

我国冰川的温度

黄茂桓 王仲祥 任贾文

(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

一、研究沿革

冰川温度是冰川的一项物理状态指标,反映冰川发育的水热条件和冰川的运动条件。现今的冰川温度状况是过去和现在许多因素作用的结果。冰川表面的热量平衡、积累和消融、融水的活动、冰川的运动以及地热流的作用都对冰川温度场产生影响。我国冰川工作者自1959年首次进行观测,至今已经积累起一批数据,为研究我国冰川的物理性质,进行冰川区划提供了定量的依据。表1将我国1978年以前冰川温度观测作一汇总。

表中所列各项观测,除绒布冰川6325米处用缓变水银温度表在冰裂缝内观测外,其余均钻孔埋设电阻温度表观测。其中以1962年在乌鲁木齐河源1号冰川,1977年在羊龙河5号冰川,1978年在西琼台兰冰川用的仪表精度较高。

表1 我国冰川温度观测一览表

山系	冰 川	平衡线 高度 (米)	观测所 在高度 (米)	观测最大 深度及相 应温度 (米(℃))	观测最低温度 及相应深度 (℃(米))	观 测 时 间	资 料 来 源
天山	乌鲁木齐河源1号	4075	3825	4(-5.5)	-6.5(3.2)	1962年6月至9月	黄茂桓、袁建模 ^[1]
			3845	10(-6.0)	-19.8(0.2)	1964年11月至1966年5月	天山冰川站
	西琼台兰	4500	3370	16(-3.2)	-3.7(8.0)	1978年6月13日	王立伦等 ^[2]
			4050	18(-1.5)	-3.9(6.0)	1978年6月30日	"
			4300	16(-2.4)	-4.6(5.5)	1978年6月30日	"
祁连山	老虎沟12号	4700	4440	5(-10.0)	-10.0(5.0)	1959年6月30日	L.D.Dolgushin ^[3]
			4550		-6.3(7.0)	1976年7月17日	祁连山冰雪利用研究队
			4650		-12.8(7.0)	1976年7月31日	"
	七一冰川	4550	4573	10(-11.9)	-11.9(10.0)	1975年7月5日至8月26日	"
			4737	6(-7.4)	-7.4(6.0)	1975年7月5日至8月26日	"
			4620	4573	-12.3(10.0)	1976年5月23日至9月1日	"
	羊龙河5号	4600	4600		-12.3(10.0)	1976年5月30日	"
			4513	16.1(-6.0)	-8.6(6.1)	1977年6月26日至8月31日	黄茂桓等 ^[4]
			4648	15.8(-8.1)	-10.7(4.8)	1977年6月26日至8月31日	"
			4835	15.2(-5.1)	-7.7(5.2)	1977年6月29日至8月31日	"
祁连山	水管河4号	4450	4520		-4—-5(6-8)	1963年8月10日	石羊河水资源考察队
		4400— 4450	4520	10.0(-2.3)	-3.9(4.0)	1976年7月31日	祁连山冰雪利用研究队

续表 1

念青唐古拉山	古乡 3 号		4400	10.0(0.0)		1965年 7 至 8 月	袁建模等 ^[5]
	野博康加勒	6000	5650	10(-4.2)		1964年 5 月 5 日	黄茂桓 ^[6]
喜				- 5.1(6.0)		1964年 4 月 20 日	"
马			5830	5(-8.7)		1964年 5 月 4 日	"
拉				- 9.4(2.3)		1964年 5 月 1 日	"
雅	那克多拉 7 号		5900	5.2(-9.5)	-10.9(2.2)	1964年 4 月 21 日	"
山	绒 布	5800	5400	10.0(-2.1)	- 3.9(3.0)	1966年 5 月 29 日	谢自楚、王宗太 ^[7]
			6325	25.5(-12.2)	-12.2(25.5)	1966年 4 月 22 日	"

此外, 1980年在阿尔泰山的哈拉斯冰川进行了冰川温度观测, 资料在整理中。在西藏东南的阿扎冰川也进行过冰川温度观测^[8]。在乌鲁木齐河源 1 号冰川^[1]、绒布冰川^[7]和羊龙河 5 号冰川还进行过冰川雪层温度观测。我国冰川工作者还在巴基斯坦喀喇昆仑山的巴托拉冰川^[9]和帕尔提巴尔冰川^[10]进行过冰川温度观测。

除古乡 3 号冰川和阿扎冰川为海洋型冰川外, 其余观测均在大陆型冰川发育地区进行。故本文着重分析我国大陆型冰川的温度状况。

二、活动层的温度状况

我们首先分析测得的冰川温度沿深度的变化及其随时间的变化。图 1 为乌鲁木齐河源 1 号冰川 1964 年 10 月至 1966 年 5 月冰川表层温度变化过程图。这是我国持续观测时间最长、深度较大的一次观测。

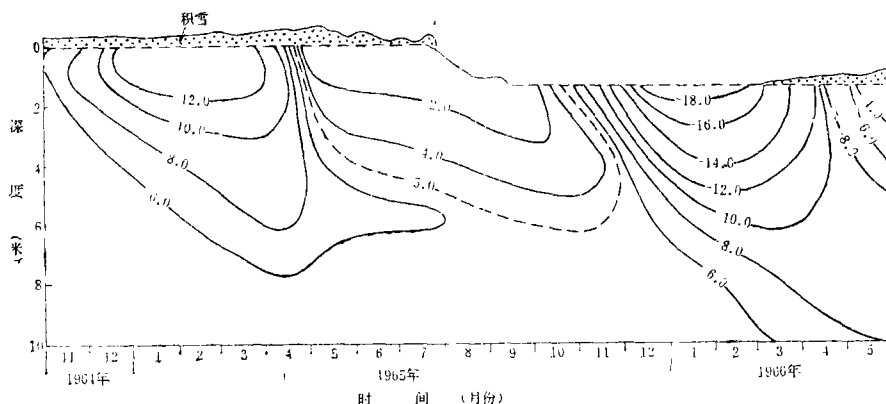


图 1 乌鲁木齐河源 1 号冰川活动层温度变化过程

(测点高程: 3845 米, 1964 年)

任贾文和黄茂桓^[11]在分析羊龙河 5 号冰川 1977 年夏季资料的基础上, 得出如下半经验公式来描述周期为一年的冰层温度状况。

$$T(y, t) = T_s \exp \left[-\beta y \left(\frac{\omega}{2K} \right)^{1/2} \right] \sin \left[\omega t - y \left(\frac{\omega}{2K} \right)^{1/2} \right] + T_0(y). \quad (1)$$

式中: y ——深度座标(米), 原点设于冰面, 向下为正;

t ——时间(年);

$T(y, t)$ ——深度 y 在时间 t 时的温度($^{\circ}\text{C}$);

T_s ——表观的冰面温度波动振幅($^{\circ}\text{C}$);

ω ——温度波动的角频率($2\pi/\text{年}$);

K ——导温系数(常取 $K = 38$ 平方米/年);

β ——振幅的修正系数, $\beta = 0.68$ 至 1.10 , 在缺资料时, 暂取之为 1.0 ;

$T_0(y)$ ——深度 y 的年平均温度, 分析求得

$$T_0(y) = a + ry. \quad (2)$$

式中: a ——常数($^{\circ}\text{C}$);

r ——垂直升温率($^{\circ}\text{C}/\text{米}$)。

分析表明, $y < 3$ 米的表层, 热交换较为复杂, 热传导不一定是主导因素, 以传导为基础的(1)式同实测资料出入颇大, (2)式亦然。

此外, (1)式和(2)式以用于积消平衡线附近为宜, 因为公式的座标原点设于冰面, 假定了冰面位置不变, 不考虑冰面积累和消融造成热状况的改变和厚度的变化。

这样可以绘出如图2的冷冰川上表面典型的四季温度剖面。并可以将之区分为: 活

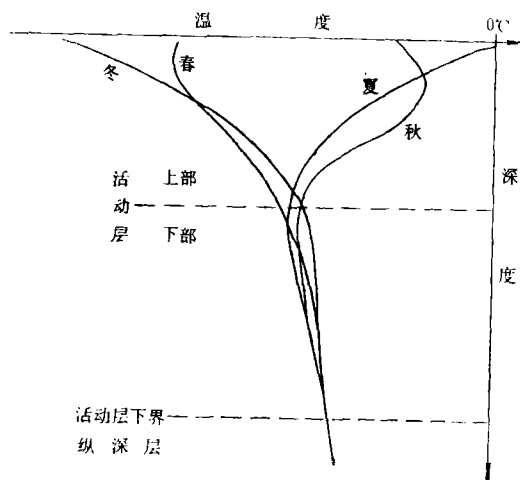


图2 冷冰川上表面的四季温度剖面示意图

动层上部, 四季温度变化明显, 温度梯度改变符号, 热传导有时向上, 有时向下; 活动层下部, 四季温度变化不明显, 温度梯度不变符号, 热传导方向永远向上; 纵深层, 可以认为没有季节温度变化, 热传导方向永远向上。活动层上部和活动层下部又合称为活动层^[12]。活动层上部和活动层下部的界线在表面以下6米左右, 一般来说, 冰川越冷, 此界线越高。活动层下界则认为在15—20米的深度。这样一来, 迄今我们所观测的范围没有超出活动层, 而本节所分析的温度状况, 正是冰川活动层的温度状况。

三、纵深层的温度状况

纵深层缺乏深钻孔的实测资料, 但现在有条件做一些分析, 因为这一层的热交换较为简单, 外界以年为周期的气候因素变化对之已经不产生影响, 更长周期的气候变异的影响可暂不考虑, 并可设纵深层的温度是稳定的, 即不随时间而变动。冰层内因冰的运动摩擦而生热, 这种作用主要发生于冰川近底层。为简单起见, 往往假设全部运动摩擦生热, 其中包括变形生热和底部滑动生热, 均产生于冰川底面, 和地热流传来的热量加

在一起,作为冰川底面的热量收入^[13]。而冰川维持稳定状态,这两部分热流之和 Q (卡/平方米·年)必须及时向上输送,这就要形成一个温度梯度 G (℃/米)。

$$G = \frac{Q}{\lambda} \quad (3)$$

式中: λ ——冰的导热系数(卡/米·年·℃)。

冰川的底部温度边界条件有三种情况^[14]。

情况(1),冰和冰床交界面处于负温,两者冻结在一起,即:

$$T_b < \theta \quad (\partial T / \partial y)_b = G.$$

式中: T_b ——交界处的冰温;

$(\partial T / \partial y)_b$ ——交界处的冰温梯度;

θ ——压融点。

情况(2),冰和冰床交界面处于压融点,但冰川的底层温度低于压融点,即:

$$T_b = \theta \quad 0 < (\partial T / \partial y)_b < G,$$

收入的热量部分向上输送,部分用于融化底部的冰。

情况(3),冰川底部有处于压融点的温冰层,即:

$$T_b = \theta \quad (\partial T / \partial y)_b = 0,$$

热量收入用于融化底部冰层。

我们设冰川厚度为 H (米),活动层厚度为 h (米),活动层下界温度为 $T_0(h)$,并设纵深层之垂直升温率 γ 与活动层下界的相同,则近似得出压融点出现的深度 L (米)。

$$L = \frac{T_0(h)}{\gamma} + h. \quad (4)$$

分析 H 与 L 之间的关系,不外有三:

$L > H$,这是情况(1),冰川底面 $T_b < \theta$, $G = \gamma$,这样确保 Q 通过纵深层,也通过活动层向上输送,并维持纵深层温度稳定,也维持活动层的 $T_0(y)$ 稳定;

$L = H$,则开始出现情况(2),冰与冰床交界面处于压融点,但冰川底部温度低于压融点;

$L < H$,出现情况(3),冰川底部有一温冰层,此时 $\gamma < G$,即冰川底部收入的热量用于底冰的融化,向上输送的热量减少,要求升温率 γ 减小。

对我国几个较深的测温资料,按(1)式和(2)式不难算出 γ 和 $T_0(16)$,并把 $T_0(16)$ 当作 $T_0(h)$,可作一对比。一般认为活动层下界 $h = 15-20$ 米,这里之所以取 $h = 16$ 米,是考虑到这个深度的实测资料较多。 $T_0(16)$ 的计算值和实测值至多相差 0.2°C 。这样得出我国四条冰川七个测点的 $T_0(16)$ 、 γ 和 L 值,结果列于表2。似乎可以看出,同一冰川或同地区的相邻冰川中, γ 值随高度的降低而减小。

表中 γ 值数倍于冰川地热流通过所要求的梯度(通常取 $0.024^\circ\text{C}/\text{米}$),已经论证^[11],这是冷冰川共有现象。正是由于 γ 值大,使得 L 值一般算下来不是数百米而是数十米,从而接近冰川真正的厚度,而我国冰川运动存在底部滑动^[15],也证实其底部达到压融点。

让我们列举一些重力测量资料来对比。西琼台兰冰川平均高度为3850米的V断面测得平均厚度为229米,最大厚度为301.7米^[16]。到了测温断面,厚度应有所增加,比表2中算出之 L 值大得多。绒布冰川在海拔5353米处最大厚度为146米^[17],远大于表2中

之 L 值。羊龙河 5 号冰川没有测厚资料, 但附近规模比之略大的七一冰川测得厚度为数十米, 最大值为 92.6 米^[18], 接近表 2 中羊龙河 5 号冰川之 L 值。

表 2 我国几个较深钻孔测温点的 L 计算结果

冰 川	观测年份	测点高程 (米)	$T_0(16)$ ($^{\circ}\text{C}$)	γ ($^{\circ}\text{C}/\text{米}$)	L (米)
西 琼 台 兰	1973	4050	-1.8	0.104	33
		4300	-3.0	0.124	40
羊龙河 5 号	1977	4513	-6.2	0.083	91
		4648	-7.9	0.134	75
		4835	-4.9	0.196	41
野博康加勒	1964	5650	-3.3	0.14	40
绒 布	1966	5400	-1.0	0.11	25

那么, 可以得出我国大陆型冰川纵深层温度状况的概貌。虽然其上界的温度相当低, 但往下不断升温, 其升温率 γ 数倍于地热流通过所要求的梯度, 到其下界, 三种情况都可能存在: 当上界温度较低且冰川较薄时, 冰和冰床冻结在一起, 下面为多年冻土(岩); 当上界温度较低但冰川很厚, 或冰川不太厚但上界温度较高时, 冰和冰床交界处处于压融点, 但冰川的底层温度仍低于压融点, 像羊龙河 5 号冰川之类的数公里长的冰川中下部可能有此情况; 当上界温度较高而冰川也较厚, 则冰川底部有温冰层, 其下为融土(岩), 像西琼台兰冰川和绒布冰川之类长 10 公里以上的冰川中下部可能有此情况。

四、平衡线上的活动层下界温度

由表 1 可大体看出我国各地冰川温度概况。大陆型冰川分布区所测得活动层直至其下界的温度均低于融点, 预料其纵深层也有相当部分温度低于压融点。只在古乡 3 号冰川^[5]和阿扎冰川^[8]等海洋型冰川测得其温度等于融点或接近融点。

我国冰川工作者曾就测得的冰川温度进行过种种对比^[1, 2, 4, 7, 19, 20]。看来, 我国祁连山西段的冰川温度最低, 可能是中低纬度高山冰川中温度最低地段; 往东, 向祁连山中段、东段; 往西, 向天山中段、西段; 往南, 向喜马拉雅山中段, 冰川温度都逐渐增高, 反映了大陆度从东、西、南三个方面向着祁连山西段增加。

应当指出, 对比应在相同的条件下进行, 表 1 无法实现这种对比。表 2 就 16 米深的活动层下界温度 $T_0(16)$ 所作的对比是相同深度的年平均值相比, 但海拔高度不同, 相对平衡线的差距也不同。最好用积消平衡线位置的活动层下界的平衡温度 $T_0(h)_E$ 或 $T_0(16)_E$ 作为冰川的特征温度加以比较。表 2 中羊龙河 5 号冰川有跨越平衡线的资料, 可以内插求出 $T_0(16)_E$ 为 -7.3°C 。其余三冰川则有低于平衡线的资料, 需要从最近平衡线的资料外推求出 $T_0(16)_E$ 。利用羊龙河 5 号冰川 4513 米和 4648 米间的资料以及西琼台兰冰川 4050 米和 4300 米间的资料, 分别求出这两区间的 $T_0(16)$ 随高度 Z 变化的梯度

$dT_0(16)/dZ$, 并加以平均, 求得均值为 $-0.87^\circ\text{C}/100\text{米}$ 。取 $[dT_0(16)/dZ] = -0.87^\circ\text{C}/100\text{米}$, 便可外推出西琼台兰冰川、野博康加勒冰川和绒布冰川的 $T_0(16)_E$, 所得结果列于表 3。显然, 离平衡越远, 推算的误差越大。表 3 还列出平衡线上的年平均气温 T_E 作一对比。由表看出, $T_0(16)_E$ 变化在 $-4.5 \sim -7.3^\circ\text{C}$ 之间, 高出 $T_E 3.2 \sim 4.1^\circ\text{C}$ 。 $\Gamma.A.ABCYK^{[12]}$ 在分析冰川温度时也曾指出, 大陆型温度状况之纵深层的年平均温度较年平均气温高。就苏联天山冰川而言, 此种平均冰温高于平均气温约 2°C 。

由于冰温梯度和气温梯度的计算本身含有一定误差, 而平衡位置的判断也具有一定的不确定性, 它们又在逐年变化, 这就使得上述处理方法和表 3 的结果具有很大的局限性, 有待深入研究。

表 3 平衡线位置活动层下界冰温 $T_0(16)_E$ 与年平均气温 T_E 对比

冰 川	年 份	平衡线高度 (米)	$T_0(16)_E$ ($^\circ\text{C}$)	T_E ($^\circ\text{C}$)	$T_0(16) - T_E$ ($^\circ\text{C}$)
西 琼 台 兰	1978	4500	-4.7	-8.8	4.1
羊龙河 5 号	1977	4600	-7.3	-11.0	3.7
野博康加勒	1961	6000	-6.6	-9.5	3.2
绒 布	1960	5800	-4.5	-8.5	4.0

目前可以得出结论, 冰川的温度状况, 以活动层下界的温度为标志, 主要制约于所在高度或成冰带。就平衡线上的温度状况而言, 则主要受制于该处的年平均气温。

五、冰川温度状况的垂直分带

如上所述, 冰川温度状况随高度带而变化。现在有条件对我国大陆型冰川就不同冰川带(或成冰带)讨论其温度状况。羊龙河 5 号冰川的研究^[11]为其提供了可靠的依据。

1. 消融带。表 1 所列资料大都来自消融带, 其温度均为负值。消融带活动层的温度传导过程为(1)式所概括。但 3 米以上, 热交换过程复杂, (1)式同实测数据偏离较大。最暖月份表面出现零温层, 在乌鲁木齐河源 1 号冰川和羊龙河 5 号冰川等小冰川上测得此零温层小于 0.5 米。活动层下界温度一般都高于同一高度之自由大气年平均温度, 如在羊龙河 5 号冰川 4513 米测点, 高出约 3.7°C 。纵深带内温度向下不断升高, 到冰川底部, 一般都达到压融点, 起码冰与冰床的交界面达到压融点, 存在底面滑动。但一些小冰川的末尾, 或一些规模过小的冰川, 如悬冰川, 因厚度不足, 可能处于融点之下, 冰和冰床冻结在一起, 其下为多年冻土(岩)。

较大的山谷冰川, 消融带向下延伸到气候较温和的地段。冰川表面之零温层随着高度的降低必将向下扩展, 而冰川底部等于压融点的温冰层向上扩展, 最后过渡为温冰川。

邻近我国西部边界的巴托拉冰川就是这种过渡的例子。表 4 为巴托拉冰川考察组^[9]1974 年测得的温度数据, 该冰川雪线高度 4700—5300 米, 末端伸到海拔 2540 米的洪扎河谷。

2. 渗浸冻结带。表面 3 米以下, 以传导为主, 服从(1)式。其活动层下界温度比消

融带的低,但仍高于该高度自由大气之年平均温度。不过两者之差小于在消融带的,如羊龙河 5 号冰川,相差 3.0°C 。纵深层内温度往下不断升高,到冰川底部一般都达压融点,例外的只是那些厚度特别小的冰川。

表 4 巴托拉冰川冰温(1974年)

高 度 (米)	观 测 日 期	深 度 (米)	温 度 ($^{\circ}\text{C}$)
4500	8月11日—20日	4.7	-1.7—-1.5
3300	7月18日—8月31日	13	-0.9—-0.5
2560	6月1日—7月31日	8	0.0

表面层因积累、消融、融水下渗和再冻结使其热交换过程十分复杂。在羊龙河 5 号冰川的4650米处,1977年用精度为 0.01°C 的石英晶体温度表进行雪层温度观测,研究其表面的热特性。所得结果列于表 5。由表可见,融化季节前,雪层维持很低的温度,融化季节到来,温度迅速上升。20—40厘米深度在主要融化季节整天处于融点附近,凌晨最低为 -0.03°C 。白天最高温度超过 0.00°C ,那是穿透辐射影响传感器所致。

表 5 祁连山羊龙河 5 号冰川1977年夏季平衡线附近4650米处雪层温度($^{\circ}\text{C}$)

日 期	深度 (厘米)	时 间							
		08:00	10:00	12:00	14:00	16:00	18:00	20:00	22:00
6月28日—29日	100				-5.05	-5.06	-5.08	-5.09	-5.11
7月3日—4日	57				-1.42	-1.48	-1.54	-1.59	-1.62
7月24日—25日	40	-0.02	0.00	0.02	0.02	0.01	-0.01	-0.02	-0.02
8月9日—10日	20			0.48	0.42	0.20	0.18	0.01	-0.01

日 期	深度 (厘米)	时 间							
		00:00	02:00	04:00	06:00	08:00	10:00	12:00	14:00
6月28日—29日	100	-5.12	-5.13	-5.14	-5.16	-5.16	-5.17	-5.18	-5.19
7月3日—4日	57	-1.65	-1.68	-1.72	-1.76	-1.80	-1.84	-1.89	-1.94
7月24日—25日	40	-0.02	-0.02	-0.02	-0.03	-0.03			
8月9日—10日	20	-0.02	-0.02	-0.03	-0.02	0.08	0.45	0.92	

注:由廖次远、唐孝思负责观测。

3. 渗浸带。羊龙河 5 号冰川4835米处为渗浸带的下部,其温度状况具有代表性。分析1977年实测资料发现许多特点^[11]。积累、融化、融水渗浸和再冻结在表面层起主导作用,给活动层温度状况于深刻影响。活动层 3 米以下深度仍服从(1)式,但各深度的温度均比该冰川的渗浸冻结带和消融带的高,活动层下界温度也是这样,于是与同高度自由大气平均温度之差值扩大至 7.3°C 。纵深层内温度往下不断升高,尽管厚度不如渗

浸冻结带那么大,底部却不难达到压融点。表面数米雪层,夏季出现并维持 0°C 的温度,冬季最表层迅速降温,极端最低温度要比其下各带表面的都低,但内部贮有液相水,再冻结时放出潜热,使雪层相对不致降温很多,于是冬季靠近表面的温度梯度最大。表面层内出现渗浸带特有的、渗浸再冻结作用造成的温度状况:表面温度较低,内部温度较高;表面温度变化幅度大,内部温度变化幅度小。

乌鲁木齐河源 1 号冰川的渗浸带较低,1962 年观测过该带下部的雪层温度^[1]。可以看出,融化季节来临时升温很快,融化季节过后降温却很慢,后者是含有融水和融水再冻结作用的结果。融化渗浸作用最盛时,起码有 3 米的雪层温度处于融点。

4. 渗浸带以上各带。随着成冰作用中融水渗浸再冻结作用的减弱,雪层内融水再冻结放热量的减少,再往高处,气候因素的影响将重新发挥其主导作用,可以预料,冰川温度将越来越低。但由于没有实测资料,这里不便多说。

归纳上面的分析,可以得出图 3 所示的 $T_0(h)$ 随冰川带变化的图式。

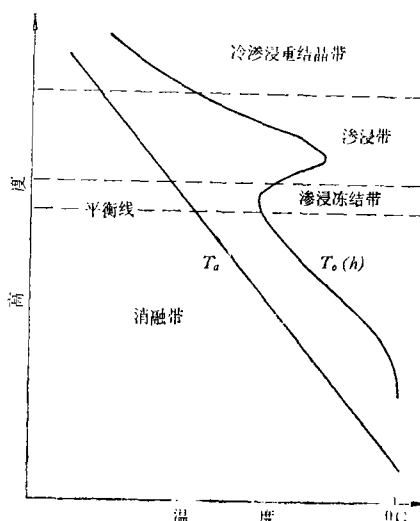


图 3 活动层下界温度 $T_0(h)$ 随不同冰川带变化示意
(T_a 为年平均气温)

参 考 文 献

- [1] 黄茂桓、袁建模,天山乌鲁木齐河源 1 号冰川冰雪表层温度状况,天山乌鲁木齐河冰川与水文研究。科学出版社,1965,25—30。
- [2] 王立伦、张文敬、宋国平,托木尔峰地区冰川的温度状况,天山托木尔峰地区科学考察报告(冰川与气象)。新疆人民出版社(待出版)。
- [3] Dolgushin, L.D., Main Particularities of Glaciation of Central Asi According to the Latest Data, *IASH Publ.* No.54, 1961, 348—357。
- [4] 黄茂桓、马富荣、王仲祥、刘宗香,祁连山羊龙河 5 号冰川的温度状况,祁连山冰川变化及其利用研究文集。科学出版社(待出版)。
- [5] 袁建模、王中隆、邓养鑫、康志成,西藏古乡海洋性冰川的基本特征。中国地理学会 1978 年冰川冻土学术会议论文集(冰川学)。科学出版社(待出版)。
- [6] 黄茂桓,希夏邦马峰北坡冰川温度状况,希夏邦马峰科学考察报告(冰川与地貌部分)。科学出版社(待出版)。
- [7] 谢自楚、王宗太,绒布冰川冰层温度,珠穆朗玛峰地区科学考察报告,1966—1968(现代冰川与地貌)。科学出版社,1975,48—51。
- [8] 李吉均,西藏东南部冰川的最新研究。兰州大学学报(自然科学版),1975,第二期,116。
- [9] 中国科学院兰州冰川冻土研究所巴托拉冰川考察组,喀喇昆仑山巴托拉冰川及其变化。中国科学,1978,第 6 期,657—670。
- [10] 王文颖、黄茂桓,巴基斯坦帕尔提巴尔跃动冰川近况。冰川冻土,1980,2 卷 1 期,26—31。
- [11] 任贤文、黄茂桓,冰川活动层温度状况的传热学分析。冰川冻土,1981,3 卷 3 期,23—28。

- [12] Авсюк, Г.А., Температура льда в ледниках Тр.Ин-та геогр., Вып.67, 1956, 124—129.
- [13] Budd, W.F., The Dynamics of Ice Masses, *ANARE Publ.* No.108, 1969, 54—111.
- [14] Lliboutry, L.A., The Glacier Theory, *Advances in hydroscience*, Vol.7, 1971, 111—112.
- [15] 黄茂桓、孙作哲, 我国冰川的运动。冰川冻土(待刊)。
- [16] 苏 珍, 西崂台兰冰川的厚度与冰床地形的分析, 天山托木尔峰地区科学考察报告(冰川与气象)。新疆人民出版社(待出版)。
- [17] 谢自楚、苏 珍, 珠穆朗玛峰地区冰川的发育条件、数量和分布, 珠穆朗玛峰地区科学考察报告, 1966—1968(现代冰川与地貌)。科学出版社, 1975, 8—9。
- [18] 苏 珍, 七一冰川厚度的测定, 祁连山冰川变化及其利用研究文集。科学出版社(待出版)。
- [19] 施雅风、谢自楚, 中国现代冰川的基本特征。地理学报, 第30卷, 第3期, 1964, 183—208。
- [20] Shih Ya-feng, Hsieh Tze-chu, Cheng Pen-hsing and Li Chi-chun: Distribution, Features and Variations of Glaciers in China. *IAHS-AISH Publ.* No. 126, 1980, 111—116.

(1980年11月1日收到)

ICE TEMPERATURE OF GLACIERS IN CHINA

Huang Maohuan, Wang Zhongxiang and Ren Jiawen

(Lanzhou Institute of Glaciology and Cryopedology, Academia Sinica)

Abstract

The ice temperature data of glaciers in China, collected from 1959 to 1978, are analysed. The ice temperature in the maritime type glaciers is equal to melting point or nearing it. The ice temperature in the continental type glaciers is quite low, especially the glaciers in the western section of Qilian Shan, where probably arises the lowest ice temperature of all alpine glaciers located in the middle and the low latitudes. But the temperature rises rapidly with depth. A major part of bottom in most continental type glaciers reaches pressure melting point, with basal sliding. The extreme huge valley glacier among them will change from cold glacier into temperate when it descends to the district where the climate is temperate. The ice temperature of the lower bound of active layer at the altitude of equilibrium line in continental type glaciers is 3.2—4.1°C higher than the annual mean air temperature at the same level.

The infiltration zone is warmed significantly by the infiltration and re congelation process. A scheme showing the lower bound temperature of active layer changing with glacial zones is drawn.