

我国亚极地型冰川的运动机理*

黄茂桓

(中国科学院兰州冰川冻土研究所, 兰州 730000)

摘 要

在乌鲁木齐河源 1 号冰川进行了多年的冰川运动机理研究, 确认了存在四种运动机理: 冰川冰的变形、冰床变形、剪断现象和底部滑动. 含杂多晶冰的蠕变实验和人工冰洞内的观测表明, 含冰岩屑组成的冰床, 其温度高于 -1°C , 但低于冰的熔点, 一定的含杂能大大增加其变形. 在此基础上, 我国亚极地型冰川, 就其规模和 0°C 等温线位置的不同, 可区分为三种模式, 其运动机理有所区别.

关键词 亚极地型冰川、运动机理、乌鲁木齐河源 1 号冰川

极地型和亚极地型冰川指那些发育在干燥和寒冷地区的冰川, 其冰温较低, 据分析在我国其平衡线上的年平均气温 (T_a) 低于 -7°C , 年降水量 (P) 低于 1000 mm, 夏季平均气温 (T_s) 低于 2°C . 其中 $T_a > -12^{\circ}\text{C}$, $P > 450\text{ mm}$ 和 $T_s > -1^{\circ}\text{C}$ 者称为亚极地型冰川. 亚极地型冰川包括通常称之为亚大陆型冰川的全部和称之为极大陆型冰川的一部分^[1], 笔者采用极地型、亚极地型等术语而不用极大陆型、亚大陆型等术语考虑到容易被国外同行所理解和接受, 更考虑到这里的分类主要以干、冷程度为依据而不是以大陆度为依据.

为了对冰川进行数值模拟以预测其变化、研究冰川跃动和冰湖溃决、恢复古冰川和研究冰川对地壳的作用, 都需要深入研究冰川的运动机理.

冰川运动机理是冰川物理学研究的重要部分. 近 40 年来有了较大进展. 一般将冰川运动归纳为冰的变形和底部滑动. 关于冰的变形, 已经作了许多研究, 一般用 Nye 的广义流动定律描述, 即

$$\dot{\varepsilon} = A\tau^n, \quad (1)$$

式中 $\dot{\varepsilon}$ 及 τ 分别为有效应变率和有效剪应力, A 和 n 为流动参数.

底部滑动理论都假定冰川底部处于熔点. 有两种解释. 第一种叫复冰作用, 另一种是增强塑性流动. 后来又指出有时会出现冰床变形, 不过一般都认为, 只当底部的冰处于熔点才发生冰床变形^[2].

1992-11-09 收稿, 1993-06-28 收修改稿.

* 国家自然科学基金资助项目.

我国冰川运动机理的研究主要在乌鲁木齐河源1号冰川(简称1号冰川)上进行。对该冰川研究证实,略低于冰的融点的含冰的岩屑组成的冰床也发生可观的变形^[3,4]。本文介绍1号冰川运动机理研究的成果,并在此基础上,对我国亚极地型冰川的运动机理作一讨论。

1 乌鲁木齐河源1号冰川的研究

1.1 概况

1号冰川是我国研究最为详细的一条冰川。1959年便开始冰面运动速度的观测。1981年用雷达观测了冰川厚度^[5]。冰川的温度状况也作了很详细的研究,其中深钻观测研究为冰川动力学研究打下良好的基础。

1980—1986年在西支冰川末端开挖了冰洞,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^[3,4]。

1988—1990年又在东支冰川末端开挖了冰洞,进行冰洞内冰温、冰结构、冰川运动及变形的研究,冰川冰的蠕变实验研究和岩屑的沉积学研究^[6]。与此同时曾仲巩、邱国庆^[7]在冰川外围进行了冰川沉积物厚度的电测探;康尔泗^[8]在消融区进行了排水系统状况的探索。

1990—1992年,开展了含金刚砂人造冰的蠕变实验研究^[9]和杂质对人造多晶冰蠕变效应的研究^[10]。

1.2 1号冰川的动力、热力和水力条件

1.2.1 冰川厚度 1981年夏季对1号冰川厚度雷达测量的结果表明,冰川在纵剖面上的厚度从顶部向消融区上部(西支)或中部(东支)不断增加,然后向末端不断减薄。测得东支冰川最大厚137m,在消融区中部;西支冰川最大厚139m,在平衡线附近^[5]。其后冰川在不断退缩和减薄,说明它处于不稳定状态,因而其运动机理也在变化中。

1.2.2 温度状况 蔡保林根据三个深钻孔实测资料,进行数学模拟计算而得出东支冰川消融区沿主流线的二维温度剖面^[1]。消融区上层的温度上半部最低;底部出现两个高温区,其温度高于 -0.5°C ,一个在消融区中段的底部,另一个在冰川末端的底部。东支冰洞内的温度观测也证实冰川底部温度高达 -0.8 — -0.4°C ^[6]。

1.2.3 水流状况 在东支冰川上进行了盐溶液示踪试验结果看出冰内、冰下排水道单一,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1—2h内就可流出冰川。盐浓度时间过程线呈单峰型。可以认为1号冰川不存在网状冰下或冰内水道^[8]。

1.2.4 冰床特征 两个冰洞下面都存在含冰的岩屑层。在冰川刚退出的地方进行的坑探表明,不到1m的融化层下面全为冻土。直流电测深资料表明,在靠近原西支冰洞出口和当时东支冰洞出口的地方,岩屑层分别为6.1m和11.3m厚,下面接基岩,也处于冻结状态^[7]。岩屑组成从巨砾、细砾直至砂、粉砂和粘土,以砂、砾为主。谈论它的含冰量和粒度组成颇为困难,因其极不均匀。冰川周围是不透水的多年冻土。

根据上述资料,可以得出东支冰川冰床特征的示意图(图1),用来表示冰下的热力、动力和水力条件。冰川下面是一含冰的岩屑层,岩屑层下面才是基岩。岩屑在靠近末端的地方厚度略大于10m,向上不断减薄。 0°C 等温线一般低于冰川底,或许在消融区中部接触冰川底。这样,

1) 蔡保林,中国科学院兰州冰川冻土研究所博士论文,1989。

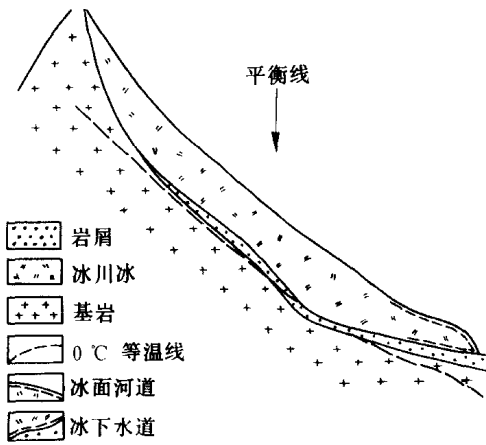


图 1 1号冰川东支冰床特征示意图

整个冰川完全处于冻结(冷)状态,不透水,只有冰川表面雪-粒雪层和裂隙区例外。融水的排泄主要通过冰面河道,配以边缘河道。靠近末端有冰内或冰下水道,里面的水绝大部分来自冰面,经边缘河道进入冰内或冰下。在消融区的上段,冰川底和基岩之间的岩屑可能局部处于融化状态,饱和以水。本文考虑到含冰的岩屑层的独特运动机理,把它看作冰床的一部分而不是看作冰川的一部分。从冰川末端看,它同冰川刚退出而暴露出来的沉积物相衔接。

2 1号冰川的运动机理

2.1 冰川冰的变形

冰川冰的变形是普遍存在的,(1)式是比较公认的数值关系。用二维层流模型由(1)式可以推导出

$$u_s - u_b = 2A (\rho g \sin \alpha)^n h^{n+1} / (n+1), \quad (2)$$

式中 u_s 和 u_b 为冰川表面和底面的运动速度, ρ 为冰的密度, g 为重力加速度, h 为冰的厚度, α 为冰面坡度^[2]。 $u_s - u_b$ 即为冰川冰的变形。但应用(2)式于1号冰川发现问题很多,因为冰川不宽,第三维摩擦和剪切不容忽视。1983年在西支冰洞内D断面挖有竖井,高7.5m,在其南侧壁的一垂线上布置14个观测桩,观测各桩水平位移,得出 $(u_s - u_b)$ 同冰厚 h 的经验关系为

$$u_s - u_b = a(b+1)h^{b+1}, \quad (3)$$

式中常数 a 和 b 用实测资料通过回归分析求出。据1月13日至11月28日的资料, $a = 9.2 \times 10^{-16} \text{ ma}^{-1}$, $b = 1.81$ ^[4]。由(2)式或(3)式可见冰川冰变形总量 $(u_s - u_b)$ 与冰厚 (h) 的 $n+1$ 或 $b+1$ 次方成正比,而 n 或 b 一般大于1,常取值为3,大型冰川的 h 值大, $(u_s - u_b)$ 值因而很大,成为冰川运动的主要机理。

2.2 冰床变形

根据1983年在西支冰洞D断面的竖井内位移观测结果,算出冰床(包括冰床之上3.4m冰层在内)变形占冰川总运动的83—88%^[4]。1984年在西支冰洞一侧洞的直接观测表明,在冰同岩屑界面之上—观测点相对洞底的运动速度约为8mm/d。这个速度相当于冰面运动速度的60%,说明此处冰川运动是由于这0.35m厚含冰岩屑冰床变形所致,这个厚度只有此地冰川总厚度的2%^[3]。

在1号冰川东支冰洞的观测表明,冰川末端厚约11m的含冰岩屑层的变形占冰川表面测得速度的78%^[11]。冰床变形应包括连续的变形和不连续的滑移两部分^[6]。

分析各种含杂质冰的蠕变实验结果,可以认为含固体杂质,较低温度下($< -10^\circ\text{C}$)能降低冰的应变率,一般对应变率无明显影响,在较高温度下($> -1^\circ\text{C}$)能略提高冰的应变率。在高温下含有固体杂质,加上化学杂质的作用,导致熔点降低,能显著提高冰的流动性^[10]。由此可以作出解释,象1号冰川这样含冰的岩屑冰床,其温度可高于 -1°C ,尽管到不了冰的熔点,在

一定的含杂条件下,其变形可以大大增加。应该说明,上述冰床变形占冰面运动的83—88%,78%或60%之数据,均出自冰厚较小的冰川末端的冰洞处,随着冰川厚度的增加,冰川冰变形贡献呈指数规律增加,在冰川总运动中,冰床变形的贡献将相对下降。

2.3 剪断现象

剪断现象是冰川上常见的现象,特别是在冰川末端,冰斗冰川消融区和冰川前进受到冰碛阻碍的地方。这些地方经常出现强烈挤压。例如,Watanabe等曾考察1号冰川附近的3号冰川末端的含岩屑的条带。据他们取样作氧同位素和化学元素的分析,含岩屑带是一种剪切面,而带内所包含的岩屑是冰下岩屑通过压力融化一再冻结过程进入冰内的^[12]。

1号冰川东支冰舌上的三道“中碛”作为剪切形成的融出碛垄或剪切碛^[13],是剪断现象的证据。不过剪断现象出现范围有限,在冰川运动中,其贡献只是很小一部分。

2.4 底部滑动

在1号冰川底部未直接观测到基岩上的底部滑动。然而在东支和西支冰洞内都看到嵌入岩屑层内的岩块,其下游面出现空腔,说明冰川在岩块上滑过。在西支冰川冰洞内一岩块上曾测出冰的滑动速率为0.5 mm/d,估计此处剪应力约为60 kPa,此外也曾在该冰洞某一断面上看到洁净冰与下垫含冰岩屑层之交界上发生不连续的滑移^[3]。

3 我国亚极地型冰川运动机理的三种模式

我国亚极地型冰川的冰温(以平衡附近或消融区上部之活动层下界温度为代表)总是高出同一高度的年平均气温。冰川下边界接受地热,呈自下向上放热状态。于是自上而下,出现冰川温度递增的趋势。另一方面,冰川温度又存在随海拔高度的增加而递减的总趋势。于是相对冰川规模大小,0℃等温线位置可区分为三种类型,如图2所示。小规模冰川0℃等温线自上至下均低于冰川下界,冰川完全呈冻结状态,接近冰川下界的冰床也处于冻结状态(图2(a));中等规模的冰川0℃等温线在平衡线附近或消融区上部从底部进入冰川内,形成一个(或几个)融区(图2(b)),融区下面的冰床也处于融化状态。由于高度降低和融水侵入底部,规模较大者冰川末端可能再出现一个融区。大规模的冰川由于厚度大,伸至较低的高度和融水强烈活动,0℃等温线在平衡线附近便从底部进入冰内,形成融区,融区往下不断增厚,冰川末端除表面一层冬季冻结外,均处于融化状态(图2(c))。融区下面的冰床也处于融化状态,在起伏冰床地形下,也可能出现个别冻结区。

这里所说融化状态指冰处于融点,固相和液相共存。图2中0℃等温线表示融区的上界,严格说来,线上的温度不是0℃,因为冰的融点随

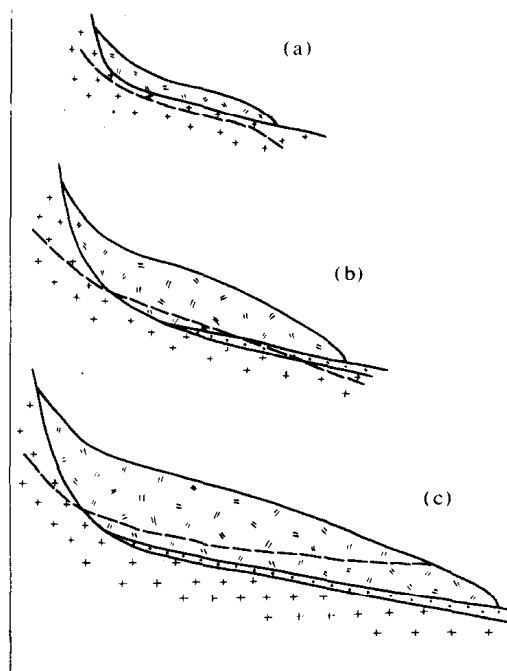


图2 我国亚极地型冰川的三种模式

图例同图1

着压力的增加略有所下降。可以按图 2 的区分,区别我国亚极地型冰川运动机理有三种模式。

3.1 模式 I(图 2(a))

冰川规模小,厚度小,冰川和冰床均处于冻结状态,冰川发育在多年冻土区内。冰川运动主要依赖冰川冰的变形。厚度稍大的冰斗冰川有剪断现象。没有冰下和冰内水系。我国极地型和亚极地型冰川分布区的许多小冰川,如悬冰川、冰斗-悬冰川和冰斗冰川属于此模式。这些冰川面积小,一般在 1km^2 以下,但数量众多。

3.2 模式 II(图 2(b))

冰川规模中等,其末端仍在多年冻土区内。冰川运动机理以冰川冰的变形为主。融区下面及其前后,发生冰床变形和底部滑动。冰下和冰内水系不发达。我国亚极地型冰川分布区的许多冰斗-山谷冰川和山谷冰川属于此模式。就面积论,它们构成我国亚极地型冰川的主体。

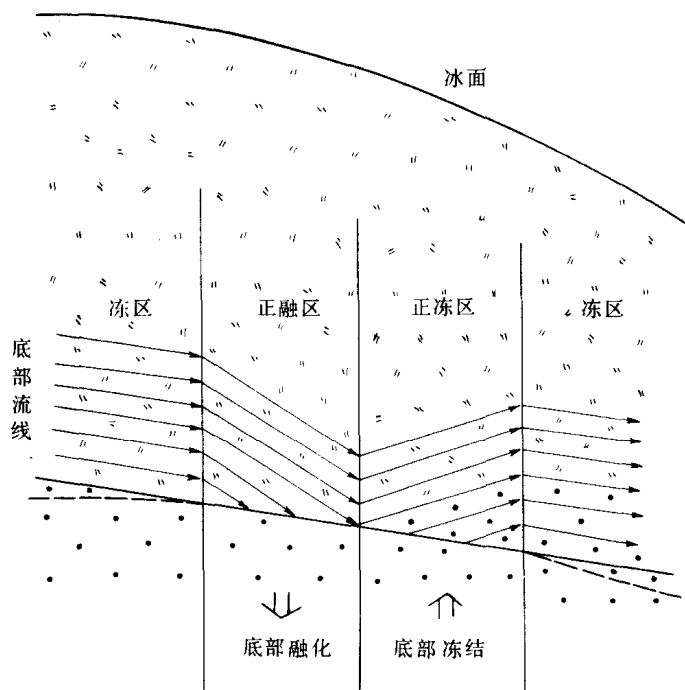


图 3 冰下融区的融化-冻结过程示意图

图 3 为冰下融区的融化-冻结过程示意图。模式 II 冰川的融区一般由一正(在)融(化)区和一正(在)冻(结)区组成。正融区一般不扩大至冰川末端。从正融区里出来的水流向正冻区,在正冻区再次冻结,成为冰下积累,放出潜热。到了适当距离,所有冰下水全部冻结,冰川底部又同冰床冻结在一起。

冰下积累是极地和亚极地冰川常见现象。在此过程中大量冰下岩屑被冻进冰川下面。1 号冰川下面的含冰岩屑层便是这样形成的。Boulton 论证了极地冰川下面一连串厚层岩屑主要是冻结进来的^[14]。温冰川则相反,冰川成因的岩屑在其底部只有薄薄一层。

1号冰川末端发现厚达11m的含冰岩屑层说明过去有过相当规模的底部融化-冻结过程。此厚度可与国外的发现相比(表1)。该冰川正在处于由模式II向模式I的退化过程中。

表1 极地和亚极地冰川底部冰下成因的岩屑层厚度^{a)}

地 区	冰 川	厚度(m)
格陵兰	Camp Century	15.7
	Thule	>70
南 极	Byrd Station	4.8
	Mirny	40
Baffin 岛	Barnes Ice Cap	15
Spitsbergen	(几条冰川)	10
Bylot 岛		(数米)
天 山	1号冰川	<11

a) 国外资料转引自文献[14]。

3.3 模式III(图2(c))

冰川规模大,其末端超出多年冻土下界,进入季节冻土区,或接近多年冻土下界。冰川下部有大范围融区,融区的冰床也处于融化状态,冰川运动以底部滑动为主,冰川冰的变形和冰床变形也占相当比重。冰下和冰内水系发达。遇到冰床地形有大的起伏也可能出现正冻区和冻区,即出现冰下积累和冻进岩屑现象。我国此种规模的冰川不多,多为大型山谷冰川,如天山的西琼台兰冰川,长22.8km,其末端伸至海拔3084m;南伊内里切克冰川(下游在吉尔吉斯境内),长60.5km,末端伸至海拔2900m。又如我国学者详细考察过的喀喇昆仑山的巴托拉冰川(巴基斯坦境内),长59.2km,末端伸至海拔2546m。所谓复合型冰川^[19]应属此模式。就冰川运动机理而言,此模式与温冰川无重大区别。

4 结 语

1号冰川存在四种运动机理,即冰川冰的变形、冰床变形、剪断现象和底部滑动,以冰川冰的变形为主。

含冰的冻结岩屑冰床,其温度高于 -1°C ,尽管到不了冰的融点,在适当的含杂条件下,其变形可比冰大许多。

就规模和温度状况的不同,我国亚极地型冰川可区分为三种模式,其运动机理不同,表2作一汇总。1号冰川目前处于由模式II向模式I的蜕变过程中。

表2 我国亚极地型冰川运动机理

模式	运动机理 ^{a)}				平均运动速度	冰下和冰内水系	冰川末端
	冰川冰变形	冰床变形	剪断现象	底部滑动			
I	VVV		V		慢	无	多年冻土区
II	VVV	VV	V	VV	中等	不发达	多年冻土区
III	VV	VV	V	VVV	快	发 达	季节冻土区或接近其上界

a) VVV 为主要机理, VV 为次要机理, V 为局部的机理。

厚层岩屑冰床是模式 II 特有现象,此种模式冰川不但发生冰下融化,而且发生冰下冻结.

致谢 本文在写作过程中得到王晓香、金正妹协助,天山冰川观测试验站也大力支持本项研究,作者在此表示衷心感谢.

参 考 文 献

- [1] Huang Maohuan, *Quaternary Geology and Environment in China*, Science Press, Beijing, 1991, 28—33.
- [2] Paterson, W. S. B., *Encyclopedia of Physical Science and Technology*, 1987, 6: 240—263.
- [3] Echelmeyer, K., Wang Zhongxiang, *Journal of Glaciology*, 1987, 33: 83—98.
- [4] Huang Maohuan, Wang Zhongxiang, *Journal of Glaciology*, 1987, 33: 99—104.
- [5] 张祥松、朱国才、钱嵩林等, 冰川冻土, 1985, 7: 151—162.
- [6] Huang Maohuan, *Annals of Glaciology*, 1992, 16: 39—44.
- [7] 曾仲巩、邱国庆, 冰川冻土, 1991, 13: 169—176.
- [8] 康尔泗, 冰川冻土, 1991, 12: 219—227.
- [9] 李 纲、王茂海、黄茂桓等, 科学通报, 1992, 37(10): 924—926.
- [10] 黄茂桓、李 纲、苗丽娜等, 冰川冻土, 1993, 15: 186—190.
- [11] Jing Xiaoping, Huang Maohuan, Chen Jianming *et al.*, *Annals of Glaciology*, 1992, 16: 123—126.
- [12] Watanabe, O., Ageta, Y., Iwata, S., 冰川冻土, 1983, 5: 159—170.
- [13] 崔之久, 冰川冻土(增刊), 1981, 3: 36—48.
- [14] Boulton, G. S., *The Climatic Record in Polar Ice Sheets*, Cambridge University Press, Cambridge, 1983, 83—89.
- [15] Shi Yafeng, Zhang Xiangsong, *Proceedings of Symposium on Qinghai-Xizang Plateau*. V.2, Science Press, Beijing, 1981, 1619—1624.