A3-1 和 A3-2 的年面积收缩率分别为 0.16% 和 5.22%。换算成径向收缩率 S , 则分别为 $0.08 \times 10^{-2}a^{-1}$ 和 $2.64 \times 10^{-2}a^{-1}$, 或 $0.03 \times 10^{-9}s^{-1}$ 和 $0.84 \times 10^{-9}s^{-1}$, 前者比 D_4 的 S 值小很多, 后者较为接近。

6 结语

在 2 号冰洞中进行观测研究得出以下几点关于冰川末端底部的特征:

- (1) 冰温度接近但略低于冰的融点。
- (2) 冰多具有多极大型组构, 且冰晶粗大。
- (3) 由于受到前方沉积物的阻塞, 冰川末端是个应力剧变区, 使底部呈纵向压缩和竖向上升, 应变值大。
- (4) 测得主应变率在 $10^{-1}a^{-1}$ 的数量级, 洞壁应变椭圆的长轴伸长, 短轴缩短、主轴的旋转均自洞里向洞外有增加的趋势。

(5) 冰川底部厚约 11 m 含岩屑冰层的运动, 约占冰川表面运动的 78%。

(6) Nye 的收缩理论难以解释洞底的上升。

这些特征同在 1 号冰洞中观测研究结果相一致。由此可见, 冰川底部含岩屑层的变形对冰川流动有着显著的作用, 尤其是在厚度较小的冰川边缘和末端。但厚度较大时, 冰川冰变形的贡献增大, 则含岩屑层变形的贡献相对减少。

致谢: 天山冰川观测试验站支持野外工作, 参加野外工作的还有陈建明、金明燮等, 王晓香、金正妹协助整理文稿, 谨致谢意。

参 考 文 献

- 黄茂桓、王仲祥、宋根海, 1985. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川底部应变和应力的观测研究. 冰川冻土, 7(4): 305—315
- 黄茂桓、王仲祥, 1986. 冰川非均匀变形研究. 冰川冻土, 8(4): 327—331
- 黄茂桓、蔡保林、王仲祥, 1990. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川的底部状况. 见: 第四届全国冰川冻土学术会议论文集(冰川学), 北京: 科学出版社, 59—64
- 谢自楚, 1988. 南极洲洛多姆冰帽冰结晶学研究. 见: 南极科学考察论文集(五)冰川学研究, 北京: 科学出版社, 93—118
- 曾仲巩、邱国庆, 1991. 天山乌鲁木齐河源地区电测深资料的推断. 冰川冻土, 13(2): 169—176
- 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观测. 科学通报, 32(22): 1 732—1 733
- Echelmeyer K, Wang Zhongxiang, 1987. Direct observation of basal sliding and deformation of basal drift at sub-freezing temperatures. Journal of Glaciology, 33(113): 83—98
- Huang Maohuan, Wang Zhongxiang, 1987. Research on the tunnel excavated in Urumqi Glacier No. 1, Tianshan Glaciological Station, China. Journal of Glaciology, 33(113): 99—104
- Huang Maohuan, Wang Zhongxiang, Cai Baolin, Han Jiankang, 1989. Some dynamics studies on Urumqi Glacier No. 1, Tianshan Glaciological Station, China. Annals of Glaciology, 12: 70—73
- Huang Maohuan, 1990. On the temperature distribution of glacier in China. Journal of Glaciology, 36(123): 210—216
- Huang Maohuan, Wang Wenti, Li Jun, Li Gang, 1991. Repeated compression-annealing experiments on anisotropic core ice. Antarctic Research, 2(1): 22—29
- Huang Maohuan, 1992. The movement mechanisms of the Urumqi Glacier No. 1, Tianshan Mts., China. Annals of Glaciology, 16: 39—44
- Langway, C C Jr, 1958. Ice fabrics and the universal stage. SIPRE Technical Report 62: 1—16
- Nye J F, 1953. The flow law of ice from measurements in glacier tunnels, laboratory experiments and the Jungfraufirn borehole experiment. Proceedings of the Royal Society of London, Series A 219(1 139): 477—489

Glaciological Studies in Tunnel 2 of Glacier No. 1 at the Headwaters of the Urumqi River

Huang Maohuan, Zhou Tao, Jing Xiaoping and Wang Wenti
(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

A tunnel was excavated in the terminus of the east tributary of Glacier No. 1 at the

headwaters of the Urumqi River. Observations show that ice temperature is close to but slightly lower than the melting point; crystal size is quite large, with the mean diameter reaching ten odd millimeters; c-axis orientation mostly appears multi-maximum pattern; the deformation of the basal layer containing debris contributes immensely to overall motion; and the terminus is an area of radical stress changing, with large strain, significant longitudinal compression and vertical rising. The principal strain rate is of the order of magnitude of $10^{-1}a^{-1}$. The elongation, shortening and rotation of the principal axes of strain ellipses on the wall of the tunnel increase from the back wall towards the tunnel entrance.

Key words: Glacier No. 1 at the headwater of the Urumqi River, glaciology, ice tunnel

国际冰川物质平衡会议在奥地利因斯布鲁克举行

由国际雪冰委员会(ICSI)、国际水文科学委员会(IAHS)及联合国教科文组织(UNESCO)共同发起召开的国际冰川物质平衡学术会议于1994年9月14日至16日在奥地利因斯布鲁克大学举行。参加会议的80多位代表分别来自全世界除澳大利亚之外所有的开展冰川学研究的国家。会议分9个专题进行讨论: 1)南极地区; 2)北极地区; 3)斯堪地维亚地区; 4)阿尔卑斯山地区; 5)小冰川; 6)真正的冰川(Real Glaciers); 7)前苏联地区; 8)亚热带与热带地区; 9)模型与方法。围绕以上专题, 会议宣读论文60余篇。其中较为引人注目的方面有: 1)全球冰川物质平衡及其与气候变化的关系; 2)末次冰期最盛时以来冰川物质平衡变化的重建与模拟; 3)面积为 0.5 km^2 或更小冰川由于其物质平衡对气候变化极为敏感而受到广泛重视; 4)为消除观测及计算误差, Mark Meier教授等科学家提出观测“真正冰川”概念。我所代表提交的“零平衡线上的物质平衡及其应用”和“青藏高原唐古拉山冬克玛底冰川平衡附近气候及消融研究”已被大会录用并将专集形式出版。

(张寅生)