

# 乌鲁木齐河流域山区冬季积雪蒸发 观测的主要结果<sup>①</sup>

杨大庆 张寅生

(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

**提 要** 蒸发器测量表明, 乌鲁木齐河流域中山带隆冬积雪表面白天的蒸发速率约为 0.012 mm/h, 夜晚的凝结速率为 0.005—0.010 mm/h。1 月的日平均蒸发量约为 0.03 mm, 2 月增大到 0.16 mm。乌鲁木齐河源高山区冬季气候干燥, 2 月和 3 月积雪的日平均蒸发量分别为 0.21 mm 和 0.54 mm, 其中 3 月的日蒸发量与夏季 7 月和 8 月 1 号冰川冰舌表面积雪的日蒸发量接近。乌鲁木齐河源高山区冬季积雪的蒸发主要取决于热量条件, 积雪的月蒸发量分别约为 4.6—5.5 mm 和 7.5—9.5 mm, 相当于月降水量的 55—100%。

**关键词** 蒸发器 积雪 蒸发

雪面蒸发是积雪区域水量平衡和热量平衡的重要分量之一。60 年代中期以来, 谢维荣等(1965), 张寅生等(1990), Calancar 等(1991)以及 Ohan (1991)分别采用蒸发器直接测量、热量平衡和梯度观测方法, 研究乌鲁木齐河源 1 号冰川冰雪表面和草甸下垫面夏季的蒸发量, 为该区夏季水量平衡分析和冰雪水资源计算提供重要的参数。冬季乌鲁木齐河流域中山带和高山区位于水汽凝结高度之上, 通常天气晴好, 降雪量较小, 并且呈现随海拔上升而减少的趋势(张家诚 *et al.*, 1985)。地面积雪深度介于 5—45 cm, 最大积雪深度一般不超过 1 m。向阳山坡由于接受较强的太阳辐射, 积雪深度通常不及 30 cm, 有时完全裸露, 无积雪覆盖(Yang, *et al.*, 1991)。为了认识大陆性气候山区季节性积雪的积累特征, 1990 年 1 月至 5 月中旬和 1991 年 1 月下旬至 5 月中旬, 我们在流域中山带天山冰川站基本营地(2 130 m)和高山区的大西沟气象站(3 540 m)以及空冰斗内(3 805 m), 用称重方法直接测量积雪表面的蒸发和凝结量, 取得初步结果。

## 1 仪器和观测方法

相对于热量平衡和梯度方法而言, 称重方法直接测量蒸发量比较简单, 制作仪器的费用低, 因此有可能在若干地点实施同步观测。张寅生等(1990)在乌鲁木齐河草甸区的实验观测表明, 无降水条件下, Lysimeter 测量蒸发的精度较热量平衡和梯度方法好。

<sup>①</sup> 本文于 1991 年 12 月 5 日收到, 1992 年 2 月 20 日改回; 属国家自然科学基金资助项目。

Swanson (1988)在美国洛基山林区用直接测量方法研究冬季积雪表面的蒸发, 取得较好的结果。我们使用的蒸发器为白色塑料盒, 面积为  $180 \text{ cm}^2 (18 \times 10 \text{ cm})$ , 深度为  $7 \text{ cm}$ , 盒壁的厚度约为  $2 \text{ mm}$ 。称重仪器为架盘天平, 其最大量程为  $500 \text{ g}$ , 感量为  $0.1 \text{ g}$ 。因此, 理论上测量的精度约为  $0.56 \times 10^{-3} \text{ mm}$  水层深度。

采取雪样并放置入蒸发器中的程序对积雪蒸发量的观测精度有直接的影响。通常我们用雪铲切一块略大于蒸发器容积的原状雪体, 仔细修整后放置于蒸发器中, 使雪样与蒸发器四周完全吻合, 其上表面与蒸发器上沿齐平。在平坦开阔的观测地点挖一小雪坑, 将盛有雪样的蒸发器放入其中, 保持蒸发器内雪面与四周积雪表面齐平, 蒸发器的外壁与雪坑四壁紧密衔接, 并用细雪回填, 尽可能不留任何缝隙。每天 10:00 和 19:00 分别称量一次, 称重之前用细软的干布将蒸发器外壁粘连的细小雪粒或凝结霜擦光。如遇大风吹雪和降雪天气, 则停止观测。

## 2 主要观测结果

乌鲁木齐河流域中山带地形狭窄, 冬季日照时间短(5—8 h), 夜间浅薄积雪表面的温度很低( $-15$ — $-25^\circ\text{C}$ ), 水汽凝结。实际观测表明, 1990年1月30日天山冰川站基本营地积雪场在下午 17 时(北京时)至次日中午 12 时左右均发生凝结, 凝结量约为  $0.07 \text{ mm}$ , 凝结速率介于  $0.005$ — $0.010 \text{ mm/h}$  之间。积雪的蒸发主要发生在 13 时至 17 时, 平均蒸发率约为  $0.012 \text{ mm/h}$ , 略大于凝结率。然而, 由于隆冬季节日照时间短促, 一日当中积雪的蒸发时间短, 而凝结时间长(表 1)。因此, 乌鲁木齐河源中山带 1 月份积雪的日蒸发量通常较小, 8 天实际观测的平均蒸发量为  $0.03 \text{ mm}$ , 最大值为  $0.19 \text{ mm}$ , 有时为负值(凝结)。2 月份随着日照时间的延长和气温的升高, 积雪的日平均蒸发量增大至  $0.16 \text{ mm}$ , 凝结量明显减小。3 月流域中山带积雪的温度逐渐升高, 积雪层由干变湿, 于 3 月下旬微弱融化, 积雪的日蒸发量始终为正, 并进一步增大(表 2)。

乌鲁木齐河源高山区地势开阔, 冬季日照时间 7—10 h, 降雪稀少, 10—3 月合计降水量约为  $70 \text{ mm}$ , 风力比中山带大, 气候比较干燥。根据实际观测, 2 月河源高山区积雪的日蒸发量约为  $0.06$ — $0.44 \text{ mm}$ , 13 天的平均日蒸发量为  $0.21 \text{ mm}$ , 比中山带的相应值大 30%; 3 月积雪的日蒸发量增大为  $0.21$ — $1.42 \text{ mm}$ , 平均值为  $0.54 \text{ mm}$ , 比 2 月份的平均值大 1 倍(表 3)。另外, 河源地区冬季积雪表面未曾观测到日蒸发量为负的情形。

相对而言, 乌鲁木齐河流域中山带季节积雪的空间分布比河源高山区均匀, 积雪表面蒸发量的空间差异也比河源地区小。1990年2月25、26日和3月6日天山冰川站平坦观测场与 200 m 之外山坡冰锥观测点的积雪蒸发量相当接近(图 1a), 表明积雪下垫面对积雪表面的蒸发(凝结)过程的影响不大。然而, 1990年3月9日和10日河源大西沟气象站( $43^\circ 06' \text{ N}$ ,  $86^\circ 50' \text{ E}$ ,  $3540 \text{ m}$ )附近的积雪蒸发量比 1.5 km 之外空冰斗水文点( $3805 \text{ m}$ )附近的积雪蒸发值高出 30%,  $\varphi_{20}$  小型蒸发器的观测亦显示同样的变化趋势(图 1b)。这一事实表明, 乌鲁木齐河源高山区冬季公里尺度气候条件的差异比较显著。

表 1 天山冰川站基地积雪表面蒸发量(1991. 1. 30—2. 2)

Table 1 Snow surface sublimation at the base camp of Glaciological Station during Jan. 30 to Feb. 2, 1991

时 段	蒸发量 (mm)
1月30日 19:10—2月1日 10:10	-0.07
2月1日 10:10—13:10	-0.01
2月1日 13:10—15:10	0.03
2月1日 15:10—17:10	0.02
2月1日 17:10—19:10	-0.02
2月1日 19:10—21:10	-0.01
2月1日 21:10—2月2日 0:10	-0.02
2月2日 0:10—10:10	-0.04
2月2日 10:10—19:10	0.03

表 2 天山冰川站基地冬季积雪日蒸发量 (mm)

Table 2 Daily sublimation (mm) from snow surface at the base camp of the Glaciological Station in the winter months

项 目	1 月	2 月	3 月
最大日蒸发量	0.19	0.41	1.07
最小日蒸发量	-0.09	-0.03	0.42
极 差	0.28	0.44	0.65
平均日蒸发量	0.03	0.16	0.75
观测日数	8	15	2

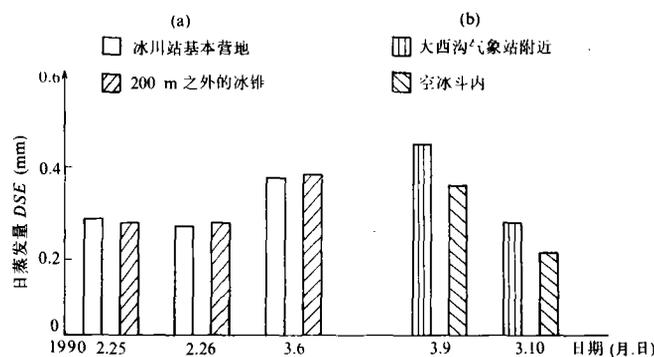


图 1 乌鲁木齐河山区不同地点积雪日蒸发量(DSE, mm) (1990)

Fig. 1 Daily snow surface evaporation (mm) at different locations in the mountain area of Urumqi River Basin

表 3 冬季大西沟气象站积雪日蒸发量 (mm)

Table 3 Daily sublimation (mm) from snow surface at Daxigou Meteorological Station in the winter months

项 目	2 月	3 月	4 月	5 月
最大日蒸发量	0.44	1.42		0.47
最小日蒸发量	0.06	0.21		0.37
极 差	0.38	1.21	0.80	0.10
平均日蒸发量	0.21	0.54	0.80	0.42
观 测 日 数	13	9	1	2

### 3 冬季积雪月蒸发量的估算

分析表明, 与芬兰南部露点温度是影响积雪蒸发的重要因素(Kuusisto, 1986)不同, 乌鲁木齐河源积雪的日蒸发量( $DSE$ )与日最高气温( $T_m$ )和日平均气温( $T_a$ )的关系最密切(相关系数分别为 0.61 和 0.60), 其次为水面蒸发量( $PE$ )0.46, 再次为水汽压( $V_p$ )0.38 以及露点温度( $T_d$ )0.35, 而日平均风速( $W_s$ )对积雪蒸发的影响不大为 0.27。由此可知, 大陆性气候山区冬季的热量条件是制约积雪表面蒸发过程的第一位因素, 其次为湿度条件。

上述气象要素与积雪日蒸发量的逐步回归得到统计关系式:

$$DSE = 0.517 + 0.03T_m \quad (1)$$

$$(-12.9 < T_m < 10.5^\circ\text{C}, r = 0.61, \alpha = 90\%, N = 26)$$

式中:  $T_m$  为日最高气温;  $r$  为相关系数;  $N$  为样本数。由于降雪天气停止积雪蒸发观测, 方程(1)不适合积雪日蒸发量接近零的条件。因此, 不论降雪发生的时间和持续的长短以及降雪量的大小, 假定降雪日积雪的日蒸发量为零, 依据式(1)逐日计算非降雪日的蒸发量, 求和得到积雪月蒸发量的最小值( $MSE_{mi}$ )。另一方面, 假定降雪日积雪的蒸发仍然遵循式(1), 则可确定积雪月蒸发量的最大值( $MSE_{ma}$ )。最大值和最小值的平均, 可近似地视为积雪月蒸发量( $MSE$ )。表 4 给出河源地区 1 月和 2 月积雪的蒸发量, 其它月份积雪蒸发量未估算的原因是  $T_m$  不符合式(1)的限制条件。

冬季高寒山区的水量平衡可概括为下式:

$$SWE = P_t \pm WDS + M_g - I_g - SE \quad (2)$$

其中,  $SWE$  为积雪水当量;  $P_t$  为修正观测误差后的降雪量(Yang Daqing *et al.*, 1989);  $WDS$  为风吹雪量, 吹入流域为正, 吹出流域为负;  $M_g$  是地下向上覆积雪层的物质转移量;  $I_g$  为积雪微弱融化向地下的渗透量;  $SE$  为积雪表面的蒸发量。乌鲁木齐河源冬季地面冻结,  $M_g$  和  $I_g$  均很小, 定期的地面测雪表明, 风吹雪的量也不大。因此, 降雪量和积雪表面的蒸发量之间的数量关系成为决定地面积雪水当量(积累量)的关键。表 4 表明, 积雪的月蒸发量占月降水量的 55—100%。所以, 河源冬季积雪的积累过程通常

表 4 乌鲁木齐河源冬季积雪蒸发量的估算

Table 4 Estimation of monthly snow surface sublimation (mm) in the source area of Urumqi River Basin during winter

项 目	1990 年 2 月	1991 年 2 月	1990 年 3 月	1991 年 3 月
无降水日数(d)	20	15	12	19
观测降水量 (mm)	4.3	4.8	10.8	11.3
实际降水量 (mm)	5.4	6.0	13.6	14.2
月平均气温 (°C)	-18.4	-20.0	-14.6	-14.5
水面蒸发量 (mm)	36.1	28.8	58.3	67.7
月最大积雪蒸发量 (mm)	6.3	5.1	10.8	11.2
月最小积雪蒸发量 (mm)	4.7	4.0	4.2	7.8
月平均积雪蒸发量 (mm)	5.5	4.6	7.5	9.5
月积雪蒸发量 / 实际降水量 (%)	102	77	55	92
月积雪蒸发量 / 月水面蒸发量	0.15	0.16	0.13	0.14

相当缓慢, 在无降雪时期内, 时有积雪深度减薄的现象发生。另外, 积雪月蒸发量与水面蒸发量的比值相当稳定, 通常为 0.13—0.15。据此可以推算历年冬季积雪的蒸发量。

#### 4 结论与讨论

(1) 乌鲁木齐河流域中山带隆冬季积雪表面白天的蒸发速率约为 0.012 mm/h, 夜晚的凝结速率为 0.005—0.010 mm/h。1 月份的日平均蒸发量约为 0.03 mm, 2 月增大至 0.16 mm。乌鲁木齐河源高山区冬季气候干燥, 2 月和 3 月积雪的日平均蒸发量分别为 0.21 mm 和 0.54 mm, 比中山带约大 30%, 其中 3 月的日蒸发量与夏季 7 月和 8 月 1 号冰川表面积雪的日蒸发量(谢维荣 *et al.*, 1965; 张寅生 *et al.*, 1990)接近。相对而言, 乌鲁木齐河流域中山带积雪蒸发量的空间差异不如高山区明显。

(2) 乌鲁木齐河源高山区冬季积雪的蒸发主要取决于热量条件, 积雪日蒸发量随日最高气温的升高而增大, 2 月和 3 月的蒸发量分别约为 4.6—5.5 mm 和 7.5—9.5 mm, 相当于月降水量的 55—100%, 在水量平衡计算和融雪径流模拟中绝对不能忽略。

采用称重方法测定积雪蒸发量的精度主要取决于称量的准确性和蒸发器中雪样对周围积雪的代表性。观测实践发现:

(1) 冬季当积雪的蒸发量达到一定量级时, 蒸发器中雪样比较明显地沉陷, 体积收缩。因此, 雪样与蒸发器壁之间出现缝隙, 蒸发器中的雪面略低于器口平面与周围积雪。有风时在蒸发器内产生涡动。另外, 雪样收缩时表面颜色变深, 反射率下降, 受热状况与周围积雪表面不同。以上两个原因有可能导致蒸发观测值偏大约 10%。由于蒸发器不透水以及器壁的反射辐射, 在融雪前期和融雪期之内, 蒸发器内雪样的含水率通常较周围积雪表层的含水率高。因此, 这一时期蒸发器中雪样的蒸发对周围积雪的代表

性较差。因此, 我们增加换雪样的次数, 如 1 个白天之内换 3—4 次, 从而一定程度地解决了上述问题。

(2) 积雪内部的传热过程导致水汽在夜晚凝结于蒸发器的外壁, 其面积为蒸发器中雪样上表面积 的 2—3 倍, 这种极薄的凝结霜不易擦去。因此, 相对而言, 积雪表面凝结量的观测精度次于蒸发量。

(3) 乌鲁木齐河流域山区冬季积雪浅薄, 积雪表面通常为 1—3 cm 的风板, 吹雪现象不甚严重, 新雪之后例外。如前所述, 我们在降雪和风吹雪天气时, 停止积雪蒸发观测, 为了弥补上述不足, 取得大风或微到少量降雪天气条件下积雪蒸发的资料, 可以在积雪蒸发观测点附近放置空蒸发器(Swarson, 1988)对比观测, 确定吹入雪量和微量降雪量, 从而计算积雪蒸发量。然而, 风吹雪严重或中量降雪时, 上述方法不合适, 观测资料应当剔除。

致谢: 衷心感谢天山冰川站在野外工作期间提供的科研和生活条件。

### 参 考 文 献

- 张寅生、康尔泗、杨大庆, 1990. 天山乌鲁木齐河源区蒸发研究. 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, 87—94
- 张家诚、林之光, 1985. 中国气候. 上海: 上海科学技术出版社, 173—186
- 谢维荣、曹梅盛, 1965. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川雪面蒸发测量的初步结果. 天山乌鲁木齐河冰川与水文研究, 北京: 科学出版社, 70—73
- Calancar P and Heuberger R, 1991. Energy balance. In: Glacial Climate Research in the Tianshan, Research Report Project Glacier No. 1, 1985—1987 (A, Ohmura and H, Lang, Ed.), ETH Geography Report 38, Zurich
- Kuusisto E, 1986. The mass balance of snow cover in the accumulation and ablation periods. In: Proc. of Cold Regions Hydrology Symposium, 397—403
- Ohan H, 1991. The influence of humidity on the ablation of continental glaciers. In: Proc. of Symposium on Mountain Glaciology Relating to Human Activity, Lanzhou, Aug. 26—30, 1991
- Swanson R, 1988. The effect of the in situ evaporation on perceived snow distribution in partially clear-cut forests. In: Proc. of 56th Western Snow Conference, April 19—21, 1988, 87—92
- Yang Daqing *et al.*, 1989. Research on analysis and correction of systematic errors in precipitation measurement in Urumqi river basin, Tianshan. In: Proc. of International Workshop on Precipitation Measurement, St. Moritz, Switzerland, 1/3—180
- Yang Daqing *et al.*, 1991. Physical properties of seasonal snow cover and estimation of snowmelt runoff in a small watershed in high alpine Tianshan. Snow, Hydrology and Forest in High Alpine Area. IAHS publ. No. 205, 169—177

## Results of Snow Surface Sublimation Measurements in the Mountain Area of Urumqi River Basin

Yang Daqing and Zhang Yinsheng

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Academia Sinica)

### Abstract

According to the evaporation pan measurements, the daytime snow surface sublimation rate and night-time condensation rate are 0.012 mm/h and 0.005—0.010 mm/h, respectively, in the mid-alpine area of the river basin during middle winter months. The daily sublimation from the snow pack reaches to 0.03 mm in January and 0.16 mm in February in the mid-alpine area. Since the climate in the high alpine area is drier in the winter, the average daily sublimation increases to 0.21 mm in February and 0.54 mm in March, which is close to the daily sublimation from snow surface of the Glacier No. 1 in the summer of July and August. Snow surface sublimation in the high alpine area mainly depends on the thermal condition, that is, it changes proportionally along with the daily maximum air temperature. The monthly sublimation ranges from 4.6—5.5 mm in February and 7.9—9.5 mm in March, respectively, in the river source area, accounting for 55—100 percent of the monthly precipitation.

**Key words:** evaporation pan, snow surface, sublimation