

高亚洲冰冻圈能量平衡特征和物质 平衡变化计算研究

康 尔 泗

(中国科学院兰州冰川冻土研究所, 730000)

摘 要 根据已有的观测事实, 对高亚洲冰冻圈能量和物质平衡的变化过程进行初步探讨, 进而分析冰川平衡线和物质平衡在气候变化背景下的可能变化。

关键词 高亚洲冰冻圈 能量平衡 气候-冰川平衡线-物质平衡变化

以青藏高原为中心, 包括其周围地区的山系如天山、帕米尔、喀喇昆仑山、昆仑山、祁连山、横断山和喜马拉雅山等在内的海拔 3 000 m 以上的山地高原, 由于其高寒的特征和冰川、冻土和积雪覆盖发育而构成了地球陆地表面极为特殊的高寒区。高亚洲作为地球冰冻圈的一部分, 它和大气间的物质能量交换以及对气候变化的响应问题, 是冰冻圈和全球变化研究的重要内容。本文分析高亚洲冰冻圈的冰川和地面能量平衡特征, 进而研究气候-冰川平衡线-物质平衡变化关系。

1 能量平衡特征

1.1 能量平衡方程

冰雪和大气间的相互作用是通过能量平衡来实现的。冰雪面能量平衡方程可写为:

$$H_{NR} + H_S + H_L + H_M + H_C = 0 \quad (1)$$

$$H_{NR} = R_G(1 - \alpha) + R_L^\downarrow - R_L^\uparrow \quad (2)$$

式中: H_{NR} 为净辐射; H_S 为感热通量; H_L 为潜热通量; H_M 为冰雪融化热; H_C 为表面以下传导热; R_G 为总辐射; α 为表面反射率; $R_L^\downarrow$ 为大气长波入射辐射; $R_L^\uparrow$ 为表面长波放射辐射。

根据在天山乌鲁木齐河源进行的消融期冰川和高山草甸能量平衡对比观测(Kang Ersi *et al.*, 1992), 冰川能量收入主要是净辐射, 而能量支出主要是融化热(表 1)。消融冰面由于其逆温层结, 感热通量为表面能量收入项。蒸发潜热通量为负, 但由于消融冰面的蒸发受制于表面饱和水汽压, 使得冰面蒸发受到一定的抑制作用。在高山草甸表面, 净辐射是唯一的能量收入项(表 1), 并且大大多于冰川表面。根据在同期的辐射观测, 冰面反射率为 0.57, 而高山草甸表面反射率为 0.17(Kang Ersi *et al.*, 1992), 因

此, 冰雪面接收的净辐射量比非冰雪面少主要由于其反射率大所致。在高山非冰雪覆盖地面表面以下传导热在表面热量支出中占很少的比例, 感热和潜热通量在非冰雪覆盖表面能量支出中所占比例决定于表面的性质, 象高山草甸这样的下垫面, 夏季蒸发消耗了其表面能量收入的绝大部分(表 1)。

表 1 天山乌鲁木齐河源夏季冰川和高山草甸能量平衡组成对比(1986 年 7 月 6~8 月 19 日平均)

Table 1 Comparison of energy balance between the glacial surface and that of the alpine tundra at the source barin of the Urumqi River in summer

下垫面性质	净 辐 射 H_{NR}		感热通量 H_S		潜热通量 H_L		融 化 热 H_M		传 导 热 H_C	
	W / m ²	%	W / m ²	%	W / m ²	%	W / m ²	%	W / m ²	%
乌鲁木齐河源 1 号冰川 (海拔 3 910 m)*	+54.5	82.5	+11.6	17.5	-4.0	6.1	-62.1	93.9	0	0
高山草甸** (海拔 539 m)	+122.4	100.0	-8.2	6.7	-104.2	85.2	-6.9	5.9	-3.1	2.5
备 注	+表示表面能量收入, -表示能量支出, 百分比分别按能量收入和支出算, 高山草甸表面融化热指积雪融化									

注: * 据 Calanca *et al.* (1990); ** 据张寅生等(1992)观测资料。

高亚洲冰冻圈可分为冰川覆盖区和非冰川覆盖区两大部分。非冰川覆盖区, 除裸露基岩区, 为高山多年冻土分布区。非冰川覆盖区可为季节积雪覆盖。因此, 冰川和季节积雪覆盖区构成了高亚洲冰冻圈的冰雪覆盖区。

1.2 青藏高原和大气间的能量交换

由于青藏高原的高海拔地形, 使其上空大气较稀薄, 太阳辐射到达高原面时损失较少, 因此青藏高原是我国总辐射量最大的地区, 其所占大气上界辐射量在 50%以上(王德辉等, 1984)。根据现有的研究结果, 可粗略得出高原地面平均状况的能量平衡数值(表 2)。高原上的能量收入为总辐射, 地面吸收总辐射量约 75%。

表 2 青藏高原地面年平均能量平衡*

Table 2 The average annual energy balance of the ground surface of the Qinghai-Xizang Plateau

能 量 平 衡 组 成**		资 料 来 源
项 目	W / m ²	
总 辐 射	219	寇有观等, 1982b
反射辐射	-55	谢维荣等, 1982
有效辐射	-74	叶笃正等, 1979
净 辐 射	93	曾群柱等, 1982
感热通量	-79	叶笃正等, 1979
潜热通量	-15	叶笃正等, 1979
传 导 热	-1	曾群柱等, 1982

注: * 不讨论闭合差; ** 地面得热为正, 失热为负。

地面向大气输送的能量主要是感热通量和有效辐射, 潜热通量在向大气输送的能量

中所占比例较小,而表面以下导热非常微弱(表 2)。

青藏高原反射率按 0.25 计(表 2),根据已出版的地表反射率分区及量值(汤懋苍等,1989),相当于雪覆陆地中的局部雪覆山地的反射率,而远小于雪覆冰区及南北极冰盖的反射率。在辐射平衡中,高原面辐射能的损失项主要是有效辐射,其次为短波反射辐射。在净辐射能量收中,高原面主要以感热的形式将能量再输送到大气中。

1.3 冰雪覆盖对高亚洲能量平衡的影响

(1) 冰川能量平衡

冰雪覆盖形成了高亚洲和大气间能量交换的独特区域。现今所能获得的冰面能量平衡观测资料十分有限,仅是一些短期观测,并多集中于夏季 6~8 月,而且观测部位多为冰川消融区。因此,现今对冰川和大气间能量交换的认识多局限于消融冰雪面。

表 3 列出了中国高亚洲一些冰川冰面能量平衡的观测事实,这些冰川分布于天山、祁连山、帕米尔和念青唐古拉山。由此可得出夏季消融冰面能量平衡的一些特点。冰面能量收入主要为净辐射,约占 80%;其次为感热通量。能量支出主要为融化热,约占 84%;其次为蒸发潜热通量。因此,冰雪覆盖形成了高亚洲的能量消耗区。

(2) 冻土层的热量交换

我国西部高山和高原多年冻土分布于高亚洲范围之内,面积为 173 km^2 ,占我国多年冻土面积的 81%(程国栋等,1982)。多年冻土和地表热量交换主要是在活动层进行。季节活动层的厚度取决于年平均地温、年平均地表温度较差、岩性和含水量,一般随纬度和海拔的增高而减小。在青藏高原细颗粒土的活动层厚度一般为 $0.8 \sim 2.5 \text{ m}$,基岩裸露的山顶、山坡为 $3 \sim 4 \text{ m}$ (周幼吾等,1982)。

多年冻土活动层的季节融化和冻结过程伴随着表面向下导热通量的变化。根据寇有观等(1982a)在青藏高原风火山的观测资料,月平均地面温度、气温和表面以下导热通量的年变化过程可表示于图 1。从 10 月至翌年 2 月,活动层热通量流向表面,表明季节融化层再冻结的潜热向表面释放。12 月份活动层向表面释放的凝结热最多,此时地表温度和气温非常接近。除 12 月份,其余各月表面温度均高于气温,其温差最大是在夏季,此时表面向活动层传导的热流量最多。3 月份起,表面热量向下传导,其热通量逐月增大,至 8 月份最大,而 8 月底活动层融化深度达 1.45 m (寇有观等,1982a)。

上述过程表明,多年冻土表面气层是不稳定的,因此要向上输送热量给大气,并且随着表面和大气温差的增大,到夏季表面向上输送的热量也增至最大。表面向下的导热热输送方向随季节而变化,夏季表面热量向下传导,而冬季向上传导,伴随着多年冻土活动层的季节融冻过程。图 1 表示,1a 中表面向下输送的热量多于活动层向表面输送的热量,平均向下净输入的热通量为 4 W/m^2 。这部分热量将向活动层以下的多年冻土层传递,起到一定的升温作用并影响其温度分布。

(3) 蒸发

高亚洲的蒸发可从冰川、山区和高原蒸发三个部分来予以考虑。冰川的蒸发受到冰

表 3 高亚洲一些冰川能量平衡的观测结果

Table 3 Observed energy balance on some glaciers of the High-Asia

冰川名称	地理位置	海拔 (m)	观测日期 (年.月)	冰面 性质	能 量 收 入				能 量 支 出				资料来源		
					净 辐 射		感热通量		融 化 热	潜热通量		传 导 热			
					W / m ²	%	W / m ²	%		W / m ²	%	W / m ²		%	
西琼台兰冰川	41° 45' N 80° 17' E	4 000	1978.7	裸露冰	186	63	109	37	251	85	44	15	—	寇有观等, 1985	
乌鲁木齐河 源 1 号冰川	43° 06' N 86° 49' E	3 840	1962.6~8	雪、冰	142	89	17	11	148	93	11	7	—	白重媛等, 1965	
乌鲁木齐河 源 1 号冰川	43° 06' N 86° 49' E	3 910	1986.6~8 1987.6~8	雪、冰	56	80	14	20	58	83	12	17	—	Calanca <i>et al.</i> , 1990	
羊龙河 1 号冰川	39° 14' N 98° 35' E	4 457	1977.8	雪、冰	139	92	12	8	125	83	20	13	6	4	白重媛, 1988
水管河 4 号冰川	37° 14' N 101° 40' E	4 200	1963.8	裸露冰	195	85	34	15	201	88	15	7	13	5	王中隆, 1966
切尔干布拉 克 冰 川	38° 15' N 75° 06' E	4 750	1960.6~7	粒雪	128	92	11	8	78	56	58	42	3	2	曾明煌等, 1966
古乡 3 号冰川	29° 55' N 95° 30' E	4 400	1965.7~8	雪、冰	149	65	62	27	229	100	-18	—	—	—	王中隆等, 1982a

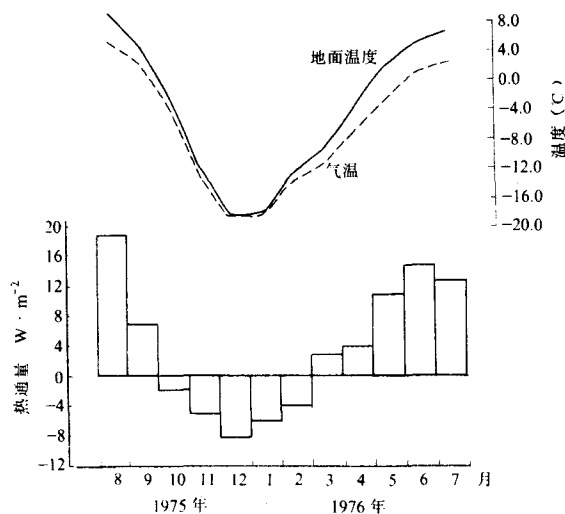


图1 青藏高原风火山月平均地面温度、气温和地面传导热通量(据寇有观等, 1982a)
(34° 43' N, 92° 52' E, 海拔 4 745 m, 地面传导热通量向下为正)

Fig.1 Monthly mean ground temperature, air temperature and subsurface conductive heat fluxes at the Fengho Mountain of the Qinghai-Xizang Plateau

面热量条件的限制和表面融化过程的制约。冰川消融季节冰面吸收的热量主要消耗于冰雪融化。随着气温升高和表面净辐射热量收入增加, 消融冰雪面保持 0℃, 表面蒸发并不随气温升高增加。在非消融季节, 冰雪面接收的能量少, 表面蒸发也受到限制。因此, 冰雪面蒸发量一般不大。在大陆型冰川区, 冰面蒸发量相对较多, 根据天山乌鲁木齐河源的冰川观测(Kang Ersi *et al.*, 1992), 冰面年蒸发量可达 0.12 m。在海洋型冰川区, 冰面蒸发量较小, 有时还表现为凝结过程为主(表 4)。

表 4 高亚洲蒸发观测计算的一些结果

Table 4 Some observed values on evaporation of the High-Asia

下 垫 面	年蒸发量 (mm)	资料来源
天山乌鲁木齐河源 1 号冰川	120	Kang Ersi <i>et al.</i> , 1992
乌鲁木齐河源区高山草甸	270	张寅生等, 1992
唐古拉山高山草甸	340	张寅生等, 1994
祁连山高山草甸	334	王中隆等, 1982b
乌鲁木齐河源非冰川覆盖地面	182	Kang Ersi, 1994
西藏雅鲁藏布江流域	225	汤奇成等, 1981
青藏高原平均	188	叶笃正, 1979

高亚洲以其高寒的特征, 使其蒸发为较之低海拔地区小, 而实际蒸发量则受制于下垫面性质、湿润状况等多种因素。根据现有的观测资料, 高山草甸的年蒸发量较大。青藏高原东南部较湿润地区的雅鲁藏布江流域平均年蒸发量高于高原平衡值, 而天山高山带非冰川覆盖地面年蒸发量接近青藏高原的平均年蒸发量(表 4)。

2 气候-冰川平衡线-物质平衡变化

在研究冰冻圈在气候系统中的能量和水量交换过程中, 冰川是一个重要方面。如果从地球现代冰川的整体上来考察冰川和气候变化的关系, 则找出联系冰川和气候的基本过程。由于冰川平衡线是气候冰川作用的下限, 它对气候的变化极其敏感。因此, 研究气候-冰川平衡线-物质平衡的变化, 是研究冰川与气候变化及其能量和水量交换过程的一个重要途径。这方面的工作近期获得了一些新的进展。Ohmura *et al.* (1992) 对分布于世界不同地区的共 70 条具有较好的冰川和气候观测的冰川进行了统计(其中包括中国天山乌鲁木齐河源 1 号冰川), 得出以下关系式:

$$P = a + bT + cT^2 \quad (3)$$

$$\Delta Z_0 = \frac{\Delta T - \Delta P \left(\frac{\partial P}{\partial T} \right)^{-1}_{Z_0}}{\frac{\partial P}{\partial Z} \left(\frac{\partial P}{\partial T} \right)^{-1}_{Z_0} - \frac{\partial T}{\partial Z}} \quad (4)$$

$$\frac{\partial \bar{b}}{\partial ELA} = -8 \frac{\tau}{\alpha} \quad (5)$$

式中: P 为冰川平衡线处年降水量; T 为冰川平均线 6~8 月平均气温; $a=645$, $b=296$, $c=9$; ΔZ_0 为冰川平衡线变化高度; ΔT 为由于气候变化而引起的 6~8 月平衡线气温变化; ΔP 为由于气候变化而引起的平衡线年降水量变化; $\partial P / \partial T$ 和 $\partial P / \partial Z$ 分别为平衡线年降水量随 6~8 月平均气温和海拔的变化梯度; $\partial T / \partial Z$ 为 6~8 月平衡线气温海拔梯度; $\bar{b}$ 为冰川净物质平衡; ELA 为冰川平衡线海拔(以冰川长度为单位); $\tau = (\bar{c} + |\bar{a}|) / 2$, $\bar{c}$ 为冰川净积累; $\bar{a}$ 为冰川净消融; α 为冰川平均坡度。现用式(3)~(5)对高亚洲冰川的气候-冰川平衡线-物质平衡变化关系作一初步讨论。

图 2 为式(3)冰川平衡线年总降水量和 6~8 月平均气温相互关系的变化曲线。曲线上侧有一表征总辐射和长波净辐射之和为 240 W/m^2 的等值线, 而下侧等值线为 210 W/m^2 。选择我国天山、祁连山、唐古拉山、念青唐古拉山和横断山以及巴基斯坦的巴托拉冰川等共 12 条冰川点绘于图 2。图 2 表示, 中国天山、祁连山等的大陆型冰川和亚大陆型冰川能较好满足式(3), 而西藏东南的海洋型冰川分布于曲线的上方, 接近 240 W/m^2 辐射等值处。这说明我国海洋型冰川平衡线海拔位置高、气温较低, 辐射能在平衡线处的消融中起着较大的作用。但从中国冰川在图 2 中的分布来看, 其年总降水量对 6~8 月平均气温的梯度 $\partial P / \partial T$ 满足式(3)的关系曲线(图 2)。因此, 我们可将式(3)~(5)用于高亚洲冰冻圈的冰川。

表 5 选择了从中国天山西部到青藏高原东部横断山分布于 $29^\circ 37' \text{ N} \sim 43^\circ 07' \text{ N}$ 和 $80^\circ 10' \text{ E} \sim 101^\circ 54' \text{ E}$ 范围内有较好的冰川和气候观测的 7 条冰川, 列出了一些基本观测数据。资料来源为: 天山(苏珍等, 1985; 康尔泗等, 1985; Kang Ersi, 1994; 祁连山(丁良福等, 1985; 刘潮海等, 1992); 唐古拉山(丁良福等, 1993; 张寅

表 5 高亚洲一些冰川的基本观测数据*
Table 5 The Basic observed data of some glaciers in the High-Asia

冰川名称	山 系	地 理 位 置	面积 (km ²)	平均坡度 (°)	冰 川 平 衡 线					净积累 (mm)	净消融 (mm)
					海拔 (m)	6~8月 平均气温 (°C)	6~8月 气温梯度 (°C/100 m)	年降水 (mm)	年降水梯度 (mm/100 m)		
西台兰冰川	天 山	41° 57' N 80° 10' E	108.15	0.19	4 300	-0.70	-0.84	750	30.0	770	1 025
乌鲁木齐河源 1号冰川	天 山	43° 07' N 86° 49' E	1.83	0.34	4 055	-0.54	-0.88	650	19.3	194	377
老虎沟 12号冰川	祁 连 山	39° 26' N 96° 13' E	21.45	0.13	4 700	-2.0	-0.82	262	4.0	460	360
“七一”冰川	祁 连 山	39° 14' N 99° 45' E	3.04	0.24	4 670	0.0	-0.61	413	7.0	412	526
水管河 4号冰川	祁 连 山	37° 33' N 101° 45' E	1.36	0.23	4 430	1.5	-0.63	700	11.5	481	323
冬克玛底支冰川	唐古拉山	33° 05' N 92° 04' E	1.77	0.20	5 454	0.0	-0.62	560	27.0	528	3
海螺沟冰川	横 断 山	29° 37' N 101° 54' E	25.67	0.35	4 970	2.5	-0.47	3 357	72.0	1 540	885

*: 资料来源详见文中所述。

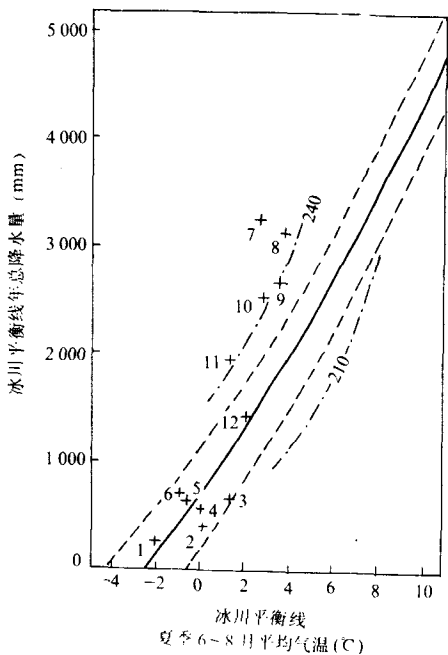


图2 冰川平衡线年总降水量和夏季平均气温的关系(据 Ohmura *et al.*, 1992)

图中实线为回归曲线；虚线为标准差；虚线和点线为夏季6~8月总辐射和长波净辐射之和(W/m^2)

1. 老虎沟12号冰川($39^{\circ}26'N, 96^{\circ}33'E$); 2. “七一”冰川($39^{\circ}14'N, 99^{\circ}45'E$); 3. 水管河4号冰川($37^{\circ}33'N, 101^{\circ}45'E$)(丁良福等, 1985); 4. 冬克玛底支冰川($33^{\circ}05'N, 92^{\circ}04'E$)(薄健辰等, 1993); 5. 乌鲁木齐河源1号冰川($43^{\circ}07'N, 86^{\circ}49'E$)(Kang Ersi, 1994); 6. 西台兰冰川($41^{\circ}57'N, 80^{\circ}10'E$)(康尔泗等, 1985); 7. 海螺沟冰川($29^{\circ}37'N, 101^{\circ}54'E$)(曹真堂, 1995); 8. 若果冰川($30^{\circ}32'N, 94^{\circ}45'E$); 9. 阿扎冰川($29^{\circ}04'N, 96^{\circ}48'E$); 10. 古乡3号冰川($29^{\circ}55'N, 95^{\circ}30'E$); 11. 玉龙山6号冰川($27^{\circ}07'N, 100^{\circ}11'E$); 12. 巴托拉冰川($36^{\circ}34'N, 74^{\circ}40'E$) (白重媛, 1989)

Fig.2 The relationship between annual precipitation and summer temperature at the equilibrium lines of the glaciers

表6 高亚洲冰川平衡线和物质平衡变化对气候变化的响应

Table 6 The response of the change of equilibrium line altitude and mass balance of the glaciers in the High-Asia to the climate change

冰川名称	6~8月 气温变化	冰川平衡 线变化	冰川平均物 质平衡变化	平均线保持不变 年降水量增加值	
	ΔT_{6-8} ($^{\circ}C$)	ΔZ_0 (m)	$\Delta \bar{b}$ (mm)	ΔP (mm)	$\Delta P / P$ (%)
西台兰冰川	+1.0	107	-174	310	41
乌鲁木齐河源1号冰川	+1.0	106	-539	286	44
老虎沟12号冰川	+1.0	120	-303	260	99
“七一”冰川	+1.0	158	-823	296	72
水管河4号冰川	+1.0	150	-999	323	46
冬克玛底支冰川	+1.0	141	-535	296	53
海螺沟冰川	+1.0	147	-311	341	10

生等, 1993); 横断山(Liu Shiyin *et al.*, 1994)。

表 6 为在 6~8 月气温升高 1℃ 的气候变化情景下, 上述高亚洲冰川平衡线和物质平衡的变化。从表 5、6 可得出高亚洲冰川在气候变化背景下的一些可能变化状况。

(1) 夏季平均气温升高 1℃, 冰川平衡线升高可达 100~160 m 的高差, 其中天山和祁连山西部冰川平衡线气温较低, 气温梯度较大, 平衡线上升相对较少; 而祁连山中、东部, 唐古拉山和横断山冰川平衡线气温较高, 气温梯度较小, 平衡线上升相对较多。其中天山西台兰冰川和横断山海螺沟冰川较大的降水梯度对平衡线的上升起到一定的抑制作用。

(2) 夏季气温升高 1℃, 冰川亏损量增加, 但小冰川物质亏损增加幅度大于冰川的净积累量, 大于或接近年降水量。

(3) 夏季气温升高 1℃, 如保持平衡线不变, 需要固态降水增加幅度大都在年降水量的 40% 以上, 甚至需增加约 1 倍。其中横断山海螺沟冰川虽然需要增加的固态降水绝对量较多, 但因为年总降水量很大, 达 3.357 m, 使得其降水增加的百分比仅为 10%。因此, 气温升高, 高山区降水量即使有所增加, 也很难改变冰川物质亏损和退缩的变化趋势。

4 结语

高亚洲冰冻圈的动态变化受制于其和大气间的物质能量交换过程, 但由于观测资料的局限性和过程的复杂性, 在这方面的研究还比较薄弱。本文基于现有的一些观测事实, 对高亚洲冰冻圈冰川覆盖区和非冰川覆盖地面的能量平衡进行了粗略的估算。在此基础上, 对作为高亚洲冰冻圈重要组成部分的冰川覆盖区的气候-冰川平衡线-物质平衡变化过程就一些典型冰川进行了计算和讨论。今后, 在增加必要的对高亚洲冰川区和冻土区能量和水量平衡观测资料的同时, 需进一步从高亚洲冰冻圈和气候系统相互作用的关系来研究冰川、冻土、积雪和径流的变化状况。

致谢: 张祥松、李培基同志对本文提出修改意见, 特此致谢。

参 考 文 献

- 丁良福, 康兴成. 1985. 祁连山冰川发育的气候条件及其对冰川特征的影响. 见: 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊(第 5 号). 北京: 科学出版社, 9~15.
- 丁良福, 张寅生, 大畑哲夫. 1993. 唐古拉山中段冰川发育的气候条件. 见: 青藏高原冰川气候与环境. 北京: 科学出版社, 97~105.
- 王中隆. 1966. 祁连山东部水管河源 1 号冰川消融期冰面的热量平衡. 见: 干旱区地理学术会议论文选集. 北京: 科学出版社, 101~103.
- 王中隆, 邓养鑫, 曾祥银. 1982a. 西藏古乡海洋性冰川发育的水热条件. 见: 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊(第 3 号). 北京: 科学出版社, 82~90.
- 王中隆, 谢维荣. 1982b. 祁连山东部山地草甸蒸发的研究. 见: 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊(第 3 号). 北京: 科学出版社, 77~81.
- 王德辉, 陈建绥. 1984. 主要气候要素. 见: 中国自然地理·气候. 北京: 科学出版社, 93~104.
- 白重媛, 谢维荣. 1965. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川及消融期间开阔冰面上的热量平衡. 见: 天山乌鲁木齐河冰川与水文研究. 北京: 科学出版社, 74~82.

- 白重媛. 1988. 中国冰川的辐射和热量平衡. 中国冰川概论. 北京: 科学出版社, 29~54.
- 白重媛. 1989. 冰川与气候关系的研究. 冰川冻土, 11(4): 287~309.
- 叶笃正, 高由禧等. 1979. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1~48.
- 汤奇成, 焦怡, 赵楚年等. 1981. 河流水文. 见: 中国自然地理·地表水. 北京: 科学出版社, 6~14.
- 刘潮海, 谢自楚, 杨惠安等. 1992. 祁连山“七一”冰川物质平衡的观测、插补及趋势研究. 见: 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊(第7号). 北京: 科学出版社, 21~33.
- 汤懋苍等. 1989. 理论气候学概论. 北京: 气象出版社, 1~4, 65~69.
- 苏珍, 张文敬, 丁良福. 1985. 冰川的发育条件、数量、分布与形态类型. 见: 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, 33~43.
- 周幼吾, 郭东信. 1982. 我国多年冻土的主要特征. 冰川冻土, 4(1): 1~19.
- 张寅生, 康尔泗, 杨大庆. 1992. 乌鲁木齐河流域高寒区蒸发量观测试验研究. 见: 乌鲁木齐河山区水资源形成和估算. 北京: 科学出版社, 79~89.
- 张寅生, 丁良福. 1993. 唐古拉山区夏季气候特征. 见: 青藏高原冰川气候与环境. 北京: 科学出版社, 106~110.
- 张寅生, 蒲健辰, 太田岳史. 1994. 青藏高原中部地面蒸发量观测计算与特征分析. 冰川冻土, 16(2): 166~172.
- 康尔泗, 朱守森, 黄明敏. 1985. 托木尔峰地区的冰川水文特征. 见: 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, 99~119.
- 寇有观, 李存法. 1982a. 青藏高原冻土季节融化和太阳辐射的关系. 见: 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊(第3号). 北京: 科学出版社, 109~115.
- 寇有观, 曾群柱, 谢维荣等. 1982b. 青藏高原总辐射研究. 见: 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊(第3号). 北京: 科学出版社, 1~12.
- 寇有观, 李文忠, 张永亮等. 1985. 托木尔峰地区的辐射平衡及水汽输送. 见: 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, 120~142.
- 曹真堂. 1995. 贡嘎山地区的冰川水文特征. 冰川冻土, 17(1): 73~83.
- 谢维荣, 孙启德, 李建仁. 1982. 青藏高原地区的反射率. 见: 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊(第3号). 北京: 科学出版社, 13~17.
- 曾明煊, 董光荣. 1966. 慕士塔格山切尕拉克冰川消融期的辐射与热量平衡. 见: 干旱区地理学术会议论文集. 北京: 科学出版社, 97~100.
- 程国栋, 王绍令. 1982. 试论中国高海拔多年冻土带的划分. 冰川冻土, 4(2): 1~17.
- 曾群柱, 寇有观, 谢维荣等. 1982. 青藏高原辐射平衡的研究. 见: 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊(第3号). 北京: 科学出版社, 32~52.
- 蒲健辰, 姚檀栋. 1993. 冬克玛底支冰川物质平衡研究. 见: 青藏高原冰川气候与环境. 北京: 科学出版社, 60~68.
- Calanca P and R Heuberger. 1990. Energy balance. In: Climate Reearch in the Tianshan, Zurcher Geographische Schriften (38), Zurich, 60~70.
- Kang Ersi, Yang Daqing and Zhang Yinsheng *et al.* 1992. An experimental study of the water and heat balance in the source area of the Urumqi River in the Tian Shan Moutains. Annals of Glaciology (16): 55~66.
- Kang Ersi. 1994. Energy-water-mess balance and hydrological discharge. Zurcher Geographische Schriften (57): ETH Zurich, 53~85.
- Ohmurs A, P Kasser and M Funk. 1992. Climate at the equilibrium line of glaciers. Journal of Glaciology, 38(130): 397~411.
- Liu Shiyin, Xie Zichu and Su Zhen *et al.* 1994. Accumulation, ablation and ice formation of Hailuogou Glaciers in the Gongga Mountain. In: Glaciers and environment in the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau. Beijing: Science Press, 65~80.

Characteristics of Energy Balance and Computation on the Mass Balance Change of the High-Asia Cryosphere

Kang Ersi

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences, 730000)

Abstract

The incoming energy on ground surface of the High-Asia comes from the global radiation. Because of the high altitude, the global radiation is intense, and about 75% of it is absorbed by the ground surface. The energy transferred from the ground surface to the atmosphere mainly consists of sensible heat flux and effective long wave radiation, and of latent evaporation heat flux in a small proportion. The subsurface conductive heat is very weak. The ice and snow cover on the High-Asia forms an energy sink area in the energy exchange between High-Asia and atmosphere. During the ablation season, the incoming energy of the glaciers mainly consists of net radiation, next of sensible heat flux, while the outgoing energy mainly of melt heat, next of evaporation latent heat flux. The stratification of atmosphere at the surface of permafrost area is unstable. During summer, the transferred heat from the surface above the permafrost reaches the maximum. The direction of the sub-surface conductive heat changes seasonally. During a year, the down sub-surface conductive heat is slightly more than the up transferred heat from the active layer.

The calculation on the climate-equilibrium line-mass balance interrelations at the glaciers indicates that, the rise of air temperature during June to August by 1°C, the corresponding rise of glacier equilibrium line in the High-Asia is about 100~160 m. In this case, the mass deficit of the glaciers will increase, and it is especially serious for the small glaciers. If under the rise of air temperature by 1°C during June to August, the equilibrium line keeps the original altitude, the annual solid precipitation on the glaciers needs to increase by more than 40%~100% of the total annual precipitation. Under the rise of air temperature, the rise of the glacier equilibrium line is difficult to be compensated by the increase of precipitation. Therefore, in the High-Asia, the trend of glacier mass deficit and glacier retreat will continue under the global warming.

Key words: High-Asia cryosphere, energy balance, changes of climate-equilibrium line-mass balance