

融点下基底滑动和底碛变形的直接观察

——人工冰洞研究之四

K. 埃克尔迈依

(美国阿拉斯加大学地球物理研究所)

王仲祥

(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

内 容 提 要

亚极地型的天山乌鲁木齐河源1号冰川底部,存在着三种流动方式:1)底面滑动;2)底碛的变形;3)穿过底碛内剪切面或剪切带的运动。这三种机制作用于冰川最底层1—2%的有效厚度内,它们单独或互相结合的运动占冰川全部运动的70%以上。

一、前 言

冰体底部的边界条件是一个非常有趣而又在冰川学家和冰川地质学家中间存在激烈争论的课题。许多争论围绕着温冰川底部(有一清楚的滑动面或有正在活动的底碛)的速度及其与应力和水压的关系问题。而关于低于融点,即 0°C 以下的冰体底部的运动速度,不管其是否含有岩屑,则通常很少争论。

冰川滑动的许多理论处理都把冰床看做是洁净的和刚性的基岩表面〔1-5〕,而不问其上覆的是温冰还是低于融点的冷冰。实际上这种典型的冰床只在少数地点,如冰瀑布之下方能发现〔6-7〕,在温冰川底部更普遍地看到的是包含漂砾、砾石、砂和粘土的冰碛层〔8-11〕,这种底碛是活动的,并已为钻孔摄影发现的石头的滚动和冰碛中角砾上较新的表面裂痕所证明。这种底碛中通常有水存在,Boulton和Jones研究表明〔9〕,这种孔隙水可以导致底层变形增大,从而给温冰川总的运动提供一个主要份额。Brugman(1985)发现〔11〕,在Helens山的Shoestring冰川的底部,富冰底碛层的变形如此容易,以致几乎所有实测表面运动都可以归之于这个层的变形。

在南极和格陵兰几个深钻孔的底部和南极Meserve冰川底部的冰洞内也曾观察到低于融点的富冰底碛。Cow等(1979)报道钻孔曾打进冰岩界面以下1.3m,虽未能成功的提取岩芯,但认为那些物质是未固结的冰碛或砾石,估计有5m之厚,含有丰富的粘土、砂和砾石,它们可以很容易地卷进上覆冰体。Herron和Hansen等〔12-13〕把世纪营地岩芯的底部污化冰带描述为有数米富冰的“冰碛状冰下物质”。在Meserve冰川底部,Holdsworth等〔14-15〕对冰床的描述是“有冰胶结的岩屑,岩屑的粒度从粘土、粉砂到1—2m长的砾石,在冰洞底面上露出20多厘米”。Kroener等〔16〕拍到一张

本文于1986年7月11日收到。

Ellesmere岛冰盖钻孔底部的照片,表明“基岩由松散、多棱角的岩屑组成,岩屑占重量的31%”,显然这并非真正的基岩。

因此,除了可造成滑动的清晰的冰-基岩交界面外,我们还必须承认温冰川和极地冰川下都存在的那样一种由冰碛组成的冰床,这种冰碛可以是囊冰的或饱水的。在温冰川情况下孔隙水将对冰碛的变形起重要作用。在底部冻结条件下,如果这种富冰底碛的变形相当于一种连续介质或者发生在不连续面上,而又象 Brugman 观察到的那样容易[11],那么,这种底碛在冷底冰盖或冰川的动力学和稳定性方面将起重要作用。

在本文中,我们将给出在乌鲁木齐河源1号冰川冰洞内的观察结果。在这个冰洞中,我们直接观察到基岩面上冰的滑动和冰川底部富冰岩屑夹层的增强变形。这两者都发生在融点以下。我们观察到底碛的两种变形模式,一种是作为凝聚连续介质的富冰底

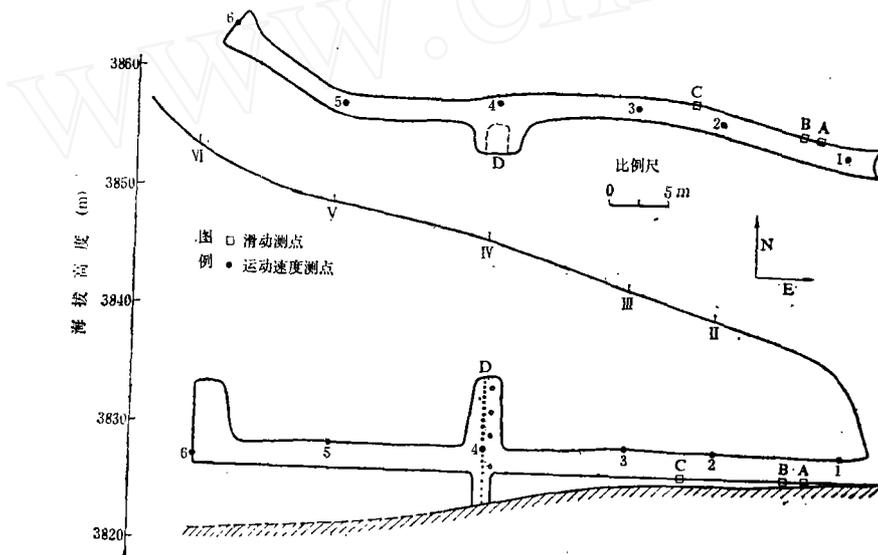


图1 冰洞平面位置、纵剖面及测点分布图

Fig.1 Plan view and vertical cross section of tunnel in Urumqi Glacier No.1 Location of numbered surface and tunnel markers are shown along with the position of deformation studies (lettered).

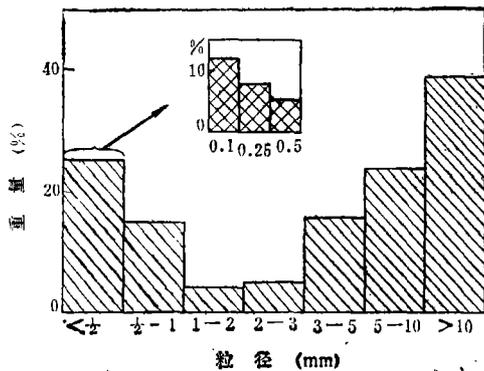


图2 底碛粒度分析直方图

Fig.2 Particle size distribution of debris in ice-laden drift. Values represent averages from several different samples. Ice content 25-37% by weight

碛的变形, 另一种是发生在底碛内部或者同上面纯冰接触带上的剪切面上的滑动。这些结果表明, 融点下基底速度为零的假设是不能成立的。相反地, 冰川或冰盖运动矢量的大部分可以发生于冰床。

二、底碛形态和冰岩界面上的滑动现象

图1给出了冰洞的平面位置、垂直剖面 and 各类测点的分布位置。冰洞底床由数米厚的活动的富冰底碛所组成, 取样测定冰占底碛重量的21—39%。固相物质的平均比重为 $3.25\text{g}/\text{cm}^3$, 其尺寸范围包括直径数十厘米的漂砾至粘土颗粒。图2为这种底碛样品的粒度分析结果, 在这些样品中, 冰平均重量占31%, 其双峰分布与某些冰碛(Flint, 1975)的粒度峰态雷同, 也与Brugman(1985)在Helens山活火山地区类似的底碛粒度的研究结果相同〔11〕。这种分布不是河流沉积特征, 意味着底碛起源于冰川磨蚀和岩屑层内在的剥蚀作用。定性的观察表明, 粘粒部分是大量的。漂砾和岩屑既有尖削的、棱角状的, 也有磨圆度很好的。它们的岩性均与槽谷周围基岩相同。这些岩屑的长轴一般排列大致平行于冰与底碛的接触面和冰川流向。在这种冰碛内, 冰也以纯净的透镜体方式存在, 其厚度可达10cm, 长度可达1m。在很薄的($<1\text{cm}$)不连续层中和岩屑中, 可以发现更小的透镜体。它们导致了一种很密的斑状结构, 在这种结构中如果没有冰体存在, 岩屑将相互处于紧密的机械接触状态。由于冰的胶结作用, 冰床物质被很好的固结, 又由于向上的融化作用, 底部物质失去它的强度, 易形成部分塌落。在碎屑中似乎存在着分选作用。基底碎屑层的确切深度还未弄清, 但冰川前端的观察表明, 该层厚度大于2m。

由于冰洞底部均为底碛, 未能挖至基岩, 因此基岩面上净冰川冰的滑动测量选择在一块砾石上进行。该砾石位于图1中A点, 砾石以上冰厚约14m, 观测期间测点平均冰温为 -4.6°C , 砾石在洞壁上显示长度为35cm, 厚度由22cm变化到50cm, 与洞壁垂直长度在1m以上, 从洞壁向里延伸, 基本上垂直于冰川流向, 砾石嵌镶在底碛中, 凸进上面冰层的部分达15cm。砾石岩性为片麻岩, 边缘被磨圆, 表面光滑(照片1), 稀薄的细粒岩屑层和上部冰中的气泡串在砾石上游附近向上偏斜, 由 8° 斜到 18° , 砾石表面似乎有很薄的细粒岩屑带出现, 产生的岩粉向上扩展1—2m, 以 $14-18^\circ$ 的角度伸入到冰层中。

这里描述的滑动观测是砾石和冰之间的关系观测。砾石本身在空间上未被固定, 而是嵌镶在底碛中, 和底碛一起运动。在同一观察期, 砾石的绝对速度约为 $5\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$, A点冰川表面的运动速度约为 $10\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$, 在观察期间砾石并无明显的旋转。我们将一个断面直径为22mm的木桩(A_1)打入冰岩界面的冰孔内, 其底面与砾石接触。试验结束时, 木桩的底面受到磨损, 证明在木桩和岩石间确实存在相对运动。

木桩(A_1)的运动用一个精度为 0.025mm 的百分表测量, 并同时垂直装接另一个百分表用以确定运动方向。这两个百分表装在同一个支架上, 固定于 A_1 以下30cm的岩屑冰层中。结果表明, 该点运动方向与洞壁成 32° ($S\ 52^\circ E$), 由于岩屑的可变形性质, 支架也略有运动($1.5\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$)。

砾石 (A_R) 的运动也采取相对运动的测量办法,即在砾石上和砾石下的冰碛层中各置一测量标志,分别测其运动速度,测量仪器用百分表和一个24V的位移传感器同时进行,图3给出了滑动测量结果。冰中标志 (A_I) 的运动速度始终大于砾石 (A_R),11月份运动速度都有减慢,冰面和洞顶减慢的时间和数量也都一样,说明它们与气温有关,在 A_I 处速度降低时, A 处的冰温在10月22日为 -3.9°C ,到11月4日下降到 -5.1°C 。

冰和砾石间的速度差被解释为滑动速度。根据较早的测量方法,平均滑动速度为 $0.45 \pm 0.11 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, 而用传感器所得到的值为 $0.48 \pm 0.17 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, (正/负值表示平均速度的标准偏差)。

$0.5 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 的滑动速度大致为表面速度的5%,所以仅代表全部运动的一小部分,但随着时间的推移,这种缓慢的滑动将有利于冰川的磨蚀作用。

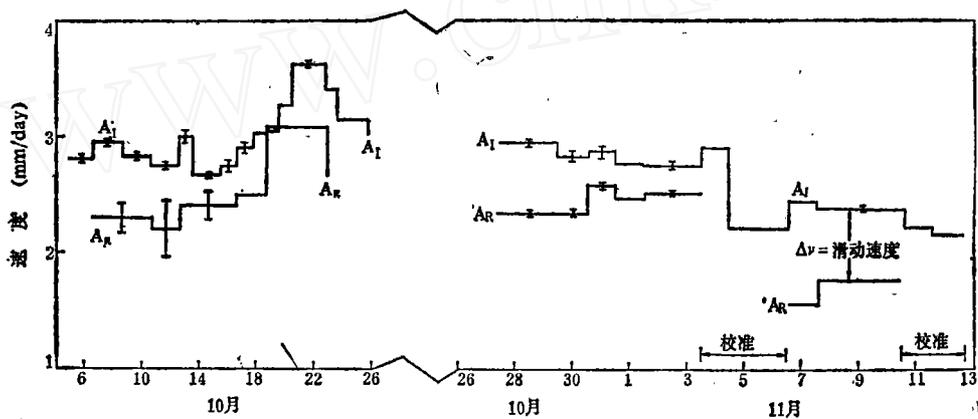


图3 A点运动速度分布图

Fig. 3 Observed motion at sliding point A. A_I signifies the ice A_R the boulder. The difference in speed is interpreted as sliding along the interface. Representative error bars are shown along with periods of calibration

三、作为连续介质的冰下冰碛冰的变形

图1中D点为一竖井,自冰床向上总高约为11m,观测井壁与冰洞方向一致,与冰川主流向成 20° 夹角。自冰洞底部向上布有若干冰体流变观测标志,其研究结果已另有专文论及〔17-19〕。本节将着重讨论自冰床以上3m范围内冰下冰碛冰的变形。图4、5给出了各测点位置和变形测量结果,照片2可直观冰碛冰的形态。冰碛冰内冰的重量约占38%,在垂直变形剖面上,无论在冰-岩接触带和冰碛内部,都没有明显可见的不连续面,因此我们将这种冰碛看作连续介质。

图5中所有点的速度均有不可忽略的波动,这些变化在不同标志间一般是同步的,但在短时间间隔(1天)的变化则可能不同。 D_B 在10月8日以后的突然变化是由固定点的变化所致。

D_A 点相对于底部的运动值接近 $8 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$,这个速度约相当于表面速度的60%,表明该点冰川的运动主要是多冰的冰床的变形所造成。此冰床具有一易活动层,厚度约0.35m,

即不大于冰川总厚度的 2 %。

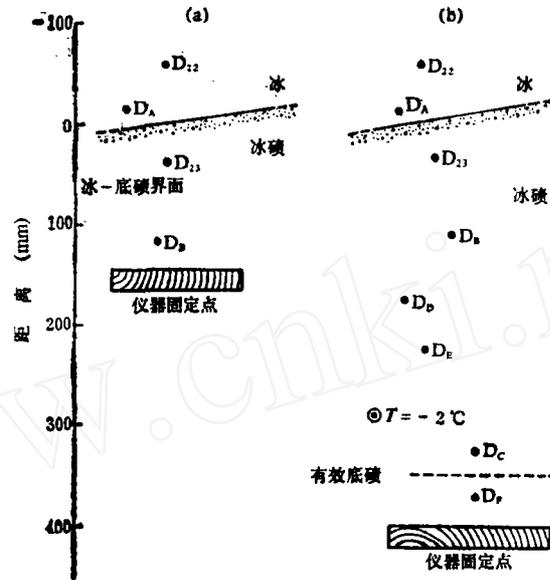


图 4 D剖面测点位置图

Fig. 4 Diagrams of marker placement above and in ice-laden drift at base of D profile. D_{22} and D_{23} are the lowermost points of the deformation profile extending up into the ice (Fig. 7). Distance shown is that below the Ice/Drift (I/D) contact. The anchoring point for displacement transducers was reset from the location shown in (a) to a greater depth in the drift (b) on Oct. 8. Ice motion was from right to left in the figure

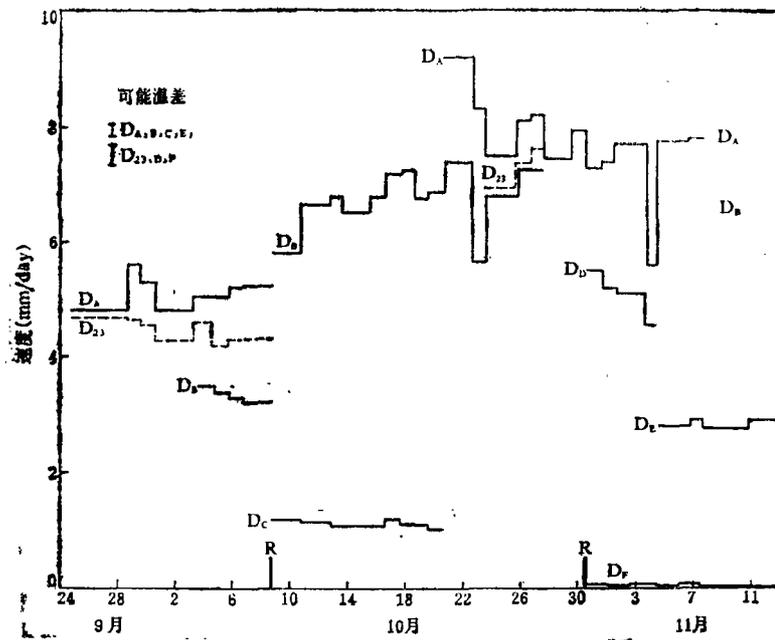


图 5 D点运动速度

Fig. 5 Motion of markers in and just above drift at D. Resetting of anchor point shown by R

图 6 和图 7 分别是冰碛冰和其上覆冰层的变形速率, 值得指出的是, 1) 底碛内的剪变形率要比上覆冰内的大得多; 2) $\dot{\epsilon}_{xy}$ 随深度微增的增量, 在底碛内比在冰内要显著得多。如果我们将底碛看作很薄的边界层, 厚度仅 35cm 并将跨过此厚度的平均剪切率 ($\langle \dot{\epsilon}_{xy} \rangle_{\text{底碛}} = 230 \times 10^{-4} \text{d}^{-1}$) 与同样厚度的相邻冰层的平均剪切率 ($\langle \dot{\epsilon}_{xy} \rangle_{\text{冰}} = 2 \times 10^{-4} \text{d}^{-1}$) 相比较, 并且假定二者的剪切应力大致相同, 那么冰的平均有效粘度 η_{eff} 要比底碛的大 100 多倍, 即:

$$\frac{\eta_{\text{eff}}(\text{冰})}{\eta_{\text{eff}}(\text{底碛})} = 120.$$

式中: $\dot{\epsilon}_{xy} = \tau_{xy} / \eta_{\text{eff}}$

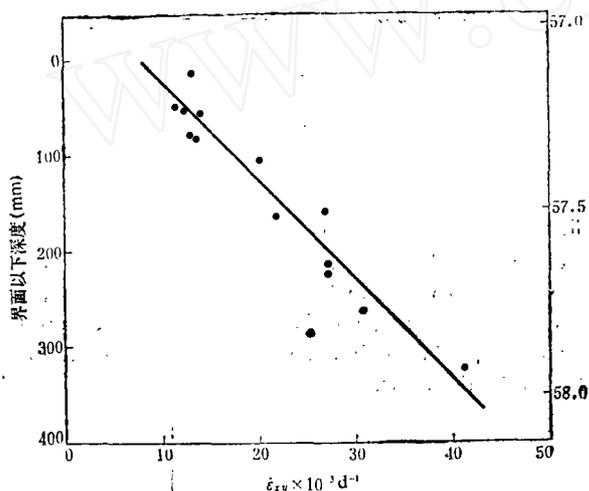
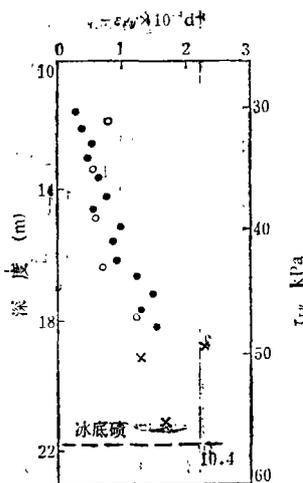


图 6 底碛冰的变形速率

Fig. 6 $\dot{\epsilon}_{xy}$ as a function of depth in the ice-laden drift at D as derived from the motion shown in Fig. 5. Best fit line does not include point with largest deviation. Approximate shear stress is calculated from equation (6)

图 7 底碛以上冰层的变形速率

Fig. 7 Measurements made in the ice of D profile. Depth below surface and approximate shear stress are shown. Values derived from strain circles and crosses represent averages between several markers over a shorter time period than the solid dots



又 $\tau_{xy}(\text{冰}) \approx \tau_{xy}(\text{底碛})$ 这种平均粘度的降低使得底碛内的变形占据了冰川总运动量的大部分。

但我们并不因此而认为可以由以上结果来确定冰下冰碛的实际流动规律。我们相信观测仅仅是表明在同一应力, 同一温度条件下相对于纯冰的冰碛蠕变强度的显著增加。即使由于中间深部冰川底下暖冰和水饱和冰碛的(可能)存在, 而在冰川边缘有很高的剪切应力发生〔20〕, D点冰碛和邻近净冰中的剪切应力实际上也未必不同。因此, 即使存在很弱的下层带, 这里所确定的这两种介质的相对粘度仍然有效。

冻结冰下冰碛的有效粘度比上覆冰层低得多, 这个发现对冷基底冰盖的流动有深远意义。

冰碛冰在粘性流中应当作为悬移质。对粘性流体中适度集结的坚硬颗粒悬浮质的理论和观测流变学研究〔21—23〕表明, 悬浮质的粘度比纯流体大, 并随着颗粒的增加而增加。这是颗粒所引起的扰动流的直接结果, 它可导致能量消散作用增加, 具有均匀颗粒的悬浮质的粘度要高于不均颗粒的粘度, 如冰下冰碛中所发现的, 但是若含所有粒级的颗粒, 则其粘度又大于周围流质的粘度。

冻土、石冰川和冰下冰碛的变形机制是相似的, 对这些机制重要的是低温($< -100^{\circ}\text{C}$)下围绕每一土壤颗粒周围有一液态水薄层(6—10Å)。这种水薄层已由Anderson和Morgensrn作过描述〔24〕。如果这种水层足够连续, 那么在冰与土颗粒界面和土颗粒与土颗粒界面就可发生完全的滑移。这就可以导致该物体有效粘度的明显降低。底碛中大粒度的大范围分布有利于颗粒到颗粒间的连结层的发育, 而这种水层范围的细节还鲜为人知。但是, 未冻结水含量在 -10°C 以上同温度保持良好的函数关系〔25〕, 因此, 如果这个层是重要的话, 我们就可预料蠕变强度同温度有类似的关系。土颗粒间的粒间摩擦和土-冰颗粒之间的粒间摩擦产生一种粘粒性效应也是至关重要的〔26〕。这种内摩擦作用可以使Mohr-Coulmb型破坏发生在冰碛内, 并可能导致下节所描述的剪切面的发育。

四、横穿不连续面的运动

除前文讨论的冰和富冰底碛的空间不连续变形之外, 我们还在另外两个地方——图1中B和C点, 观测了不连续变形的剖面, 测出了横穿轮廓分明的“剪切面”或“滑动面”的明显滑动以及面与面之间介质的小变形。一个面为冰-冰碛接触面(照片3), 而另一些面则在富冰底碛内(照片4)。

C点冰-冰碛接触面的洁净冰和下伏岩屑层(含32%重量的冰)的界面清楚, 且双方大都密切接触。沿该界面上有少数点存在宽1—5mm的空气隙, 但在观测点附近40多厘米范围内不存在这样的空气隙。接触面的上承应力约为142kPa(大气压未计在内), 剪切应力约为46kPa。

我们用一个(有时用一对正交的)百分表测量 C_4 (位于接触面以上18cm的净冰中)的运动(图8a)。 C_5 至 C_8 则为直径很小的铁钉, 其位移由位移传感器测定。沿 C_4 以上的洞壁, 补充间距为50cm的3个测点, 使冰体内的变形得以测定。

在观测期间, C_4 的绝对速度约为 $10\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$, 而冰-岩接触面以下约17cm的传感器的锚固点的运动速度约 $6\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 。 C_4 的运动方向为 $S60^{\circ}E$, 而该点洞壁走向为 $S87^{\circ}E$ 。

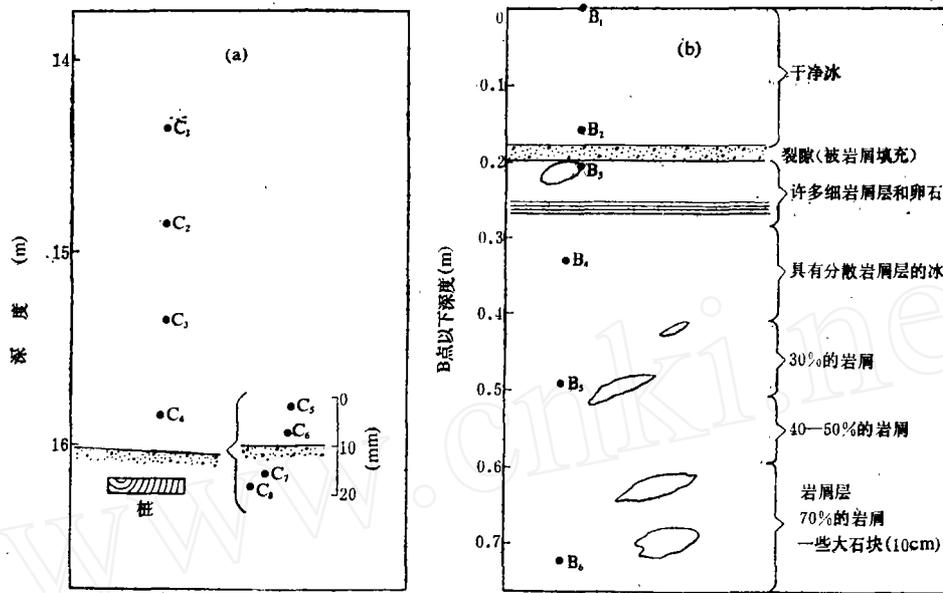


图 8 B、C剖面测点分布

Fig. 8 Location of markers relative to ice/drift contact (a) at C (depth below surface), and (b) at B. B₁ is approximately 12m below the surface

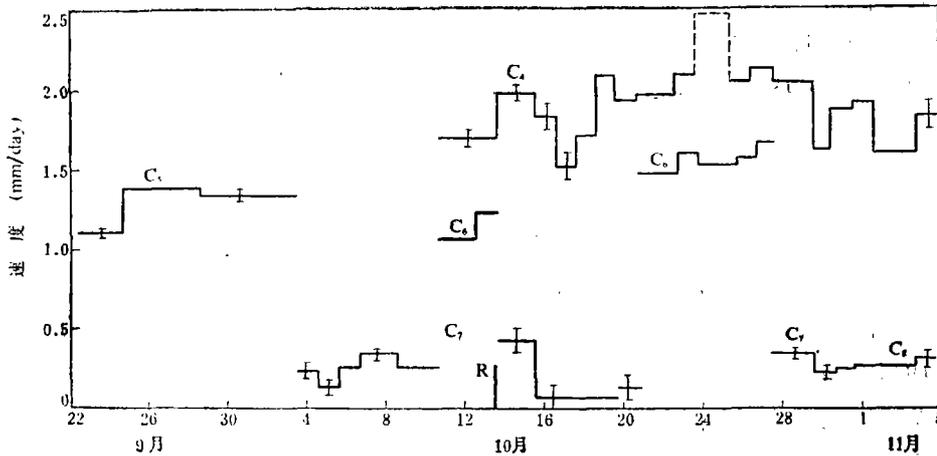


图 9 C剖面测点运动速度

Fig. 9 Motion of markers at C near the shear plane (see inset in Fig. 8 a). Representative error bars are shown. Anchor was reset to a slightly greater depth at the time denoted R

图 9 表示 C₄—C₈ 的位移测量结果，表 1 给出上覆冰层内和横穿剪切面的有效剪切速率。假定两个标志之间的变形为连续变形计算横穿剪切面的 $\dot{\epsilon}_{xy}$ 值。这些剪切速率是非常高的（达到 $1.3 \times 10^{-8} s^{-1}$ ），而在冰内的剪切速率则如在 D 点所测的那样。

根据几天的观测结果就可明显看出 C₆ 和 C_{7、8} 间的冰-冰碛接触面就是一个滑动面。图 9 和表 1 中的速度数据支持这一看法。横穿这个面，发生速度约为 $1.25 mm \cdot d^{-1}$ 的滑

表 1 C、B剖面变形速率实测数据
Table 3 Effective $\dot{\epsilon}_{xy}$ at Location B, C

位置	段	$\Delta y, \text{mm}$	$\dot{\epsilon}_{xy} \times 10^{-4} \text{d}^{-1}$	描 述
C	C ₁ -C ₂	502	4.6	净 冰
	C ₂ -C ₃	506	6.6	净 冰
	C ₃ -C ₄	492	19.5	净 冰
	C ₄ -C ₆	175	21.1	净 冰
	C ₄ -C ₇	185	103	冰-底碛接触带
	C ₅ -C ₇	14	760	冰-底碛接触带
	C ₆ -C ₇	9	1080	冰-底碛接触带
B	B ₁ -B ₂	155	13.2	净 冰
	B ₂ -B ₃	39	255	冰和底碛的交界空隙
	B ₂ -B ₄	162	41.7	底碛内的裂隙
	B ₄ -B ₅	165	21.1	充满岩屑的冰
	B ₅ -B ₆	233	74.6	充满冰的底碛

动, 相当于表面运动速率的10%, 尚有大部分运动为接触面以下的冰碛变形所引起。比之冰碛内的各层, 该滑动面下盘的波长短, 相当光滑。上面的冰中很少有小卵石, 所有岩屑定向排列在流动方向面内。

在位置B(图1)布设了另一个垂直观测剖面(图8b), 从冰-岩屑界面以上20cm处向下延伸到岩屑层内70cm深处。在冰碛层内, 有几层相对富冰层盖于富岩屑的基层之上。在最上面一点(B₁)之下约20cm处, 有一个2—4cm厚的岩屑带, 里面含冰甚少, 但发现几个小的空气穴。总的讲, 这个带固结很好, 相当连续。这个岩屑带上下面之间的相对运动在几天之间就可清楚辨认。穿过这一层的滑动速率为2.5mm, d⁻¹(为表面运动的25%), 该层上下, 冰和富冰底碛似乎或多或少地为连续变形, 该剖面下面15cm的一个带除外, 该带少冰的冰碛中发育另一剪切带或剪切面。尽管未作横过这个带的定量观测, 但如表1所示, 从B₅到B₆的剪切变形速率值很大, 其滑动确信无疑。

B点的强剪切带不象C点那样窄。我们将B点10—25mm的带称为“剪切带”, 将C点冰-冰碛接触面上的不连续面称为“剪切面”。剪切带似乎是少冰岩屑层, 它隔开洁净冰和(或者)富岩屑冰。

Brugman(1985)曾在华盛顿Shoestring冰川内观察到由水饱和和岩屑组成的达10cm厚的剪切带^[11], Echelmeyer, 在Variegated冰川前缘也有相同的发现^[19]。在两种情况下, 由于岩屑层的强烈变形, 在这种剪切带的上下面之间存在大尺度的相对位移。Brugman(1985)发现, 在Shoestring温冰川岩屑的发育是重要的^[11]。这种液体水虽在乌鲁木齐河源1号冰川剪切带中不存在, 但是如同前述, 岩屑冰可形成蠕变强度比周围冰小的层, 导致剪切面。

五、结 论

亚极地型的乌鲁木齐河源 1 号冰川底部冰洞的直接观测表明, 该冰川存在三种流动机制, 它们单独或互相结合地产生冷基底冰川几乎全部(70%以上)的运动。这三种机制作用于冰川最低层的 1—2% 的有效厚度内。以前人们认为这三种机制在冷冰川运动中是可以忽略或不存在的。

这三种流动方式是底面滑动、底碛的变形和穿过底碛内剪切面或剪切带的运动。

融点以下的底面滑动只是最近才有人进行了理论上的讨论〔5〕, 这种理论研究发现: 滑动速率是相当小的, 但在长期冰川过程中相当显著; 滑动通过薄层水膜的再冻结作用进行, 其速率受 0.1—10mm 波长的糙度控制, 这些波长范围的糙度以前没有测量以精确的预计滑动速度, 但估计在融点以下 5℃ 的温度时, 此速度约为 $0.01\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 。

我们曾测量到一个超越固体岩石面的滑动速度为 $0.5\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$, 其时温度为 -4.6°C , 剪应力大致为 60kPa。这个值虽然小, 但却比 Shreve (1984) 根据长波长糙度测量预计的值大得多, 在一个实际滑动面作较短波长的实际糙度测量表明, 冰川作用过的基岩面要比它在较长波长下光滑 5—10 倍。这种光滑面使滑动增加, 但预测值仍然较观测值低。在滑动界面上存在低粘度多岩屑的冰薄层 (1—2mm) 可能使实测滑动速度增加而大于理论推导值。冰床有效剪应力的估计误差也可能导致这二者的脱节。

由于冷基底冰川下伏层并非光洁基岩表面而是一层富冰底碛, 故底面滑动问题可能不如富冰底碛变形问题那样重要。 -2°C 温度下冰床变形观测表明, 富冰底碛形成一冰下软弱层。35cm 厚度的底碛层 (占整个冰川厚度不足 2%) 的变形十分明显, 相当于整个冰川表面运动的 60%。这种底碛的有效粘度与上覆冰比较, 小两个多数量级, 其流变学性质似乎具有明显的非线性。底碛中每个固体颗粒周围准液体水层的存在和颗粒粘性效应对於粘度的降低可能很重要, 要圆满回答这一问题, 则必须进一步研究。

沿冰-底碛界面的剪切面和底碛内的剪切带的滑移对整个流动增加了另一部分贡献。横穿一剪切面或剪切带的运动可提供相当于表面速率的 10—20%, 而在底碛内可能存在若干这样的带。薄而不连续的剪切带便可能对整个底碛有效粘度的降低有所贡献, 因为在其它粘粒性物质中这是一个普遍现象。

上述每一种流动机制的详细情况尚未很好地了解。但可以用 Morland 等〔27〕所讨论的方法以更一般的底部边界条件加以解释。由于这些机理对冷冰川流动举足轻重, 所以在关于融点以下冰盖动力学和冰川磨蚀作用的现实讨论中必须加以考虑。Boulton〔28〕、Boulton 和 Jones〔10〕、Brugman〔11〕已对温冰川底碛的变形和剪切带的发育做了类似的阐述。重要的是, 任何进一步的研究都应包括冰川冰床附近和内部的这种运动效应, 而无论是温冰川还是低于融点的冷冰川。

致谢: 特别感谢尤根祥成功的野外测量, 李西西、周尚哲的语言和文字翻译, 金维荷、陶庆本等的后勤支持和黄茂桓教授所提供的业务帮助。感谢美国国家科学院和中国科学院给予的财政和精神支持, 特别是 Bob Geger 和 Jeff Felsik。

参 考 文 献

- [1] Weertman, J. 1957. On the sliding of glaciers. *Journal of Glaciology*, Vol. 3, p. 33—38.
- [2] Lliboutry, L. 1968. General theory of subglacial cavitation and sliding of temperature glaciers. *Journal of Glaciology*, Vol. 7, p. 21—58.
- [3] Kamb, W. B. 1970. Sliding motion of glaciers, theory and observation. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, Vol. 8, p. 673—728.
- [4] Nye, J. F. 1970. Glacier sliding without cavitation in a linear viscous approximation. *Royal Society of London, Proceedings, series A*, Vol. 315, p. 381—403.
- [5] Shreve, R. L. 1984. Glacier sliding at subfreezing temperatures. *Journal of Glaciology*, Vol. 30, p. 341—347.
- [6] Kamb, W. B. and Lachapelle, E. R. 1964. Direct observation of the mechanism of glacier sliding over bedrock. *Journal of Glaciology*, Vol. 5, p. 159—172.
- [7] Vivian, R., and Bocquet, G. 1973. Subglacial cavitation phenomena under the Glacier d'Argentière, Mont Blanc, France. *Journal of Glaciology*, Vol. 12, p. 439, 451.
- [8] Engelhardt, H. F. and others. 1978. Basal sliding and conditions at the glacier bed as revealed by borehole photography. *Journal of Glaciology*, Vol. 20, p. 469—508.
- [9] Engelhardt, H. F. and others. 1979. Observation of basal sliding of Variegated Glacier, Alaska by Engelhardt, B. Kamb, C. Raymond and W. Harrison. *Journal of Glaciology*, Vol. 23, p. 406—407.
- [10] Boulton, G. S., and Jones A. S. 1979. Stability of temperate ice caps and ice sheets resting on beds of deformable sediment. *Journal of Glaciology*, Vol. 24, p. 29—43.
- [11] Brugman, M. M. 1985. The effects of a volcanic eruption on Shoestring Glacier, Mt. St. Helens. [Ph. D. Dissertation (Part I), California Institute of Technology, Pasadena, CA.]
- [12] Herron, S. and Langway, C. 1979. The debris-laden ice at the bottom of the Greenland Ice Sheet. *Journal of Glaciology*, Vol. 23, No. 89, p. 193—208.
- [13] Hansen, B. L. and Langway, C., Jr. 1966. Deep core drilling in ice and core analysis at Camp Century, Greenland, 1961—1966. *Antarctic Journal, U.S.*, Vol. 1, No. 5, p. 207—208.
- [14] Holdsworth, G., and Bull, C. 1968. The flow law of cold ice; investigations on Meserve Glacier, Antarctica. (In Gow, A. J., Keeler, C., Langway, C. C., and Weeks, W. F., eds., International Symposium on Antarctic Glaciological Exploration (ISAGE). Hanover, New Hampshire, U. S. A., 3—7 September 1968, p. 204—216. *International Association of Scientific Hydrology, Publication 86.*)
- [15] Holdsworth, G. 1974. Meserve Glacier, Wright Valley, Antarctic, Part 1, Basal Processes. *Ohio State University, Institute of Polar Studies, Report No. 37.*
- [16] Kroerner, R. M., and Fisher, D. A. 1979. Discontinuous flow, ice texture and dirt content in the basal layers of the Devon Island ice cap. *Journal of Glaciology*, Vol. 23, No. 89, p. 209—222.
- [17] 黄茂桓等, 1985, 天山乌鲁木齐河源1号冰川底部应变和应力观测研究, 冰川冻土, 7卷4期。
- [18] 王仲祥等, 1985, 天山乌鲁木齐河源1号冰川冰体流变的现场观测与试验研究, 冰川冻土, 7卷2期。
- [19] Echelmeyer, K. 1983. Response of Blue Glacier to a perturbation in ice thickness; Theory and observation. [Ph. D. Dissertation, California Institute of Technology.]
- [20] Haeterli, W. 1981. Ice motion on deformable sediments. Letter to Editor. *Journal of Glaciology*, 27, 365—366.

- [21] Einstein, A. 1906. Eine neue bestimmung der molekuldimensionen. *Annals of Physics*, Vol. 19, p. 286.
- [22] Roscoe, R. 1952. The viscosity of suspensions of rigid spheres. *British Journal of Applied Physics*, Vol.3, p. 267—269.
- [23] Chong, T. S. and others. 1971. Rheology of concentrated suspensions. *Journal of Applied Polymer Science*, Vol. 15, p.2007—2021.
- [24] Anderson, D. M. and Morgenstern, N. R. 1973. Physics, chemistry and mechanisms of frozen ground; A review of permafrost. *The North American Contribution to the 2nd International Conference, Yakutsk National Academy of Science*, Washington, D. C., p. 257—288.
- [25] Anderton, P. W. 1974. Ice fabrics and petrography, Meserve Glacier, Antarctica. *Journal of Glaciology*, Vol. 13, p. 285—306.
- [26] Sayles, F. H. and D. Haines. 1974. Creep of frozen silt and clay. *USA CRREL Tech Rep.* 252.
- [27] Morland, L. W., G. D. Smith and G. S. Boulton. 1978. Basal sliding relations deduced from ice sheet data. *Journal of Glaciology*, Vol. 30, No. 105, p. 131—139.
- [28] Boulton, T. S. 1979. Processes of glacier erosion on different substrata. *Journal of Glaciology*, Vol. 23, No. 89, p. 15—38.

Direct Observation of Basal Sliding and Deformation of Basal Drift at Subfreezing Temperatures

Keith Echelmeyer

(Geophysical Institute, University of Alaska, Fairbanks, Alaska)

Wang Zhongxiang

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

Abstract

In a tunnel at the base of the subpolar Urumqi Glacier No. 1, China, three new mechanisms of glacier flow have been observed at subfreezing temperatures. Taken individually or in combination, these modes of flow can account for nearly all (60-80%) of the overall glacier motion and, yet, they act only within the lowermost one to two percent of the effective glacier thickness. These mechanisms are; (1) Enhanced deformation of the frozen and ice-laden subglacial drift; (2) Motion across discrete shear planes or shear bands within the frozen drift or at the ice-drift interface; and (3) basal sliding at an ice-rock interface at a temperature of nearly -5°C . The ice-laden drift has an effective viscosity of more than one hundred times less than that measured in the overlying ice, thus allowing very rapid shear deformation. The observed rate of basal sliding at the ice-rock interface agrees favorably with that predicted by the recent work of Shreve (1985) if proper account is taken of the measured surface roughness and reduced ice viscosity.

图 版 说 明

照片 1 冰川在岩石面上的滑动测量

照片 2 冰碛冰形态

照片 3 冰-冰碛接触面

照片 4 冰碛内剪切带

Plate Captions

- Photo 1 Sliding interface and instrumental set up at sliding point A. a) overall view of boulder, bubble and debris trains in ice and dial gauge on marker in ice. Displacement transducer was attached below gauge on same anchor. b) The sliding interface at the surface of the boulder. Actual interface was much cleaner than that shown. The transducer core was attached to the boulder directly below the marker in the ice
- Photo 2 Photograph showing markers in ice-laden drift at D. Motion is roughly in plane of photograph from right to left. The upper pencil marker is D₂₂, the lower D₂₃, the upper nail is D_A and the lower one is D_B
- Photo 3 a) Instrumental setup at base of tunnel at C showing displacement transducer attached to a marker at the shear plane. Large peg (C₄) is about 17 cm above the shear plane. b) Close up of shear plane showing sharp boundary between clean ice and drift. The furthest above the plane is C₅, that below the plane is C₇. Nail head is about 5 mm in diameter
- Photo 4 a) Deformation profile at B showing interlayering of ice-laden drift and relatively debris-poor ice. Profile was originally vertical. Plumb line is attached to B₁. b) Close up of debris in shear zone between B₂ (peg) and B₃ (small rock). Shear zone is approximately 4 cm across

K. 埃克尔迈依等：融点下的基底滑动和底碛变形的直接观察

图版 I

Keith Echelmeyer et al.: Direct Observation of Basal Sliding and Deformation of
Basal Drift at Subfreezing Temperatures

Plate I



K. 埃克尔迈依等：融点下的基底滑动和底碛变形的直接观察

Keith Echelmeyer et al.: Direct Observation of Basal Sliding and Deformation of
Basal Drift at Subfreezing Temperatures

图版 II

Plate II

