

doi: 10.7522/j.issn.1000-0240.2014.0151

Zhang Wei, Shen Yongping, He Jianqiao, et al. Assessment of the effects of forest on snow ablation in the headwaters of the Irtysh River, Xinjiang [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2014, 36(5): 1260–1270. [张伟, 沈永平, 贺建桥, 等. 额尔齐斯河源区森林对春季融雪过程的影响评估 [J]. 冰川冻土, 2014, 36(5): 1260–1270.]

额尔齐斯河源区森林对春季融雪过程的影响评估

张伟^{1,2}, 沈永平^{1*}, 贺建桥¹, 贺斌³, 吴雪娇^{1,2}, 陈安安^{1,2}, 李红德⁴

(1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所 冰冻圈科学国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000; 2. 中国科学院大学, 北京 100049;
3. 新疆阿勒泰水文水资源勘测局, 新疆 阿勒泰 836500; 4. 新疆阿克苏水文水资源勘测局, 新疆 阿克苏 843000)

摘要: 春季积雪融水是额尔齐斯河源区最重要的水资源。为探索森林对春季融雪过程的影响, 于2014年融雪期在额尔齐斯河源区的卡依尔特斯河流域, 选择草地、林中空地和林下三种不同地貌条件, 分别观测积雪消融过程。结果显示: 积雪消融过程中, 积雪深度和雪水当量的变化并不是同步的; 积雪深度的减小是持续发生的, 是新雪密实化作用的结果; 而雪水当量仅在日均空气温度高于0℃时才出现快速的下降。森林具有显著调节空气温度的功能, 三种类型观测点1.5 m处的日平均空气温度表现为草地>林下>林中空地, 其中, 消融期内草地的平均空气温度(-2.5℃)远高于林下(-5.4℃)和林中空地(-6.1℃); 森林的存在显著减小了空气温度的日较差。草地、林中空地和林下积雪消融持续期分别为20 d、43 d和35 d, 消融期平均积雪消融速率分别为 $2.1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 、 $1.5 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 和 $1.2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, 即: 草地>林中空地>林下。另外, 单棵树对积雪的消融速率有极其重要的影响: 树冠外一定距离内积雪的消融速率约为树冠下积雪消融速率的2倍以上; 但由于树冠超过70%的降雪截留效应, 树冠正下方的积雪消融结束时间仍提前树冠外侧约10 d。积雪的消融由空气温度和辐射强度共同决定: 当日平均空气温度<0℃时, 辐射强度对积雪消融影响较大, 消融过程可由空气温度和辐射强度共同描述; 当温度>0℃时, 单独的空气温度可直接反映消融速率的变化。研究还发现, 该流域内积雪的消融主要发生在每天的14:00–19:00, 该时段内积雪消融量约占全天消融总量的50%以上, 这对流域内积雪洪水预报和水资源利用及管理具有重要的指导意义。

关键词: 阿尔泰山; 卡依尔特斯河流域; 季节性积雪; 森林; 积雪消融; 度日因子算法

中图分类号: P343.6 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0240(2014)05-1260-11

0 引言

森林和积雪是北半球重要的地表覆被类型, 在冬半年, 森林和积雪在中高纬度的分布区高度重叠^[1-2]。尽管从20世纪80年代中期开始, 北半球冬季末至初夏期间的积雪分布面积呈现出萎缩的趋势^[3], 但是, 在广大的北部山区, 冷季贮存的积雪仍为春季的河流提供了大量的淡水资源^[4-6], 这在一定程度上有效地保证了区域水资源供应和水环境安全。然而, 我们对积雪物理过程的理解并不充分, 特别是地表植被状况对积雪积累和消融过程的

影响方面, 例如, 我们能够很好地定性理解森林的存在可通过截留和影响近地层的辐射传输而分别影响积雪的积累和消融过程^[7-10], 但由于相关规律的归纳和总结还远远不够, 致使我们难以在水文模型中对不同的地表类型进行准确的表达^[11-13], 从而影响我们对森林区融雪水资源和水文过程的准确评估。

森林对积雪消融过程的影响是一个复杂的过程^[14]。森林因其自身条件, 包括森林覆盖率^[15]、树种组成/植被类型^[8,16]、郁闭度^[17]、林相和林分等的差异, 可导致其对积雪消融过程的影响不同,

收稿日期: 2014-05-19; 修订日期: 2014-07-10

基金项目: 全球变化研究国家重大科学研究计划项目(2010CB951404); 国家自然科学基金项目(41190084; 41271083; 41201062); 冰冻圈科学国家重点实验室开放基金项目(SKLCS 2012-06)资助

作者简介: 张伟(1983-), 男, 河南南阳人, 2013年在兰州大学获硕士学位, 现为中国科学院寒区旱区环境与工程研究所在读博士研究生, 主要从事积雪水文过程研究。E-mail: zhangw06@lzb.ac.cn

* 通讯作者: 沈永平, E-mail: shenyp@lzb.ac.cn

进而影响森林区的融雪径流过程^[17]。森林的出现主要通过影响积雪表面的能量平衡而引起积雪消融过程的差异: 森林的出现致使短波辐射减小, 长波辐射增加^[18]; 同时, 树冠等通过影响风速和风向进而改变林下雪层表面的感热和潜热^[14]。到达积雪表面的净辐射是积雪消融的主要能量来源, 总体上, 森林的出现可有效降低到达积雪层的净辐射, 从而不利于积雪的消融过程; 在某些地区, 林下积雪的消融速率仅为空旷地带的 30%^[19-20]。在加拿大科特尼山, 通过分析 60 个分布在不同海拔、不同坡向和森林特征的积雪样地观测数据, 发现海拔、坡向和森林可以解释 80% ~ 90% 的积雪变化差异^[4]。除此之外, 气象条件(风向、风速)、地形等因子也引起林区积雪消融过程的改变^[14,21]。然而, 在某一特定流域和气候背景下, 不同因子对积雪消融的贡献率存在较大差异, 正确认识并理解主要因子对积雪消融的影响至关重要。

额尔齐斯河为新疆第二大河, 也是我国唯一流入北冰洋的国际河流, 发源于阿尔泰山中段南坡。额尔齐斯河河源区森林分布广, 且主要分布在半阴坡和阴坡, 森林以未开发的原始森林为主, 森林郁闭度较高, 优势树种为西伯利亚冷杉。同时, 阿尔泰山地区是我国的积雪高中心区^[22-23], 春季(特别是 4 月和 5 月) 洪水过程主要由融雪径流构成。为此, 基于库威积雪观测站现有观测基础, 于 2014 年融雪期, 在额尔齐斯河河源区一级支流——卡依尔特斯河流域, 分别选定草地、西伯利亚冷杉林中空

地和林下 3 种野外实验条件, 同时, 考虑观测点与树干/树冠的距离, 分别观测积雪的消融过程, 以期更加细致地理解森林的存在对春季积雪消融过程的影响, 为山区森林覆盖下的积雪-水文过程模拟和山区积雪洪水预报提供基础的理论支持。

1 研究区概况

实验选择在积雪和森林广泛分布的额尔齐斯河河源区的卡依尔特斯河流域进行。依托阿勒泰水文水资源勘测局库威国家基本水文站(47°21′9.1″ N, 89°39′43.22″ E; 海拔 1 379 m), 中国科学院寒区旱区与工程研究所于 2011 年 8 月在该流域建立了积雪-冻土-水文综合观测场, 重点观测气象(风速和风向、温度、相对湿度、水汽压、降水和太阳辐射)、积雪(积雪深度、雪密度、分层积雪温度和雪水当量)、季节冻土(土壤温度、土壤水分和热通量) 和水文要素(径流过程)。自动气象站现有观测项目的主要信息如表 1 所示。完善的野外观测体系, 为本实验的顺利进行提供了充足的条件。

卡依尔特斯河流域位于额尔齐斯河正源的西侧, 属额尔齐斯河一级支流。流域位于阿尔泰山中段南坡, 北高南低, 流域最低海拔 1 341 m, 最高海拔 3 844 m, 总面积约 2 365 km²。流域位于边境地区, 人员稀少, 仅在夏季有少量人类放牧活动。流域内以砂质土壤分布为主, 土壤层较浅; 地表植被状况较为丰富, 阳坡及半阳坡主要分布草地和灌丛, 半阴坡和阴坡以森林为主, 综合森林覆盖率较

表 1 库威积雪观测站主要观测仪器型号及特点

Table 1 Information of the main instruments and their properties used at the Kuwei Station

观测项目	传感器类型	分辨率	使用/测量范围	观测精度
空气温度	1000 Ω PRT, IEC 751 1/3 Class B	0.1 ℃	-40 ~ 60 ℃	±0.4 ℃
相对湿度	HUMICAP® 180	1%	0 ~ 100%	2%
风速	05103 Young Wind Monitors	0.1 m · s ⁻¹	0 ~ 100 m · s ⁻¹	±0.3 m · s ⁻¹ 或读数的 1%
风向	05103 Young Wind Monitors	1°	0 ~ 360°	±5°
降水	T200B(TRwS 500/ TRwS503)	0.1 mm	0 ~ 60 mm · min ⁻¹	0.1% FS
四分量辐射	CNR4	-	-40 ~ 80 ℃, 0 ~ 100% RH	1%
雪深	SR50A 雪深传感器	0.25 mm	0.5 ~ 10 m	±1.0cm 或 ±0.4%
地/雪表温度	SI-111 红外表面温度探头	0.1 ℃	-40 ~ 70 ℃	±0.5 ℃
积雪温度	BetaTherm 10K3A1 Thermistor	0.1 ℃	-50 ~ 70 ℃	±0.5 ℃
雪密度/雪水当量	Snow Pillow	-	-	-
土壤温度	Hydra 土壤温湿盐探头	0.1 ℃	-30 ~ 65 ℃	±0.1 ℃
土壤水分	CS616/CS625	0.1%	0% ~ 100%	±0.1%
土壤热通量	Thermopile	50 μV · W · m ⁻²	±2 000 W · m ⁻²	±5%

高,优势树种主要包括西伯利亚云杉、西伯利亚落叶松,也有部分白杨在低海拔区分布.流域内冬季酷寒,最低气温可达 -50°C ;每年11月至次年4月为流域的雪季,全流域均被积雪覆盖,最大积雪深度可达1 m以上,高海拔区的积雪可持续到6月份.卡依尔特斯河的洪水过程一般发生在5-7月^[24],最大洪峰径流超过 $300\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$,其中,6月份的月均径流最大,接近 $100\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$,积雪融水和降水协同作用形成了流域的洪水过程;而10月至次年4月为河流枯水期,水量较小.近年来,伴随气候变暖,积雪消融提前,致使洪水过程有提前的趋势,特别是5月份的径流量增加较为明显^[23].

2 野外实验设计

积雪消融野外观测实验开始于2014年3月7日,结束于4月30日.实验选择空旷草地、西伯利亚冷杉林中空地(下伏草甸,形状近似圆形,直径约30 m,周围树高约30 m)和西伯利亚冷杉林下草甸(综合郁闭度约为0.8,树高约30 m)三种地貌类型分别观测积雪的消融过程;同时,在观测林下积雪的消融过程中,考虑单棵树对融雪过程的影响(图1).在观测场地选择过程中,除森林遮蔽以外,其他地表类型尽量选择一致(表2),均为地势较为

平坦的草地,其中林中空地和林下观测点位于同一半阴坡.三种地貌类型的积雪消融过程均由花杆定期测量完成,为避免人为因素及其他外界因素的影响,每种地貌类型布设的花杆数量均超过20根,在林中空地和林下的花杆还考虑花杆的密度和距离树干的距离.在林下积雪观测场,根据距离树干的远近在同一棵树的东侧分别布设18#~22#共5根花杆,来观测单棵树对积雪消融过程的影响.其中,每根花杆距离树干的距离分别为80 cm、193 cm、296 cm、351 cm和621 cm,20#花杆位于树冠的边缘(图1).花杆布设尽量做到涵盖不同的地表特征.空旷草地位于库威站附近(与气象站相距不足50 m),考虑到新疆时差的问题,观测时间定为北京时间的每天9:00、14:00和19:00,林中空地和林下样地与库威站相距3 km左右,积雪消融观测在每天的北京时10:30-11:00完成,每个样地所有花杆的测量工作在10 min内完成.在花杆测量的同时,利用TP3001便携式温度计观测积雪表面的温度.三种样地的空气温度均由HOBO自动完成,数据记录器时间间隔为10 min,观测高度为1.5 m,气温观测时间与花杆测量时间同步,均从花杆测量开始至积雪消融完成时结束.实验中用到的HOBO均在实验前进行了统一的标定,所有积雪

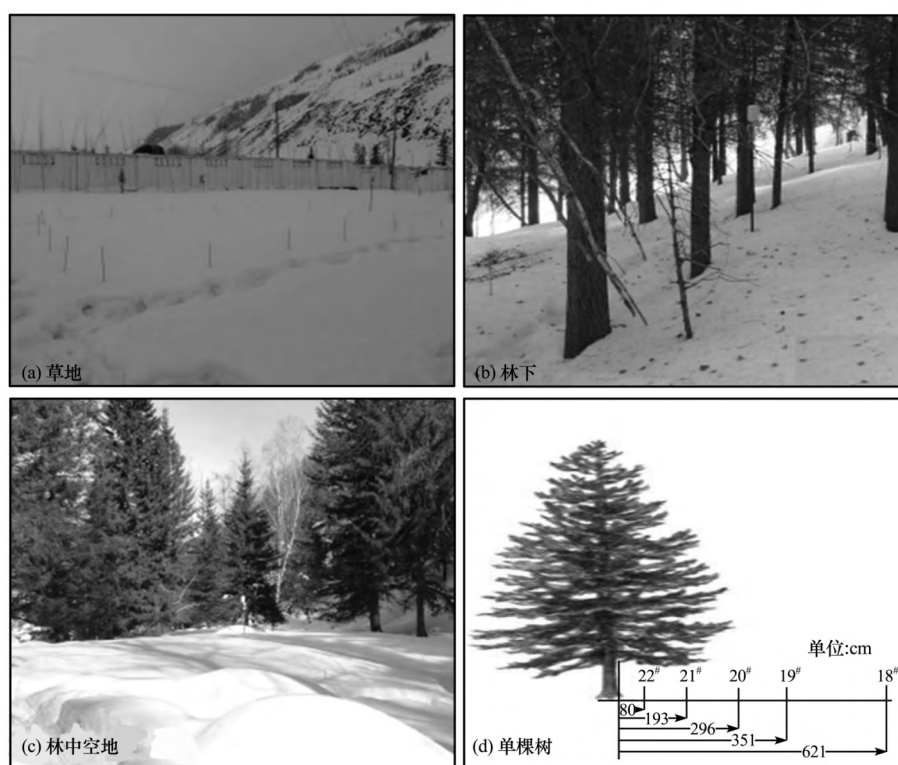


图1 观测点地貌类型及花杆布设状况

Fig.1 Geomorphological types of the three observation sites and snow stake distribution

表 2 2014 年野外实验观测点布设基本信息

Table 2 Basic information of the three observation sites in 2014

样点类型	纬度/N	经度/E	海拔/m	花杆数量	观测起止日期	观测时间(每天)
草地	47°21'9.1"	89°39'43.22"	1 379	20	3 月 7 - 25 日	9:00、14:00、19:00
林中空地	47°21'33.46"	89°39'43.92"	1 410	22	3 月 8 日 - 4 月 20 日	10:30
林下	47°21'24.19"	89°38'30.23"	1 432	23	3 月 9 日 - 4 月 13 日	10:45

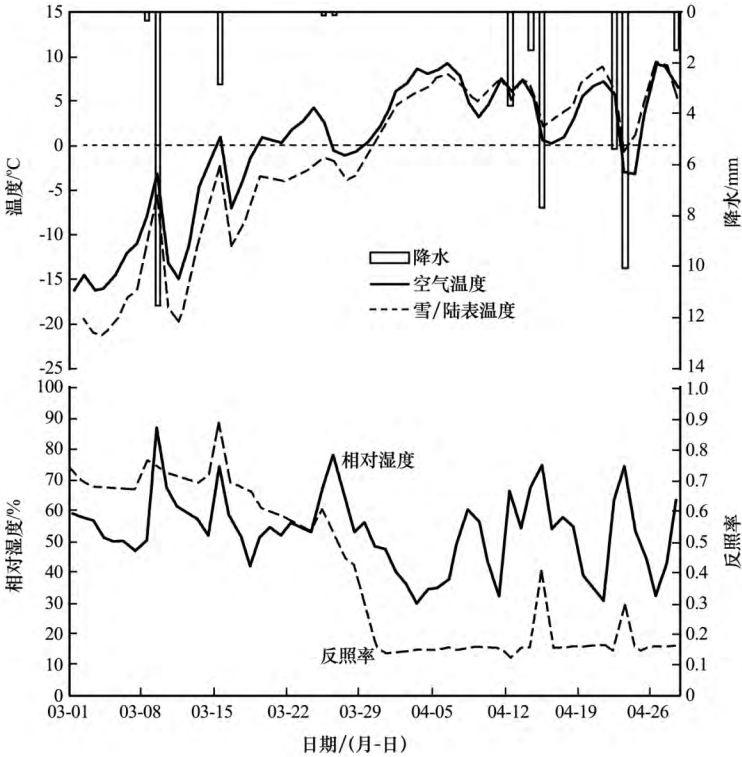


图 2 融雪期由自动气象站观测的气象条件

Fig. 2 Variations of precipitation, air and snow or land surface temperatures, relative humidity and albedo observed by automatic weather station during the snowmelt period

表面温度的测量均由同一 TP3001 便携式温度计完成,使用前经标准水银温度计标定. 另外,还利用 Snow Fork 对分层雪密度和液态水含量进行了测量^[24],以便获取雪层的密度和雪水当量演化过程. 三种地貌类型的积雪消融结束日期以可测量花杆数量不足全部花杆数量的 1/3 时计算. 文中采用北京时间计时.

3 主要结果及分析

3.1 融雪期气象条件

图 2 显示了整个积雪消融期由自动气象站观测的部分气象和积雪数据. 结果显示,消融期积雪表面的日平均温度总是低于空气温度,雪表温度和同期空气温度的温差可达 5℃ 以上,特别是在 3 月 24 日,雪表温度与空气温度温差达到 6.2℃,整个积雪消融期(3 月 10 - 25 日),平均温差为 4.8℃;而

在降雪期,空气温度与雪表温度的温差最小,3 月 9 日空气温度仅比雪表温度高出 2.5℃. 整个消融期,观测到的最大积雪反照率为 0.88(3 月 15 日新降雪),积雪的平均反照率为 0.66,远高于草地 0.16,且反照率随着积雪消融过程的进行逐渐减小.

3.2 雪枕上的积雪消融过程

2014 年研究区内由雪枕观测的积雪消融过程开始于 3 月 10 日,结束于 3 月 25 日,略早于其临近草地的积雪融化结束时间,整个积雪消融过程共持续 16 d. 积雪的消融过程包含积雪深度的下降和雪水当量的减少,图 3 给出了整个积雪消融期内日平均积雪深度和雪水当量的变化过程线. 结果显示:从 3 月 10 开始,积雪深度一直处于减小的状态,且从 19 日开始,减小速率加快;而雪水当量 3 月在 10 - 15 日则呈现出基本不变的状态,从 16 日

开始才开始出现缓慢的下降趋势,直到21日,雪水当量出现快速的下降趋势,下降速率约 $10.5 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。由气象观测可知,从3月19日开始,日均空气温度开始高于 0°C (图2)。由此可见,雪深的快速减小并不影响雪水当量变化,日均空气温度高于 0°C 是雪水当量快速减小的必要条件。

积雪消融过程中雪深和雪水当量的变化并不同步,雪深的变化受积雪自身因素和外界气象条件的共同作用,是一直持续发生的;而雪水当量快速变化的发生主要受制于外界气象条件的控制。雪深和雪水当量变化的差异主要体现在3月10–18日,期间雪水当量基本保持不变(由于降雪事件和风吹雪影响有略微的增加),而积雪深度则从44.8 cm减小为35.4 cm,减小深度约为9.4 cm。为了探究其原因,分析了3月9–15日新降雪雪深和新雪密度变化(图4),结果显示:日均积雪深度从3月9日的11.8 cm减小到3月15日的4.5 cm,减小幅度达7.3 cm,约占整个雪深减小值(9.4 cm)的77.7%;而雪密度则从不足 $100 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 增加到了

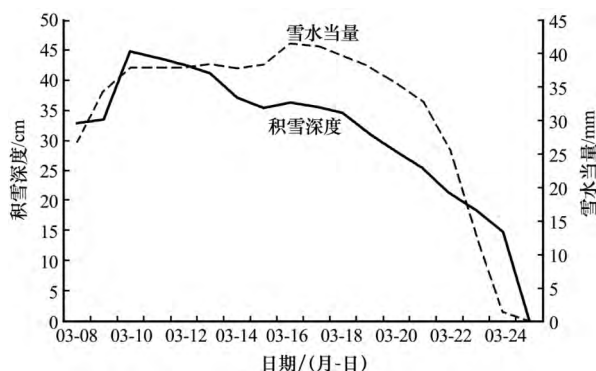


图3 2014年3月8日至3月25日雪枕上雪深及雪水当量变化

Fig. 3 Variations of snow depth and snow water equivalent on the snow pillow from 8 to 25 March

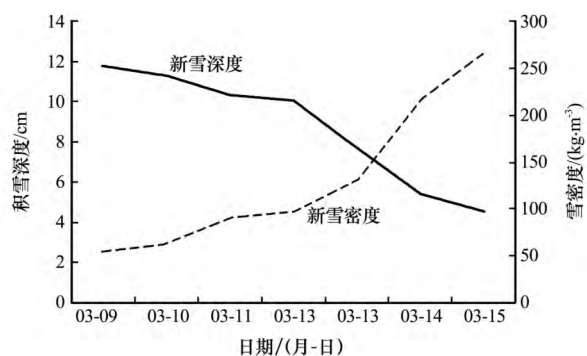


图4 3月9–15日新降雪雪深和雪密度变化

Fig. 4 Snow depth and density variations of the new snowfall on 9 to 15 March

超过 $250 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。由此可见,新雪的快速密实化作用是造成积雪融化期雪深和雪水当量变化不同步的最主要原因。另外,因雪枕的不通水性,导致积雪底部积累的积雪融水无法及时排出也可能是造成雪枕上雪水当量无变化的原因之一。

3.3 三种类型观测点空气温度差异

温度可在一定程度上反应的积雪消融过程^[2],实验中在3个观测点同步观测的积雪温度日变化过程如图5(a)所示。由于充足的光照,同步观测期内(3月10–24日)草地上平均空气温度最高,约为 -2.5°C ;然而,令人意外的是,林下平均空气温度为 -5.4°C ,略高于林中空地的 -6.1°C 。森林的存在,致使达到地表的太阳短波辐射大量减少(草地>林中空地>林下)^[10],造成森林地区近地层平均温度低于开阔草地;同时,因为森林的存在,树木上层的冠层反照率明显低于积雪表面的反照率,致使上层树冠接收更多的太阳辐射,从而可以向积雪表面释放更多的长波辐射,造成林下1.5 m处的空气温度略高于林中空地的温度。遗憾的是,我们缺少辐射数据的观测来佐证我们的假设。

温度日较差受地表类型和土地利用状况的影响

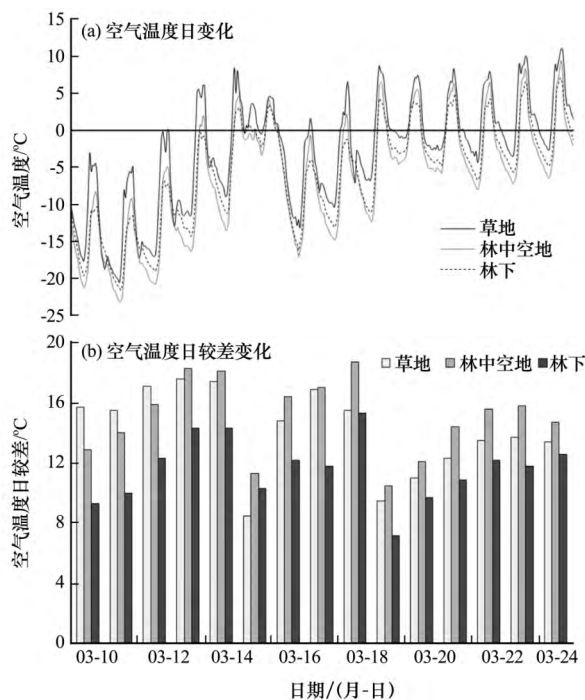


图5 3月10–24日同步观测期内3种地表类型观测点空气温度日变化(a)及温度日较差变化(b)

Fig. 5 Variations of air temperature (a) and air temperature diurnal range (b) from 10 to 24 March at the three observation sites

响^[28], 实验中观测到的空气温度日较差也从另一方面证明了森林对空气温度的调节作用: 森林的存在导致白天林下空气温度不至于过高, 而夜晚不至于过低(图 5a)。由观测结果我们很容易发现, 除 3 月 15 日有降雪事件发生外, 草地和林中空地的空气日较差总是大于林下(图 5b); 跟林下空气温度日较差相比, 晴天林中空地的温度日较差高出 3.6 °C。空气温度日较差的这些差异可能是由积雪融化过程的差异引起的, 同时也可能对融雪过程产生一定的影响。

3.4 森林引起积雪消融过程差异分析

在额尔齐斯河源区, 西伯利亚冷杉是最主要的树种, 且森林主要分布在半阴坡和阴坡, 考虑到野外实验的可操作性, 选择距离积雪观测场距离较近的狼沟子流域半阴坡开展同期积雪消融过程的观测。由于流域内冬季和春季盛行西风, 半阴坡有利于积雪的积累, 这在我们观测过程中也得到了验证(图 6)。3 月 9 日最后一次强降雪结束后, 林中空地的累计积雪深度最大, 约 60 cm, 草地和林下的积雪深度约 42 cm, 比林中空地的积雪深度少将近 18 cm。在不考虑前期积雪密实化作用和积雪升华作用造成的林下和林中空地积雪变化差异, 我们可以大致计算出前期两次主要降雪过程(1 月 30 - 31 日和 3 月 8 - 9 日, 降水量分别到 24 mm 和 11.8 mm)的综合森林截留量约为 18 cm, 截留率约为 30%。

3 种类型观测点积雪消融过程存在较大差异。草地、林下和林中空地的积雪消融结束时间分别发生于 3 月 29 日、4 月 13 日和 4 月 21 日, 若消融期从 3 月 10 开始算起, 消融期分别持续了 20 d、35 d 和 43 d(图 6)。同时, 考虑消融期初始雪水当量和积雪期持续期, 我们可以简单地推算出草地、林中空地和林下 3 种条件下积雪的平均消融速率分别为 $2.1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 、 $1.5 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 和 $1.2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, 即积雪消融速率 $V_{\text{草地}} > V_{\text{林中空地}} > V_{\text{林下}}$; 其中, 3 种地表类型日最大积雪消融速率分别为 $5.4 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 、 $6.3 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 、 $6.2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ (图 7)。尽管林下较高的空气温度, 森林的林冠截留效应造成的林下积雪量远小于林中空地, 是造成林下积雪较林中空地积雪消融提前结束的主要原因。

为了探索积雪消融速率与空气温度和辐射间的关系, 我们分别简要地计算了草地、林中空地和林下 3 个观测点的积雪日消融速率和对应时段的空气温度, 结果如图 7 所示。比较 3 种观测结果, 可以

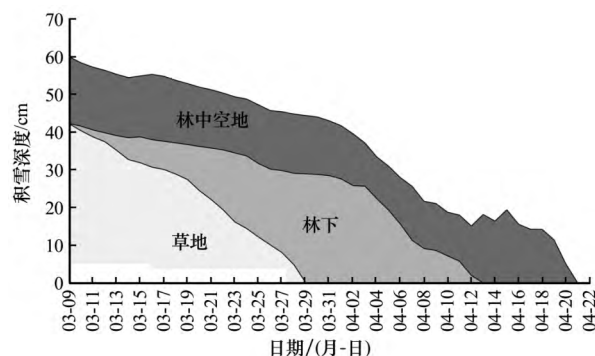
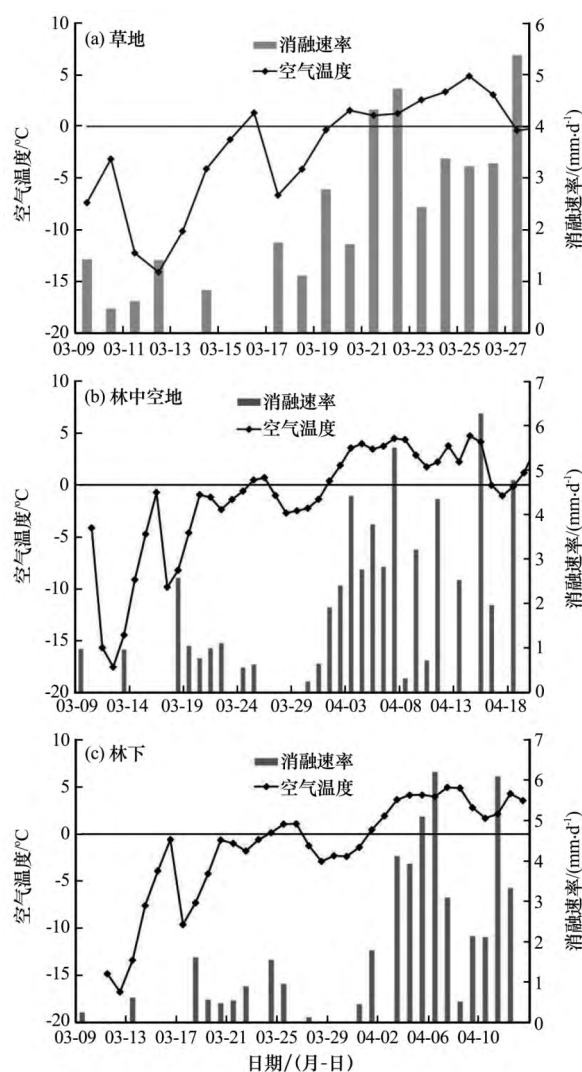


图 6 积雪消融期 3 种类型观测点雪深的日变化过程

Fig. 6 Variations of daily average snow depths at the three observation sites during the snow melt period



注: 空值为降雪/消融速率小于 $0 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$

图 7 3 种类型观测点日积雪消融速率与空气温度的关系

Fig. 7 Variations of daily snow melting rate and air temperature at the three observation sites

发现: 当日均空气温度低于 0 °C 时(3 月 9 - 18 日), 积雪的消融速率为草地 > 林中空地 > 林下;

然而,当日平均气温持续高于 0°C 时(4月5–13日),此时林下空气的平均值(3.6°C)略高于林中空地(3.1°C),造成该时段内林下积雪的日平均消融速率($3.6\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$)也略高于林中空地($2.9\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$)。

已有的研究表明,从统计学的角度出发,积雪的消融速率的大小可由空气温度和净辐射来共同表达^[27]。然而,积雪消融速率是如何响应温度和辐射变化的我们并不是很清楚。从上述的结果中可以发现:当空气温度较低时($<0^{\circ}\text{C}$),积雪的消融速率存在较大差异;在3类观测点中,空气温度差异不明显但辐射差异较明显^[14]的情况下,可以推断此时的积雪消融速率对辐射的变化较为敏感。而当空气温度持续高于 0°C ,尽管林下和林中空地巨大的辐射差异仍然存在(林中空地远高于林下^[14]),但此时林下积雪的平均消融速率却略高于林中空地,空气温度的微小变化可以抵消巨大的辐射差异给积雪消融带来的影响,此时的积雪消融速率可以直接用温度来表达。由于缺乏林中空地和林下的辐射观测数据,我们暂时只能定性地给出积雪消融速率与空气温度和太阳辐射间的关系。但是,我们的发现仍有利于进一步认识和改进冰雪消融模拟方法中的度日因子算法。

3.5 单棵冷杉对积雪消融过程的影响

根据距离树干的距离,分别布设的18[#]~22[#]花杆观测的消融期雪深变化如图8所示。此部分由于缺乏不同点积雪密度,我们仅用积雪深度作进一步讨论而不考虑雪密度差异对雪水当量的影响。根据树干距离的不同,引起积雪消融期初始积雪深度差异较大,18[#]~22[#]观测点的初始雪深分别为46.5 cm、54.0 cm、39.8 cm、15.9 cm和17.1 cm。按照累积降雪量60 cm计算,上述各点单棵树的累积截留分别达到22.5%、10.0%、33.7%、73.5%和71.5%。其中,21[#]和22[#]观测点位于冷杉树冠的正下方,其截留率均超过70%;而从树冠边缘的20[#]点开始,冷杉的截留率急剧降低;整个观测过程中,降雪截留率的最小值出现在距离树冠55 cm处的19[#]点;随着距离树冠距离的进一步增加,截留率有增加的趋势。造成单棵冷杉截留率此种变化规律,可能是由以下两方面的原因造成:一方面,降雪过程中,由于风速较小,冷杉的截留功能主要由树冠完成,因此造成树冠正下方观测点的积雪深度异常偏少;另一方面,流域内盛行的西风,树冠截留的积雪在风力作用下有利于在下风向距离树冠一

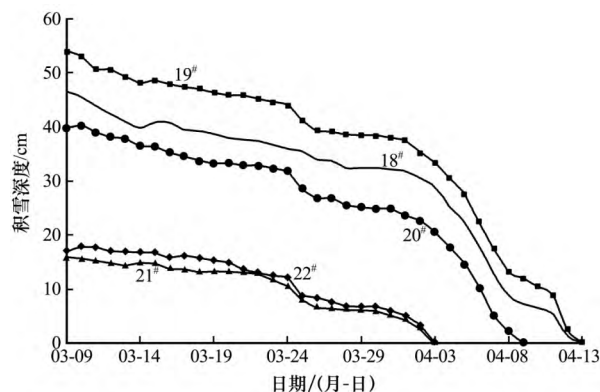


图8 林下观测场内距离同一树干不同距离处积雪消融过程
Fig. 8 Snow melting processes at five points with different distances to one tree

定范围内堆积。

单棵树周边不同观测点的积雪消融过程受树木的影响显著。总体上,随着距离树干的距离增加,积雪的消融结束时间有滞后的现象。树干周围的积雪首先融化完毕,树冠正下方的21[#]和22[#]融化结束时间一致,均发生在4月3日;树冠边缘处的观测点融化结束时间滞后6 d,结束于4月9日;树冠外侧的18[#]和19[#]点融化结束于4月13日,比树冠下方的积雪融化结束滞后10 d。消融期内,18[#]~22[#]观测点的平均积雪深度变化速率分别为 $1.3\text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$ 、 $1.5\text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$ 、 $1.2\text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$ 、 $0.6\text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$ 、 $0.7\text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$ 。为了更好地理解树冠对融雪过程的影响,将5个观测点划分为树冠下、树冠边缘和树冠外3种积雪条件,可得到3种条件下积雪的综合变化率分别为 $1.4\text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$ 、 $1.2\text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$ 和 $0.6\text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$ 。单棵树周围积雪消融速率变化幅度较大,树冠外积雪消融速率达树冠下的2倍以上,如何在积雪消融模型中考虑不同条件下积雪消融速率的差异,是提高积雪水文过程模拟精度的重要方面。然而,目前相关的研究还很不完善。同时,限于野外实验条件,本实验的野外工作也相对简单,暂时还未能给出积雪消融速率与树干距离间的函数关系,实验还有待于进一步完善。

3.6 日消融占比

汇流时间是水文模型考虑的重要参数之一,在某些模型中(例如CRHM),汇流时间直接作为单一的模型参数进行输入^[5]。在积雪分布区,积雪的消融过程主要受温度的影响而表现出与温度变化趋势一致的日变化过程,积雪消融形成的有效水资源是引起春汛的主要原因^[29-31]。因此,准确估计积雪在一天内的消融时间有利于我们预估融雪形成的

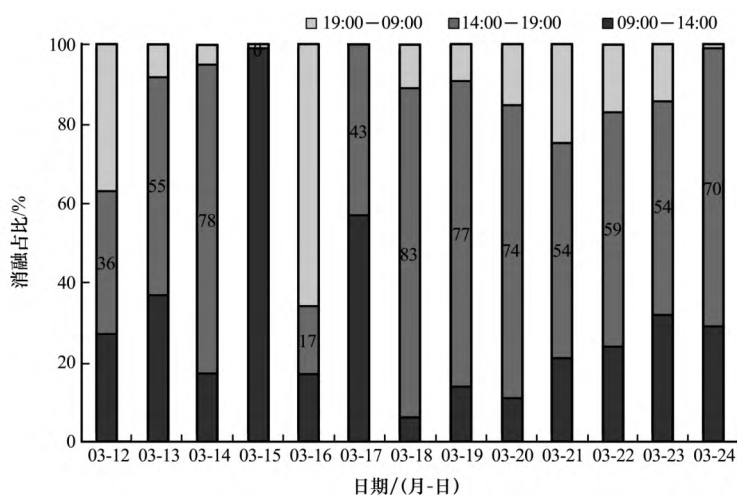


图9 草地上消融期积雪消融占比变化

Fig. 9 Diurnal percentage variations of snow ablation amount

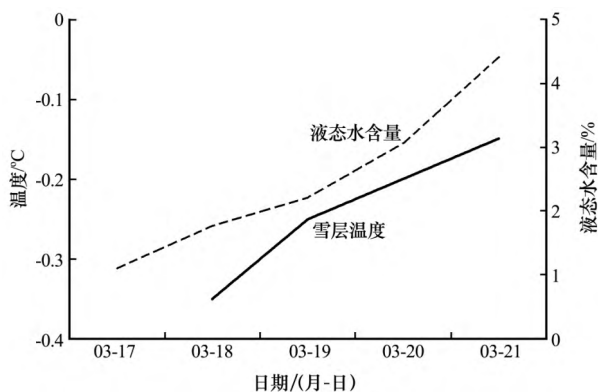


图10 19:00 积雪层平均温度和液态水含量变化

Fig. 10 Mean temperature and water content variations of snow cover at 19:00

洪峰的出现时间及洪水演化过程. 在草地上, 通过多次观测日内积雪消融过程分析不同时段积雪消融量. 分析过程中, 我们将从 19:00 至次日 19:00 记为一天, 并把每天分为 19:00 至次日 9:00、9:00 至 14:00 和 14:00 至 19:00 三个时间段, 分别计算每个时间段的积雪消融量占积雪日消融量的比例 (简称“日消融占比”).

一天中, 不同时段的积雪日消融占比存在较大差异 (图 9). 总体上, 除了降雪事件影响外, 积雪的消融集中发生在 14:00—19:00, 该时段内 5 h 的积雪消融量超过全天积雪消融量的 50%, 其中, 3 月 18 日该时段的积雪日消融占比高达 83%. 积雪的消融呈现出与空气温度日变化一致但略微滞后的趋势. 同时, 我们还发现从 18 日开始, 夜间 (19:00 至次日 9:00) 的积雪日消融占比逐渐增加. 积雪温度升高和液态水含量 (具体观测过程参考张伟等 [24])

同期的积雪特性观测) 的增加 (图 10) 致使夜间积雪中液态水的重冻结过程需要消耗更多的能量, 从而增加了积雪在夜间的消融过程, 可能是造成夜间积雪消融占比增加的主要原因. 另外, 库威水文站多年的观测经验显示, 4—5 月一天内河流的最大流量一般出现在午夜 0:00—4:00, 从而可以粗略地推算出上游的融雪径流达到水文观测断面的时间为 9 h 左右.

4 结论

地表植被状况, 特别是森林, 对积雪积累和消融过程的影响已经受到了普遍的关注. 2014 年积雪消融期在阿尔泰山额尔齐斯河源区——卡依尔特斯河流域进行的积雪消融观测实验, 可以得到以下主要结论:

(1) 雪深和雪水当量变化的差异性. 积雪消融期, 雪深是一个持续减小的过程, 而雪水当量当且仅当日平均空气温度高于 0 °C 时出现快速消融. 新雪的密实化作用是造成雪深和雪水当量变化不同步的原因.

(2) 积雪的日消融过程及融雪径流的响应. 新雪的消融集中发生在每天的 14:00—19:00, 5 h 的积雪消融量超过全天的 50% 以上; 随着积雪温度和液态水含量的增加, 积雪夜晚的日消融占比有所增加. 卡依尔特斯河流域积雪消融期内积雪融水综合汇水时间约为 9 h.

(3) 森林的存在影响近地层的温度场. 同期草地上的日平均空气温度约高于森林地区 3 °C, 且森林下的日均空气温度略高于其临近的林中空地. 森

林还具有显著调节日较差的作用,致使空气温度的日较差明显减小,其中林中空地比林下的温度日较差高出 3.6 °C。

(4) 森林及单棵树对融雪过程的影响。森林区积雪的消融持续期明显延长,但消融速率却显著下降,草地、林下和林中空地的积雪消融期分别为 20 d、35 d 和 43 d,消融期平均消融速率分别为 $2.1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 、 $1.2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 和 $1.4 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$,降雪过程中林冠截留作用、温度场和近地表辐射传输差异是造成 3 种地表类型积雪消融期和消融速率差异的原因。单棵树对积雪消融的影响更加明显,林冠下积雪消融最先结束但其消融速率不足林冠外侧积雪消融的一半。林冠对降雪的直接截留率高达 70% 以上,以林中空地为参考,郁闭度为 0.8 的西伯利亚冷杉林的综合截留率高达 30% 以上。

(5) 积雪消融速率与空气温度、辐射的关系。当日均空气温度较低时($< 0 \text{ }^{\circ}\text{C}$),积雪消融速率对辐射较为敏感,可通过辐射量和空气温度共同来描述积雪的消融过程;随着空气温度升高,积雪消融速率对辐射的敏感性降低,消融速率与日平均空气温度的关系更加显著,特别是当日均空气温度持续、稳定地高于 $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$,积雪的消融速率可直接由温度来表述。

致谢: 野外实验期间,阿勒泰地区富蕴县库依林业管理站的工作人员为顺利进入林区提供了方便,在此表示衷心感谢。

参考文献(References):

- [1] Brown R D, Robinson D A. Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922 – 2010 including an assessment of uncertainty [J]. *The Cryosphere*, 2011, **5**: 219 – 229.
- [2] Pan Y, Birdsey R A, Phillips O A, *et al.* The structure, distribution, and biomass of the world's forests [J]. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 2013, **44**(1): 593 – 622.
- [3] Robinson D A, Frei A. Seasonal variability of Northern Hemisphere snow extent using visible satellite data [J]. *Professional Geographer*, 2000, **52**(2): 307 – 315.
- [4] Jost G, Weiler M, Gluns D R, *et al.* The influence of forest and topography on snow accumulation and melt at the watershed-scale [J]. *Journal of Hydrology*, 2007, **347**(1/2): 101 – 115.
- [5] Zhou Jian, Zhang Wei, Pomeroy J W, *et al.* Simulating the cold regions hydrological processes in Northwest China with modular modeling method [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, **35**(2): 389 – 400. [周剑, 张伟, Pomeroy J W, 等. 基于模块化建模方法的寒区水文过程模拟: 在中国西北寒区的应用 [J]. *冰川冻土*, 2013, **35**(2): 389 – 400.]
- [6] Shen Yongping, Su Hongchao, Wang Guoya, *et al.* The responses of glacier and snow cover to climatic change in Xinjiang (I): Hydrological effects [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, **35**(3): 513 – 527. [沈永平, 苏宏超, 王国亚, 等. 新疆冰川、积雪对气候变化的响应(I): 水文效应 [J]. *冰川冻土*, 2013, **35**(3): 513 – 527.]
- [7] Hedstrom N R, Pomeroy J W. Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest [J]. *Hydrological Processes*, 1998, **12**(10/11): 1611 – 1625.
- [8] Storck P, Lettenmaier D P, Bolton S M. Measurement of snow interception and canopy effects on snow accumulation and melt in a mountainous maritime climate, Oregon, United States [J]. *Water Resources Research*, 2002, **38**(11). doi: 10. 1029/2002WR001281.
- [9] Wang Jiping, Wei Nuping, Ding Yi, *et al.* Effects of forest vegetation on snow distribution and ablation: An overview [J]. *Journal of Natural Resource*, 2013, **28**(10): 1808 – 1816. [王计平, 魏奴平, 丁易, 等. 森林植被对积雪分配及其消融影响研究综述 [J]. *自然资源学报*, 2013, **28**(10): 1808 – 1816.]
- [10] Pomeroy J W, Rowlands A, Hardy J, *et al.* Spatial variability of shortwave irradiance for snowmelt in forests [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2008, **9**(6): 1482 – 1490.
- [11] Li Hongyi, Wang Jian. Key research topics and their advances on modeling snow hydrological processes [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, **35**(2): 430 – 437. [李弘毅, 王建. 积雪水文模拟中的关键问题及其研究进展 [J]. *冰川冻土*, 2013, **35**(2): 430 – 437.]
- [12] Andreadis K M, Storck P, Lettenmaier D P. Modeling snow accumulation and ablation processes in forested environments [J]. *Water Resources Research*, 2009, **45**(5). doi: 10. 1029/2008WR007042.
- [13] Pomeroy J W, Gray D M, Brown T, *et al.* The cold regions hydrological model, a platform for basing process representation and model structure on physical evidence [J]. *Hydrological Processes*, 2007, **21**(19): 2650 – 2667.
- [14] Varhola A, Coops N C, Weiler M, *et al.* Forest canopy effects on snow accumulation and ablation: an integrative review of empirical results [J]. *Journal of Hydrology*, 2010, **392**(3/4): 219 – 233.
- [15] Schneiderman E M, Matonse A H, Zion M S, *et al.* Comparison of approaches for snowpack estimation in New York City watersheds [J]. *Hydrological Processes*, 2013, **27**(21): 3050 – 3060.
- [16] Liu Hailiang, Cai Tijiu, Man Xiuling, *et al.* Effects of major forest types of Xiaoxing'an Mountains on the process of snow-fall, snow cover and snow melting [J]. *Journal of Beijing Forestry University*, 2012, **34**(2): 20 – 25. [刘海亮, 蔡体久, 满秀玲, 等. 小兴安岭主要森林类型对降雪、积雪和融雪过程的影响 [J]. *北京林业大学学报*, 2012, **34**(2): 20 – 25.]
- [17] Suzuki K, Kubota J, Zhang Yinsheng, *et al.* Snow ablation in an open field and larch forest of the southern mountainous region of eastern Siberia [J]. *Hydrological Sciences Journal*, 2006, **51**(3): 465 – 480.
- [18] Essery R, Bunting P, Hardy J, *et al.* Radiative transfer modeling of a coniferous canopy characterized by airborne remote sensing [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2008, **9**(2): 228 – 241.
- [19] Boon S. Snow accumulation and ablation in a beetle-killed pine stand in Northern Interior British Columbia [J]. *BC Journal of Ecosystems and Management*, 2007, **8**(3): 1 – 13.
- [20] Teti P. Effects of Overstory Mortality on Snow Accumulation and Ablation, Mountain Pine Beetle Working Paper 2008-13 [R]. Williams Lake, BC, Canada: B. C. Ministry of Forests and

- Range, 2008.
- [21] Veatch W, Brooks P D, Gustafson J R, *et al.* Quantifying the effects of forest canopy cover on net snow accumulation at a continental, mid-latitude site [J]. *Ecohydrology*, 2009, 2(2): 115 – 128.
- [22] He Bin, Wang Guoya, Su Hongchao, *et al.* Response of extreme hydrological events to climate change in the regions of Altay Mountains, Xinjiang [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2012, 34(4): 927 – 933. [贺斌, 王国亚, 苏红超, 等. 新疆阿尔泰山地区极端水文事件对气候变化的响应 [J]. 冰川冻土, 2012, 34(4): 927 – 933.]
- [23] Lou Mengyun, Liu Zhihong, Lou Shaoming, *et al.* Temporal and spatial distribution of snow cover in Xinjiang from 2002 to 2011 [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, 35(5): 1095 – 1102. [娄梦筠, 刘志红, 娄少明, 等. 2002 – 2011 年新疆积雪时空分布特征研究 [J]. 冰川冻土, 2013, 35(5): 1095 – 1102.]
- [24] Shen Yongping, Su Hongchao, Wang Guoya, *et al.* The responses of glaciers and snow cover to climate change in Xinjiang (II): Hazards effects [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, 35(6): 1355 – 1370. [沈永平, 苏宏超, 王国亚, 等. 新疆冰川、积雪对气候变化的响应 (II): 灾害效应 [J]. 冰川冻土, 2013, 35(6): 1355 – 1370.]
- [25] Zhang Wei, Shen Yongping, Wang Ninglian, *et al.* Changes and responses of seasonal frozen soil to climatic change from 1961 to 2011 in the Altay region of Xinjiang, China [J]. *Cold Regions Science and Technology*. (under review)
- [26] Zhang Wei, Shen Yongping, He Jianqiao, *et al.* Observation and analysis on snow properties on different underlying surfaces during snow-melting period in Altai Mountains [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2014, 36(3): 491 – 499. [张伟, 沈永平, 贺建桥, 等. 阿尔泰山融雪期不同下垫面上积雪特性观测与分析研究 [J]. 冰川冻土, 2014, 36(3): 491 – 499.]
- [27] Hock R. Temperature index melt modelling in mountain areas [J]. *Journal of Hydrology*, 2003, 282(1/2/3/4): 104 – 115.
- [28] Hale R C, Gallo K P, Owen T K, *et al.* Land use/land cover change effects on temperature trends at U. S. Climate Normals stations [J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(11). doi: 10.1029/2006GL026358.
- [29] Lu Yinhao, Ye Baisheng, Li Chong. Changes of runoff of the Hailar River basin in the southern margin of permafrost zone, Northeast China during 1958 – 2008 [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2014, 36(2): 394 – 402. [陆胤昊, 叶柏生, 李翀. 近 50 a 来我国东北多年冻土区南缘海拉尔河流域径流变化特征分析 [J]. 冰川冻土, 2014, 36(2): 394 – 402.]
- [30] Khadka D, Babel M S, Shrestha S, *et al.* Climate change impact on glacier and snow melt and runoff in Tamakoshi basin in the Hindu Kush Himalayan (HKH) region [J]. *Journal of Hydrology*, 2014, 511: 49 – 60.
- [31] Jeelani G, Feddema J J, van der Veen C J, *et al.* Role of snow and glacier melt in controlling river hydrology in Liddar watershed (western Himalaya) under current and future climate [J]. *Water Resources Research*, 2012, 48. doi: 10.1029/2011WR011590.

Assessment of the effects of forest on snow ablation in the headwaters of the Irtysh River, Xinjiang

ZHANG Wei^{1,2}, SHEN Yongping¹, HE Jianqiao¹, HE Bin³,

WU Xuejiao^{1,2}, CHEN An'an^{1,2}, LI Hongde⁴

(1. State Key Laboratory of Cryospheric Sciences, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Altay Hydrology and Water Resources Reconnaissance Bureau, Altay 836500, Xinjiang, China; 4. Aksu Hydrology and Water Resources Reconnaissance Bureau, Aksu 843000, Xinjiang, China)

Abstract: Water resources from snow cover melting are the most important component of runoff in spring in the headwaters of the Irtysh River. To explore the influence of forest on snow melting in spring, three observation sites with different geomorphological types, including grassland, glade in forest and land covered by trees, were chosen to observe the snow melt processes during the snowmelt period of 2014 in the Kayiertesi River basin at the headwaters of the Irtysh River. The results indicate that the variation of snow water equivalent (SWE) does not agree with the snow depth change: the decrease in snow depth is ongoing, but SWE begins to fast reduce only when the daily mean air temperature is above 0 °C. The discrepancy between SWE and snow depth is caused by densification of new snow. The forests have significant function of adjusting the air temperature. The air temperature averaged from 10 to 24 March was -2.5 °C in the grassland, higher than that in the land covered by trees (-5.4 °C) and in the glade of the forest (-6.1 °C). The air temperature diurnal range is relatively smaller in the fine day and close to forest. The duration periods of snow melting in grassland, glade in forest and land covered by trees are 20 days, 43 days and 35 days, respectively, with the average rates of snow melting of 2.1 mm · d⁻¹, 1.5 mm · d⁻¹ and 1.2 mm · d⁻¹, respectively. In addition, a single tree also has extremely distinct effect on the surrounding snow cover melting process. The disappearance of snow cover below a tree-crown (Scene 1) is prior to about 10 days than that of snow cover outside a certain range from the tree-crown (Scene 2); the snow melting rate of Scene 2 is two times more than of Scene 1 because of shallower snow depth in Scene 1 induced by the tree interception. The snow melting rate is dependent on air temperature and radiation. When air temperature is below 0 °C, the snow melting rate is sensitive to radiation, but the sensitivity gradually weakens with the rise of air temperature, and almost disappears when the daily mean air temperature is always above 0 °C. It is also found that the snow melt mainly takes place in between 14:00 – 19:00 every day, with the melting amount over 50 percent of the daily snowmelt amount. These results are very useful for flood forecasting and water resource management and utilization.

Key words: Altai Mountains; Kayiertesi River basin; seasonal snow cover; forest; snow ablation; degree-day factor algorithm