

高山积雪: 母亲河之源

——积雪分布时空演化的多物理过程、多尺度研究

黄宁¹, 李广^{1,2,3}

1. 兰州大学土木工程与力学学院, 西部灾害与环境力学教育部重点实验室, 兰州 730000
2. 兰州大学大气科学学院, 兰州 730000
3. 洛桑联邦理工学院建筑、土木与环境工程学院, 瑞士洛桑 1015

摘要 雪是地球上最为活跃的自然要素之一, 是组成极地冰盖和高山冰川的重要物质来源, 同时也是地表径流的主要补给。积雪的时空分布和演变深刻影响着全球的水文循环、生态系统、气候演化以及其他自然过程, 在高寒山区水文过程中扮演着重要的角色。高山积雪与冰川融水是黄河源头水源补给的主要形式, 因此亟需开展黄河源区积雪水资源综合科学研究, 在准确评估黄河源区水资源现状及其变化规律和发展趋势的基础上提出科学合理的保护和开发黄河水资源的策略。积雪分布研究涉及大气湍流与颗粒相互作用等具有挑战性的科学前沿及热点问题, 以及多场耦合、多尺度等科学共性问题, 还涉及力学学科与地理学、大气物理、气候变化等相关学科的交叉问题。目前对积雪分布的研究手段包括野外观测、遥感反演和基于动力学过程的模式研究。鉴于前两种手段的局限性, 开展多物理过程、多尺度、多场耦合的积雪分布时空演化模拟已成为积雪水资源研究的重要手段之一。介绍了积雪分布研究现状及进展, 指出了面临的挑战以及下一步研究方向。

关键词 积雪水资源; 时空演化; 风吹雪; 降雪; 雪升华

积雪是冰冻圈最为活跃的元素, 每年约有 1/4 的地球表面会被积雪覆盖(图 1)。积雪由于其高反照率、热辐射能力、不良热导率以及相变时消耗大量潜热的特性, 成为全球热量平衡的关键气候因

子^[1]。在中高纬度山区, 积雪主宰着辐射平衡、能量交换和水文循环, 对区域大气-陆面过程和生态系统具有深刻的影响^[2]。在中国西北干旱地区, 积雪是重要的淡水资源, 同时也是西北诸多内陆河和

收稿日期: 2020-05-06; 修回日期: 2020-07-16

基金项目: “第二次青藏科考研究”国家专项(2019QZKK020611); 国家自然科学基金重点项目(41931179); 中央高校基本科研业务费专项(lzujbky-2020-pd11)

作者简介: 黄宁, 教授, 研究方向为大气边界层中颗粒物动力学输运过程的物理机制、风沙(雪)灾害防治工程及积雪水文和水资源, 电子邮箱: huangn@lzu.edu.cn

引用格式: 黄宁, 李广. 高山积雪: 母亲河之源——积雪分布时空演化的多物理过程、多尺度研究[J]. 科技导报, 2020, 38(17): 10-22; doi: 10.3981/j.issn.1000-7857.2020.17.001

中国主要河流的重要水源补给^[3]。据估计,全球 1/6 的人口使用的水资源来自融雪水。积雪不但在地球上分布广泛,还具有空间分布不均匀和时空演变迅速的特点,尤其是地形复杂的山区^[4]。而对于局

部区域而言,山区的不均匀积雪层容易引发并加重雪崩、洪水、滑坡、泥石流及其他自然灾害^[5],不仅造成重大的社会和经济损失,而且可能威胁人类的生命安全。

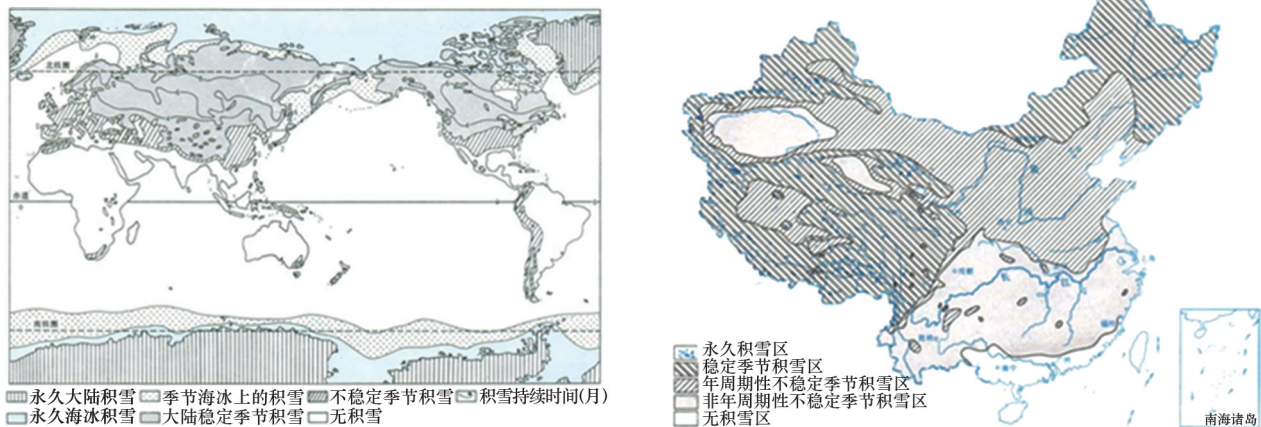


图1 全球积雪分布图与中国积雪分布

黄河起源于中国西部,地处世界屋脊——青藏高原的腹地、青海省曲玛莱县境内巴颜喀拉山的北麓,源区干流河道长约 300 km,面积为 2.28 万 km²,海拔在 4200 m 以上,域内的卡里恩卡着玛、玛尼特、日吉、勒那冬则等 14 座海拔 5000 m 以上的高山所蕴含的以终年积雪形式存在的固态水储量约有 1.4 亿 m³^[6]。该区域年平均径流量占整个黄河流域水资源总量的 49%,对黄河流域水资源可持续开发利用具有决定性影响。同时,该区域也是亚洲、北半球乃至全球气候变化的敏感区和重要启动区之一。随着气候变暖,融雪径流得到越来越多的关注,人们发现气候变化对融雪径流的时空分布具有重要的作用,包括降雪/降雨比例变化、融雪期提前、多年积雪融化等,对人类的生活生产产生了巨大的影响^[7]。研究表明未来黄河流域气温会升高,使得融雪径流增加、径流过程发生季节性迁移,导致更早和更大的春季径流,并加剧了流域夏季的水资源短缺^[8]。同时,受全球气候变暖和人为因素影响,这些地区冰川退缩、积雪消融、冻土退化等现象十分明显,对区域水源涵养功能构成了严重威胁。目前黄河源区生态保护工程主要集中于林草地建

设与保护、湿地保护和沙漠化防治方面,而这些工程的有效实施均依赖于水资源。在水资源短缺、生态环境极度脆弱的黄河源区,如果不全面摸清水资源现状,在科学、合理地分配和利用水资源的基础上开展生态保护工程,就会顾此失彼,即使短期内改善了个别区域的生态状况,也会由于用水短缺给其他区域的生态环境留下隐患并影响其工农业生产,最终加剧生态环境状况的整体恶化,使得正在实施的各项生态保护工程难以做到可持续发展。因此,准确评估积雪分布的时空变化是有效开展生态保护工程的前提。

受地形地貌、风力搬运、消融等因素的影响,地表积雪在时空尺度上呈现出明显的非均匀特征。目前研究积雪分布的手段主要有 3 种:地面观测,遥感反演,以及通过模式模拟重现积雪水文的物理过程,即在降雪、风吹雪及其升华、地表融雪等物理过程基础上,对区域积雪分布及其时空演化规律进行定量评估。地面观测的优点是能够将高精度的多个仪器布置在观测点对多个相关参数进行长期的同步实时测量,缺点是过程信息受站点稀少限制。特别是空间异质性强的山区,观测点的信息难

以代表整个区域的积雪分布情况。遥感反演方法的优点是低成本、测量范围广,但受云遮挡、地表覆盖物如森林等的影响,其时空分辨率无法满足动态监测山区水文过程的需求。

目前,通过模式模拟重现积雪水文的物理过程,即降雪、风吹雪及其升华、地表融雪等过程,并将其与遥感反演方法结合起来预报积雪分布时空演化、评估气候变化对寒区水资源影响是该领域的发展趋势。这些研究涉及大气湍流及其与雪颗粒相互作用等科学前沿问题,以及风场-雪颗粒-温湿度场等多场耦合、随机性、多尺度等科学共性问题。通过对积雪分布及其时空动态演化和气候变化的相互作用的物理机理的研究,可以完善目前已有监测手段的不足,促进不同监测技术的集成融合,加强力学、大气科学、地理学在冰冻圈科学中的融合与应用,完善冰冻圈科学知识体系;发展适用于复杂山区的积雪过程参数化方案,模拟和预测黄河源区的积雪分布的时空演化特征,实现对其积雪水资源的动态监测和科学评估,在准确评估水资源现状及其变化规律、发展趋势的基础上,对这些区域水资源进行优化配置,提出科学合理的保护和开发水资源策略;也可为进一步提高积雪水资源的利用率,如充分利用融雪水、云水资源,实现多源供水,为增加黄河源头乃至整个流域水量打下基础。

积雪分布及其演化过程是多种复杂自然过程共同导致的:其一,降雪过程形成积雪的初始分布,由于雪花的密度较小,降雪颗粒具有较好的跟随性,导致其沉积情况强烈依赖于地表形态和流场特征。其二,风吹雪过程引起积雪的重新分布,雪层是由松散的小冰晶颗粒组成,极易被风带起从而形成积雪的再次运输,从而持续改变着积雪的分布形态。同时,风吹雪动力过程造成的积雪再分布及升华引起的水分损失是改变当地积雪分布的一种重要方式。其三,雪的消融对积雪分布的影响。从宏观尺度看,季节变化与海拔高度是影响积雪融化的主要因素。在相对较小尺度,地形、植被、降雨等因素影响着积雪融化。雪的消融对积雪分布的影响研究相对较为完善,因此本文主要介绍前两个物理过程。

1 风吹雪及其对积雪分布的影响

风吹雪是指风速超过临界起动风速后,由气流挟带起地表的雪粒在近地面向前运动的现象,属于典型的两相流运动。风吹雪是导致积雪重新分布的最主要机制,加拿大曼尼托巴大学地球科学观测中心的 Hanesiak 等基于加拿大北部极地地区的 20 个气象观测站监测到的极端事件,发现 1953—2002 年平均吹雪事件持续时间为 500~600 h/a,占全年总时间的 6%~7%,其中最高年份的吹雪频率可达 25%^[9];在常年积雪的南极地区,年均累计风吹雪时间达到全年总时间的 1/3^[10]。作为一种在高纬度和高海拔地区频繁发生的自然现象,风吹雪对自然环境和社会经济的影响同样不可小觑。其一,风吹雪引起雪的局部堆积并且降低能见度,影响工农业生产和人类正常生活,例如,2012 年 12 月,乌鲁木齐遭遇风吹雪,致 G30 高速公路新疆乌奎连接线路段 300 余辆车受困;其二,风吹雪导致积雪的重新分布,进一步加剧积雪的不均匀分布,大大增加了雪崩等自然灾害的发生概率;其三,风吹雪引起的积雪重新分布改变了极地冰盖质量平衡并且使得高寒和半干旱等地区淡水资源重新分配,对于水文循环和冰川演化的准确评估至关重要。

风吹雪对积雪的时空分布变化具有重要的作用。风吹雪过程包括在近地表雪粒不断反弹跳越的跃移运动(drifting snow 或 saltation),和随湍流沿风向做长距离运输的悬移运动(blowing snow 或 suspension)。风吹雪是积雪分布变化的关键过程之一,在高寒山区,风吹雪导致的积雪重分布使得山区积雪时空异质性极高,也使得积雪分布的准确预测变得极为困难^[11]。

目前关于风吹雪的研究主要可以分为实验观测和数值模拟,其中实验观测又分为野外观测和风洞实验。

在野外观测方面主要集中在两极和高纬度国家。例如在极地,1982 年 Schmidt^[12]对南极的风吹雪进行了观测,获得了风吹雪期间的风速、颗粒浓度及湿度廓线,分析了雪粒的粒径分布以及风吹雪期间雪粒平均粒径沿高度的变化,给出了风吹雪输

运总量和悬移通量与摩阻风速的关系; Mahesh 等^[13]在南极研究站(South Pole Station)测量获得了风吹雪发生的频率、吹雪层厚度及光学深度,其结果表明风吹雪发生的频率约为 1/3,吹雪层厚度平均为 400 mm 且最大值可能超过 1000 mm; Sturm 等^[14]通过测量北极阿拉斯加州 3 个冬季的 36 次风吹雪过程,获得了输雪通量与风速之间的定量关系。

在风吹雪比较严重的高纬度国家,同样进行着一系列的风吹雪野外观测工作,例如,加拿大约克大学的地球与空间科学研究中心的 Gordon 小组在加拿大进行了一系列风吹雪的野外实验观测,获得了雪粒的形状、粒径分布、速度信息及数量通量;在加拿大兰克林湾基于野外实验观测得到了风吹雪的质量和数密度廓线以及跃移层高度;其后又在加拿大的伊奎特机场搭建了一个 10 m 高的观测塔,测量了 2007 年 10 月到 2008 年 4 月期间的风吹雪事件,包括风速、温度、压力、湿度、能见度及雪粒数通量,结果表明实地观测的风吹雪事件要明显多于当地气象局的观测数据^[15-16]。同样,Doorschot 等^[17]基于瑞士联邦积雪与雪崩研究中心(Institute for Snow and Avalanche Research)的观测站获得了雪粒跃移的临界启动摩阻风速及跃移通量,并进行了相应的数值模拟。

野外观测使人们获得了第一手的风吹雪数据,提高了对于这种复杂自然现象的认识,然而野外观测具有条件不可控并且受环境因素影响较大的明显不足,因而从另一方面,室内风洞实验大量展开,协助探索风吹雪过程与其他因素的依赖关系并获得定量的演化规律,例如日本名古屋大学环境研究院的 Nishimura 等^[18]基于高频雪粒子计数器(SPC),在野外典型测量区域对跃移雪粒的粒径分布及质量通量进行了收集,同时为了进一步获得更为全面的数据,在低温风洞中进行了相应的实验观测。风吹雪的风洞实验主要在低温风洞中进行,具有条件可控的显著优势。Kikuchi^[19]通过风洞实验获得了风吹雪情况下的空气动力学粗糙度,表明风吹雪情形下的空气动力学粗糙度随着风速的增大而增大; Maeno 等^[20]在低温风洞中测量了风吹雪过程中雪粒的粒径、浓度、跃移长度、热量交换以及电荷; Su-

giura 等^[21]基于风洞风吹雪实验观测了雪粒与床面的作用过程并从中提炼出风雪跃移运动的激溅函数,为风吹雪跃移运动的数值模拟提供了基础; Clifton 等^[22]通过风洞风吹雪实验获得了风雪跃移运动的临界风速,并将该结果用于 SNOWPACK 模型中用于风吹雪通量的预测; 2012 年,兰州大学黄宁团队^[23]基于兰州大学多功能环境风洞和自然收集的天然雪,开展了平坦地表以及路基上的风吹雪过程,获得了输雪通量及雪粒速度分布等信息,同时比较了新雪与放置一段时间后的旧雪之间的差异; Gromke 等^[24]在低温风洞中进行了相应的风吹雪实验,获得了雪粒的粒径特征及数量通量随高度的变化。

风洞实验在很大程度上提高了人们对于风吹雪过程的理解和大量定量规律的认识,然而由于某些实验技术的限制,大量微观的风雪跃移运动机理及其影响因素仍然难以获得。例如,几乎所有成像与拍摄技术均无法分辨近地表高浓度雪颗粒运动;雪颗粒的空中碰撞效应无法从实验中获得等。

20 世纪 80 年代开始,随着计算流体力学和计算机技术的发展,风吹雪研究逐渐从观测实验向定量化的数值模拟方向发展,许多学者运用两相流体力学理论,结合风洞实验和野外观测,对风吹雪进行了数值模拟研究^[25-27]。

风吹雪的数值模拟技术可主要分为两大类:第一类将颗粒作为一种特殊的流体,考虑雪颗粒在空气中的扩散过程,从而建立风吹雪运动的双流体(欧拉-欧拉)模型;另一类是将雪粒作为固体颗粒,追踪颗粒在流场内的运动轨迹,称之为风雪跃移运动的颗粒轨道(欧拉-拉格朗日)模型。

对于风吹雪的双流体模型,由于在该模型中不需要精确考虑每颗雪粒的运动过程,计算量相对较小,因此在较大区域的风吹雪输运研究中发挥了重要作用。Uematsu 等^[28]基于三维流场模拟及颗粒扩散方程,同时考虑雪颗粒的沉降速度,建立了一个三维的风吹雪模型,研究了不同地形的风吹雪过程; Déry 等^[29]建立了一个考虑悬移雪粒扩散、沉降及升华的两相流模型,并基于该模型估计了加拿大麦肯齐河流域的水文质量平衡;荷兰皇家气象局的

Bintanja^[30-31]在2000年左右针对风吹雪展开了大量研究,例如,风吹雪与大气湍流之间的相互作用;基于包含风吹雪悬移的大气表面层模型研究了上升气流、重力沉降及混合粒径雪粒升华对风吹雪过程的影响,分析了升华对温-湿度方案的影响以及悬移雪粒对湍流的阻尼效应。近些年来风吹雪的双流体模型进一步发展,Lehning等^[4]基于浓度扩散方程考虑了复杂地形的风吹雪过程,研究了复杂地形的积雪沉积情况;Vionnet等^[32]通过大气与雪层的耦合模型,研究了输雪过程中的跃移和湍流导致的悬移,并且考虑了悬移颗粒的升华过程。

风吹雪的双流体模型大大加深了人们对于风吹雪过程的理解,预测获得了大量风吹雪特征量并分析了诸多影响因素的定量影响,为区域积雪的重新分布研究提供了坚实的基础。但是风吹雪的双流体模型需要固相颗粒浓度较大且具有较好的流体跟随性,而自然雪粒的粒径通常较大,很难完全跟随流体运动;同时双流体模型无法获得颗粒的运

动信息以及颗粒与流场之间的相互作用,而深入研究风雪流中雪粒运动规律及其与床面的相互作用过程是理解风吹雪形成和发展过程的关键,这对于风吹雪灾害的防治也是尤为重要的。随着计算机能力的快速提高,基于颗粒轨迹追踪技术的风雪跃移运动模型逐渐出现,为风雪跃移(悬移)运动机理研究提供了可能。

风吹雪的欧拉-拉格朗日模型是借鉴风沙运动的研究建立的,根据Bagnold对于输运沙粒运动状态的分类,风吹雪过程中空中运动雪粒的运动状态也分为3类:蠕移、跃移和悬移。典型的风吹雪过程可表示为图2,主要包括雪粒的起动、雪粒与床面的相互作用、雪粒的运动及雪粒对风场的修正等过程,其中运动颗粒主要分为在地表滚动或滑动的蠕移颗粒、作规则抛物线运动的跃移颗粒以及在湍流作用下在较高位置进行长途运输的悬移颗粒,另外还涉及空中雪粒的升华及空中碰撞等过程。

基于拉格朗日粒子追踪方法的风吹雪模型相

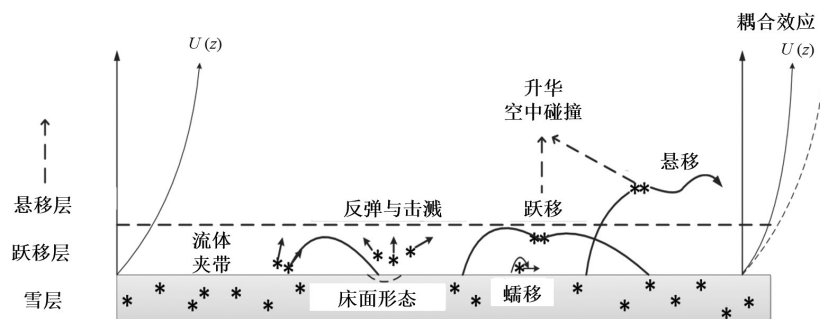


图2 风吹雪子过程示意

对较少,并且主要基于稳态风场方程建立的一维或二维模型。Doorschot等^[33]基于颗粒的运动方程研究了颗粒特性对跃移层的影响,获得了稳态的水平输运通量,并且发现空气夹带在风吹雪过程中发挥的作用比现有假设要大;Nemoto等^[34]基于一维的水平风场叠加垂直方向的湍流脉动,建立了单独追踪每颗雪粒的湍流边界层风吹雪模型,过程考虑了空气动力学夹带、粒-床碰撞、颗粒轨迹以及颗粒对风场的修正等过程,获得了风雪流发展过程及稳态输雪率。近几年来基于颗粒追踪的三维风吹雪模型逐步建立起来,Groot等^[24]基于大涡模拟与拉格

朗日粒子追踪方法,模拟了湍流边界层内的风吹雪过程,分析了风雪流的间歇特性,但是其模型中颗粒对风场的修正作用并未精确考虑,而是采用粗糙度修正表征颗粒对风场的反作用力,因此还未能定量再现出真实环境中的风雪流发展过程。兰州大学黄宁团队^[35]通过大涡模拟获得充分发展的湍流边界层,并采用拉格朗日粒子追踪方法计算雪粒的三维运动轨迹、采用雪的击溅函数描述雪粒的粒-床相互作用,在此过程中,同时考虑雪粒的升华效应与空中碰撞机制,从而再现了湍流大气边界层内风吹雪的整个发展过程,形成了与自然现象一致的

具有条带结构的风吹雪(图3),并发现相间分布的风雪流条带是空中跃移雪粒在高速旋转的气流漩涡的吸入效应作用下形成的一种局部颗粒浓度汇集的自组织现象,随机的雪粒-地表相互作用过程很大程度上决定了风雪流条带的最终形状。



图3 风雪流条带

(2018年 Adam Reaburn 拍摄于 B.C. Peace)

2 风吹雪升华

雪的升华是指雪粒由固态直接变为气态(水蒸气)的过程,升华的同时伴随着吸热过程和空气湿度的增加。大量的风吹雪研究均涉及到了雪的升华效应^[36],而且诸多研究表明雪的升华(尤其是风吹雪升华)对雪面质能平衡影响深远。例如,Pomeroy 等^[37]基于草原吹雪模型(PBSM)的研究结果表明加拿大草原冬季雪的升华量达到全年降雪量的44%~74%;Déry 等^[36]的观测表明,南极1979—1993年期间年均风吹雪升华和雪面升华总量为29 mm 雪水当量(雪融化成水的深度),占全年降雪总量的17%~20%;Strasser 等^[38]在贝希特斯加登国家公园的观测表明,山顶和山脊的局部地区冬季升华总量超过1000 mm 雪水当量,达到冬季降雪总量的70%,其中主要是风吹雪升华。

风吹雪升华的研究由来已久,Dyunin^[39]在1959年建立风吹雪相关理论之初就考虑了风吹雪升华过程;Thorpe 等^[24]基于风洞实验结果获得了单颗冰晶的升华速率,建立了升华速率与颗粒粒径,空气

的温度、湿度以及风速之间的定量关系,该公式是第一个包含各种影响因素的冰晶升华速率定量表达式,目前风吹雪升华的研究大都基于该公式^[40];Schmidt^[41]第一次定量给出了风吹雪的升华速率,并且给出了风吹雪发生的条件是空气相对湿度相对于冰面为不饱和状态;Pomeroy 结合 Schmidt 在1982年的观测数据与自己观测得到的温湿度数据,建立了一个草原风吹雪模型,模型中给出了与空气温湿度及风速相关的风吹雪升华速率公式^[37];2009年,Wever 等首次在密闭低温风洞中获得了运动雪粒的升华速率^[41]。

由于雪粒的升华过程吸收热量并释放水汽,使得周围环境温度降低、湿度增加,较低的温度和较大的湿度会极大限制雪粒升华,这称为雪粒升华的负反馈效应。在负反馈效应的影响下,很多科学家认为颗粒浓度较高的近地表跃移层的湿度处于饱和状态,因此跃移层的风吹雪升华可以忽略^[43];然而一些观察以及兰州大学黄宁研究团队的数值研究^[44-46]表明,在有效的水分输运机制作用下,跃移层的湿度不会达到饱和使得跃移层的风吹雪升华可以持续发生,并且跃移层的升华总量不可忽略。因此,黄宁研究团队基于更接近实际的湍流边界层三维风吹雪模型,考虑了水分在空气中的扩散过程以及空气温度的变化,研究了风吹雪升华的具体作用机制以及湍流对风吹雪升华过程的影响^[47]。通过计算每颗雪粒的升华速率,沿高度积分获得整个风吹雪过程的平均升华速率,同时每颗雪粒升华效应引起的当地温度和湿度的变化也反馈给流场。图4给出了摩阻风速为0.3 m/s时,不同湍流强度TL下单位面积升华速率随时间的变化。

初始大气温度为均匀的258.15 K(-15℃),初始大气湿度廓线根据Wever 等测得的雪面湿度廓线给出。图4插图黑线给出了单位面积总升华速率随湍流水平的变化,蓝线是平均冰晶升华速率(mean ice crystal, MIC)随湍流水平的变化,这里平均冰晶升华速率是通过单位面积总升华速率除以单位面积的平均空中雪粒的质量获得。因此,平均冰晶升华速率与雪粒的数量没有关系,表征的是冰晶升华速率的快慢。

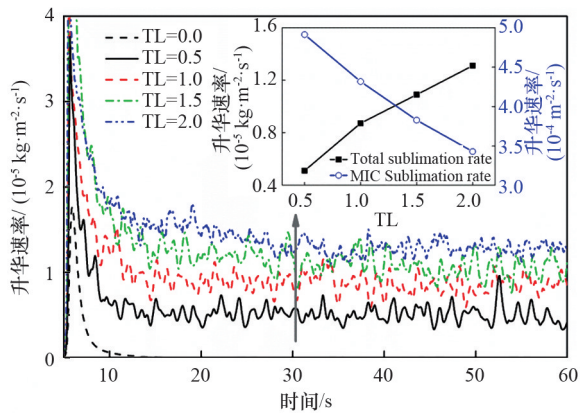


图4 不同湍流水平下单位面积升华速率随时间的变化

从图4可以看出风吹雪的升华速率在开始阶段迅速增大,随后又在负反馈效应(升华导致湿度增大和温度降低,使得升华速率减小)的作用下快速降低直到达到一个稳定的水平。当湍流水平为0时,即流场中基本无湍流的作用,可以看出风吹雪的升华速率迅速降低直至最后为0,这主要是由于雪粒升华产生的水分无法向高处输运,导致相对湿度很快达到饱和从而使得风吹雪升华停止。然而,当湍流水平不为0时,可以看出风吹雪升华可以持续稳定的发生,表明水分向高处的湍流扩散效应可以有效缓解风吹雪升华的负反馈效应,使得风吹雪升华速率维持在一个相对稳定的状态。

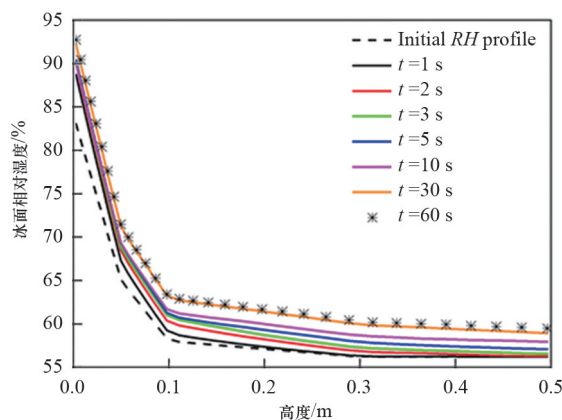
从图4的插图可以看出,单位面积升华速率随着湍流水平的增大而增大,而平均冰晶升华速率反而随着湍流水平的增大而减小,表明增强湍流强度可以增加风吹雪的输雪通量,但越多的雪粒会使升

华的负反馈效应越显著,从而使得每颗雪粒的升华速率变慢,如插图中蓝线所示,冰晶升华速率(除以单位面积内雪粒的质量)随着湍流强度的增强而减小。总之,在一定的湍流水平下,雪粒升华产生的水分可以以较为恒定的速率向高处扩散,因此湍流边界层的风吹雪过程可以维持一个相对恒定的升华速率。

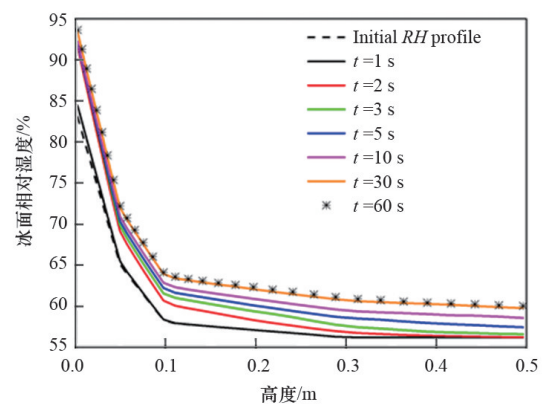
图5给出了风吹雪升华过程中不同时刻的湿度廓线,湍流水平分别为1.0和1.5,这同时也可以帮助人们了解跃移雪粒是否可以持续进行升华过程。

从图5可以看出,随着风吹雪升华过程的发生,空气的湿度逐渐增大直至最后达到一个稳定的状态。虽然最终稳定状态的大气湿度比初始状态要大,但是仍然没有达到饱和,这也是湍流边界层风吹雪升华可以持续发生的原因。因此湍流边界层的跃移和悬移雪粒均可以持续进行升华过程,但由于湿度廓线是随着高度的增加而减小,因此跃移雪粒的平均冰晶升华速率比悬移雪粒要小。

图6给出了不同湍流强度下,5 mm高度位置平均温度随时间的演变,插图为湍流强度为1.5时平均温度廓线随时间的演变。可以看出,该高度处的温度在风吹雪发生后迅速下降,降幅约为 0.5°C ,并且很快达到一个稳定状态。湍流强度越大,最终达到的稳态温度也越低。从插图中流场平均温度廓线的演变过程可以看出,流场近地表的温度很快降低到一个恒定值,然后再慢慢向上扩散,这一趋



(a) TL=1.0



(b) TL=2.0

图5 平均相对湿度廓线随时间的演变

势与流场湿度的变化一致。总的来说,温度的降低虽然会一定程度上减弱风吹雪的升华速率,但由于温度变化量很小(摩阻风速为0.3 m/s,湍流强度为2.0时,5 mm高度位置的平均温度降低了约0.5 K),因此温度对风吹雪升华过程的影响并不显著。

总之,风吹雪升华具有明显的自限制性。风吹雪升华达到稳定的条件是自身产生的水蒸气与气流的扩散能力相平衡。

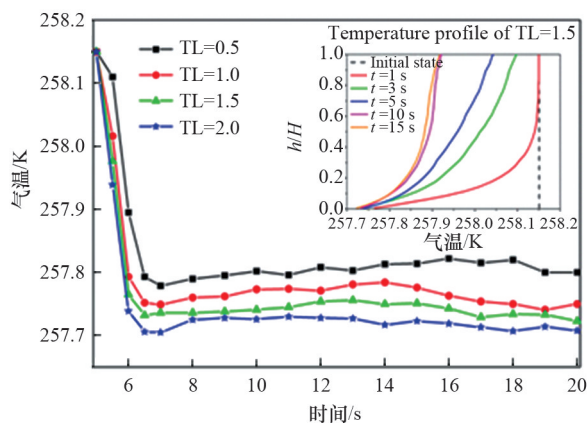


图6 5 mm高度位置平均温度随时间的演变
(插图为平均温度廓线随时间的演变)

3 降雪

积雪分布特征的形成主要依赖于降雪过程形成的不均匀初始分布和吹雪过程导致的积雪再分布,在一个较长的时间尺度上,不均匀的融雪过程也会进一步引起积雪分布的演变。从全球尺度来看,积雪的不均匀分布主要与天气尺度的大气环流及降水分布相关,而对于一个中尺度区域(通常几到几百千米),例如一个流域或一条山脉,积雪的不均匀分布主要是由复杂地形导致的降雪的不均匀沉降和风吹雪过程引起的二次输运共同形成的^[4]。复杂地形积雪分布的研究需要从降雪沉积导致的不均匀积雪初始分布和风吹雪引起的积雪重新分布两方面入手,因此复杂地形降雪沉降规律和风吹雪机理研究是全面理解山区积雪分布的基础。

对于复杂地形下的降雪沉积研究,首先要提到Bergeron^[48]在1965年提出的针对地形降雨过程的SF机制(seeder-feeder mechanism)。1982年8—9

月,英国的气象雷达研究实验室的Browning在观测一场暴风雪时发现,雪粒在穿过近地层1000 m过程中粒径有显著的增长,Choularton等^[49]针对该现象,首先将SF机制引入复杂地形降雪沉积研究,其结果表明SF机制是导致地形周围积雪不均匀沉积的一个重要因素。其后,大量学者对SF机制导致的地形沉积过程进行了系统性的研究,例如,Medina等^[50]基于大尺度的空气运动预测了SF机制作用下阿尔卑斯山的积雪沉降;Stoelinga等^[51]在其出版的图书中定义地形性降水是大气过程与地形相互作用的产物,并总结了影响地形降水的3要素:大尺度的大气环流、气流与地形的相互作用和微观云物理过程。

同时,气流与地形的相互作用形成局部的汇聚与发散,从而影响下降雪粒的运动轨迹形成局部的积雪沉积增强,而雪花较小的密度进一步加强了这种效应。这种效应其实就是大气湍流对下落雪粒的影响,相关的研究相对较少。瑞士联邦雪崩与积雪研究中心的Lehning等^[4]2008年首次提出优先沉降模型,考虑了湍流对沉降末速的影响。但是该模型包含很多假设,在实际应用中具有很大限制,例如,摩阻风速较大时可能存在该模型无法预测的负的(垂直向上)沉降末速度。因此该模型在实际应用中简单假设雪粒在迎风坡沉降末速减小而在背风坡沉降末速增大。2011年,该研究小组的Mott等^[52]以高精度的风场数据驱动Alpine3D,结果表明分辨率风场的迎风坡加速效应更强,因此有利于地表雪的迁移和优先沉降。其后,Mott等^[53]在2011年3月的一场暴风雪基于高精度雷达观测了空中雪粒的浓度,实验验证了优先沉降机制:由于沉降末速度的变化,雪粒浓度沿着迎风坡向上逐渐增大,而到背风坡后又逐渐减小,浓度最大值随着风速的增大向背风坡移动。

到目前为止,近地表水平对流以及湍流对地形周围积雪沉积情况的影响仍然存在较大争议。Zängl等^[54]的研究表明水平对流使得雪粒向下风向漂移从而引起背风坡积雪沉积增强,而且空气水平对流对雪粒沉积特征的影响尤其显著,主要是由于雪粒的沉降末速度非常小,Lehning小组^[4]基于优先

沉降模型的研究及相应的雷达观测结果显示了迎风坡上空是雪粒容易发生汇聚的区域, 沉积最大位置可能会随着风速而变化; Houze^[55]的研究也表明迎风坡的降雪沉降可能大于背风坡, 并且与具体的地形特征相关。然而, 过于简化的优先沉降模型使

得其预测结果仍与实际有较大差异, 如图 7^[4]所示, 模型预测的积雪沉积区(雪丘)位置与实际测量仍然有较大偏差, 例如, 实测 200 m 处雪丘的预测位置大大提前(150 m 左右); 而且某些积雪沉积区(约 380 m 处)并没有被模型捕捉到。

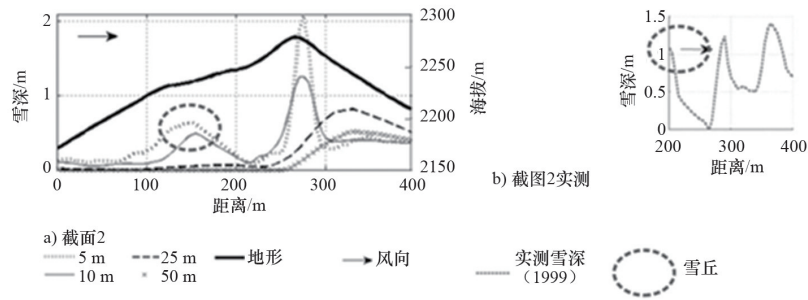


图7 复杂地形优先沉降导致的降雪不均匀沉积

因此, 近地表水平对流及大气湍流对复杂地形下降雪导致的积雪不均匀沉积仍然需要进一步展开系统性的研究, 探索决定其分布的内在机理和主要影响因素。

黄宁研究团队^[56]建立了一个基于颗粒轨迹追踪的沉降模型。大气湍流流场通过大涡模拟方法获得, 通过拉格朗日粒子追踪方法追踪雪粒在湍流边界层内的运动过程获得了降雪颗粒在地形周围

的沉积情况, 并探讨了不同因素对地形性不均匀沉降的影响。发现降雪颗粒受到湍流风场的驱动而复杂运动, 并且受到的影响随着粒径的增大而减小; 降雪在地形周围的沉积情况强烈依赖于风速和地形特征, 相同的降雪强度条件下, 地形上的沉积总量随着地形高度和风速的增加而增大; 最大沉积位置通常位于山顶附近, 并且随着风速的增大从背风坡向迎风坡漂移(图 8^[60])。

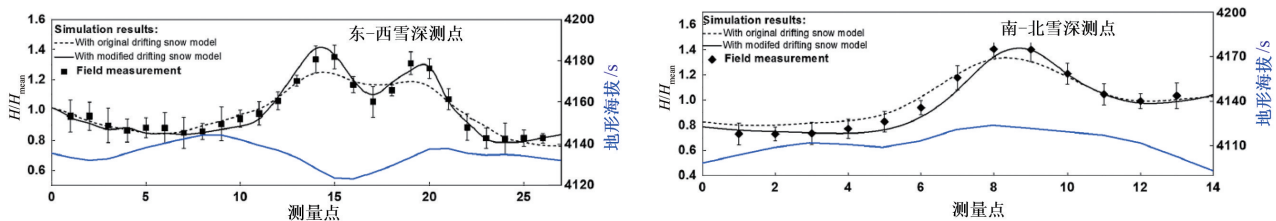


图8 不同风吹雪参数化方案模拟和观测结果对比

4 复杂地形积雪分布

目前大部分风吹雪参数化模型都是基于平坦地表的结果, 比如 PBSM^[37]、SN THERM^[57]、PIEK-TUK^[29]、SnowTran3D^[58]、Alpine3D^[59]等。黄宁研究团队^[60]发展了一个适用于复杂地形的风吹雪参数

化模型。首先, 通过模拟不同风速下湍流边界层的风吹雪过程提炼出了风吹雪运输强度与摩擦风速的关系。鉴于现有积雪分布预测模型中大都仅采用平坦地表的风吹雪模型预测积雪的重新分布, 基于理论分析, 建立了坡面上雪粒临界起动风速与平坦地表情形下的关系, 并修正了风吹雪发生频率模

型和平坦地表的风吹雪通量公式,建立了一个可用于计算复杂地形侵蚀与沉积的风吹雪模型。发现相对于平坦地表,迎风坡的雪粒的起动更加困难,从而导致相同风速下的风吹雪通量更小,而背风坡则恰恰相反;相同地形角度下,背风坡上风吹雪过程受到的影响要远大于迎风坡。

最后,将复杂地形的风吹雪模型与降雪沉降模型结合起来,建立了一个可用于预测复杂地形积雪分布及其演变的积雪分布预测模式。降雪颗粒仍然采用拉格朗日粒子追踪方法进行追踪,直接得到雪粒的沉积位置,在此过程中,基于复杂地形风吹雪模型预测局部积雪的再分布,从而获得复杂地形的空间积雪分布和随时间的演化过程;同时,模型考虑了吹雪颗粒和降雪颗粒对风场的反作用力。

通过对祁连山垭口地区的一场降雪事件进行模拟,发现由于风吹雪过程对局部风速十分敏感,雪粒与风场的耦合效应对于积雪分布的精确预测至关重要;不同风速下的降雪沉积结果表明,在实际复杂地形的相互影响下,很难找到一种统一的降雪沉积模式来描述复杂地形的降雪沉积规律,而基于典型颗粒轨迹追踪的方法可以直接有效地获得任意地形的降雪沉积情况。同时也发现,考虑地形影响的风吹雪参数化方案比平坦地表参数化方案具有更高的精度,如图8所示。

5 讨论

近年来,在科学家的努力下,影响积雪水文各物理过程的研究均取得了很大的进展。但正如前文所述,积雪分布时空演化是一个十分复杂的过程,目前的研究仍然未能达到准确预报区域乃至全球尺度积雪分布的程度。

如在风吹雪研究中,对于雪粒的破碎、烧结、跃移过程对雪面的压实以及植被、地形等地表特征对跃移等过程的影响等新的物理机制研究的最新成果尚未被引入到现有的模型中。由于悬移层的下边界条件由跃移层决定,风吹雪模型的准确性也必然由跃移通量的估算精度决定。然而,目前大部分跃移通量公式计算的结果与实验值仍有一定的差

距。同时,目前的仪器设备对于小粒径颗粒的监测不足,使得依赖于颗粒粒径的悬移通量的计算存在很多的不确定性。

另外,国际主流的寒区水文模型并不适用于中国西北地区。一方面,大部分黑箱模型和概念模型完全依赖参数的设置,对于中国广袤的西部而言,没有足够的观测数据用于标定;另一方面,大部分的分布式物理模型则是基于雪源充分的前提假设开发的,中国西北地区常年干旱,平均最大雪深往往不超过 20 cm,存在大面积的斑状雪地,大部分情况下风吹雪属于不饱和状态,很多物理过程参数无法满足。

因此,研究符合中国积雪分布特点的风吹雪动力学过程物理机制,开发适用于中国的风吹雪模型和寒区水文模型是面临的重大挑战。

6 结论

对高寒山区积雪水资源储量及其在全球变暖大背景下的变化趋势的准确认识和判断是科学规划和合理分配黄河水资源的前提,而对黄河源区水资源的评估与预测是一项艰巨的任务,需要整合中国地方高校与科研单位开展跨学科联合攻关,运用野外考察、遥感反演、特别是模式仿真等技术手段,集中力量开展黄河源区积雪及其时空演化规律以及黄河源区水资源评估研究,全面查明该地区的水资源、特别是高海拔复杂地形山区的积雪与冰川随季节、年际的变化规律,摸清家底;在此基础上结合全球气候变化模式,开展黄河源区水资源储量、尤其是雪水储量及其季节变化规律的定量评估,以及在全球气候变暖影响下未来 10~50 年内的变化和发展趋势的科学研究与预测。

目标是实现黄河源区积雪水资源的动态监测和科学评估,在准确评估黄河源区水资源现状及其变化规律、发展趋势的基础上,对黄河上游水资源进行优化配置,提出科学合理的保护和开发黄河水资源的策略;也可为进一步提高积雪水资源的利用率,如充分利用融雪水、云水资源,实现多源供水,为增加源头乃至整个流域水量打下基础。

参考文献 (References)

- [1] Cohen J, Rind D. The effect of snow cover on the climate [J]. *Journal of Climate*, 1991, 4(7): 689–706.
- [2] Vavrus S. The role of terrestrial snow cover in the climate system[J]. *Climate Dynamics*, 2007, 29(1): 73–88.
- [3] 杨针娘, 胡鸣高. 高山冻土区水量平衡及地表径流特征 [J]. *中国科学(D辑)*, 1996, 26(6): 567–573.
- [4] Lehning M, Löwe H, Ryser M, et al. Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain [J]. *Water Resources Research*, 2008, 44(7): 278–284.
- [5] Schweizer J, Bruce Jamieson J, Schneebeli M. Snow avalanche formation[J]. *Reviews of Geophysics*, 2003, 41(4), doi: 10.1029/2002RG000123.
- [6] 赵娜. 来自高原的恩赐, 三江之源[J]. *青海科技*, 2015 (2): 45–48.
- [7] Fritze H, Stewart I T, Pebesma E. Shifts in western North American snowmelt runoff regimes for the recent warm decades[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2011, 12(5): 989–1006.
- [8] 曹丽娟, 董文杰, 张勇, 等. 未来气候变化对黄河流域水文过程的影响[J]. *气候与环境研究*, 2013, 18(6): 68–78.
- [9] Hanesiak J M, Wang X L. Adverse-weather trends in the Canadian Arctic[J]. *Journal of Climate*, 2005, 18(16): 3140–3156.
- [10] Nishimura K, Nemoto M. Blowing snow at Mizuho station, Antarctica[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 2005, 363(1832): 1647–1662.
- [11] Mott R, Vionnet V, Grünwald T. The seasonal snow cover dynamics: Review on wind-driven coupling processes [J]. *Frontiers in Earth Science*, 2018, 6: 197.
- [12] Schmidt R A. Vertical profiles of wind speed, snow concentration, and humidity in blowing snow[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 1982, 23(2): 223–246.
- [13] Mahesh A, Eager R, Campbell J R, et al. Observations of blowing snow at the South Pole[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2003, 108(D22): 4707.
- [14] Sturm M, Stuefer S. Wind-blown flux rates derived from drifts at arctic snow fences[J]. *Journal of Glaciology*, 2013, 59(213): 21–34.
- [15] Gordon M, Taylor P A. Measurements of blowing snow, Part I: Particle shape, size distribution, velocity, and number flux at Churchill, Manitoba, Canada[J]. *Cold Regions Science and Technology*, 2009, 55(1): 63–74.
- [16] Gordon M, Savelyev S, Taylor P A. Measurements of blowing snow, Part II: Mass and number density profiles and saltation height at Franklin Bay, NWT, Canada[J]. *Cold Regions Science and Technology*, 2009, 55(1): 75–85.
- [17] Judith J, Doorschot J. Field measurements of snow-drift threshold and mass fluxes, and related mold simulations [J]. *Bound-Lay Meteorol*, 2004, 113: 347–368.
- [18] Nishimura K, Yokoyama C, Ito Y, et al. Snow particle speeds in drifting snow[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2014, 119(16): 9901–9913.
- [19] Kikuchi T. A wind tunnel study of the aerodynamic roughness associated with drifting snow[J]. *Cold Regions Science and Technology*, 1981, 5(2): 107–118.
- [20] Maeno N, Naruse R, Nishimura K, et al. Wind-tunnel experiments on blowing snow[J]. *Annals of Glaciology*, 1985, 6: 63–67.
- [21] Sugiura K, Maeno N. Wind-tunnel measurements of restitution coefficients and ejection number of snow particles in drifting snow: Determination of splash functions [J]. *Boundary-layer Meteorology*, 2000, 95(1): 123–143.
- [22] Clifton A, Lehning M. Improvement and validation of a snow saltation model using wind tunnel measurements [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2008, 33 (14): 2156–2173.
- [23] Lü X H, Huang N, Tong D. Wind tunnel experiments on natural snow drift[J]. *Science China Technological Sciences*, 2012, 55(4): 927–938.
- [24] Zwaafink C D G, Diebold M, Horender S, et al. Modeling small-scale drifting snow with a Lagrangian stochastic model based on large-eddy simulations[J]. *Boundary-layer Meteorology*, 2014, 153(1): 117–139.
- [25] Iversen J D. Drifting-snow similitude transport-rate and roughness modeling[J]. *Journal of Glaciology*, 1980, 26 (94): 393–403.
- [26] Pomeroy J W. A process-based model of snow drifting [J]. *Annals of Glaciology*, 1989, 13: 237–240.
- [27] Gauer P. Numerical modeling of blowing and drifting snow in Alpine terrain[J]. *Journal of Glaciology*, 2001, 47 (156): 97–110.
- [28] Uematsu T, Nakata T, Takeuchi K, et al. Three-dimensional numerical simulation of snowdrift[J]. *Cold Regions Science and Technology*, 1991, 20(1): 65–73.
- [29] Déry S J, Yau M K. A bulk blowing snow model[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 1999, 93(2): 237–251.

- [30] Bintanja R. Snowdrift suspension and atmospheric turbulence. Part I: Theoretical background and model description[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2000, 95(3): 343–368.
- [31] Bintanja R. Snowdrift suspension and atmospheric turbulence. Part II: Results of model simulations[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2000, 95(3): 369–395.
- [32] Vionnet V, Martin E, Masson V, et al. Simulation of wind-induced snow transport and sublimation in alpine terrain using a fully coupled snowpack/atmosphere model [J]. *The Cryosphere*, 2014, 8(2): 395–415.
- [33] Doorschot J J J, Lehning M. Equilibrium saltation: Mass fluxes, aerodynamic entrainment, and dependence on grain properties[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2002, 104(1): 111–130.
- [34] Nemoto M, Nishimura K. Numerical simulation of snow saltation and suspension in a turbulent boundary layer [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2004, 109, doi: 10.1029/2004JD004657.
- [35] Huang N, Wang Z S. The formation of snow streamers in the turbulent atmosphere boundary layer[J]. *Aeolian Research*, 2016, 23: 1–10.
- [36] Déry S J, Yau M K. Simulation of blowing snow in the Canadian Arctic using a double-moment model[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2001, 99(2): 297–316.
- [37] Pomeroy J W, Gray D M, Landine P G. The prairie blowing snow model: Characteristics, validation, operation[J]. *Journal of Hydrology*, 1993, 144(1–4): 165–192.
- [38] Strasser U, Bernhardt M, Weber M, et al. Is snow sublimation important in the alpine water balance? [J]. *The Cryosphere*, 2008, 2(1): 53.
- [39] Dyunin A K. Fundamentals of the theory of snow drifting [R]. Sydney: National Research Council of Canada Technical Translation, 1959: 10.4224/20331411.
- [40] Thorpe A D, Mason B J. The evaporation of ice spheres and ice crystals[J]. *British Journal of Applied Physics*, 1966, 17(4): 541.
- [41] Schmidt R A. Sublimation of wind-transported snow: A model[M]. Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station, Forest Service, US Department of Agriculture, 1972.
- [42] Wever N, Lehning M, Clifton A, et al. Verification of moisture budgets during drifting snow conditions in a cold wind tunnel[J]. *Water Resources Research*, 2009, 45(7): 171–183.
- [43] Bintanja R, Reijmer C H. A simple parameterization for snowdrift sublimation over Antarctic snow surfaces[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2001, 106(D23): 31739–31748.
- [44] Dai X, Huang N. Numerical simulation of drifting snow sublimation in the saltation layer[J]. *Scientific Reports*, 2014, 4: 6611.
- [45] Huang N, Dai X, Zhang J. The impacts of moisture transport on drifting snow sublimation in the saltation layer [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2016, 16(12): 7523.
- [46] Huang N, Shi G. The significance of vertical moisture diffusion on drifting snow sublimation near snow surface [J]. *The Cryosphere*, 2017, 11(6): 3011.
- [47] Wang Z, Huang N, Pätz T. The effect of turbulence on drifting snow sublimation[J]. *Geophysical Research Letters*, 2019, 46(20): 11568–11575.
- [48] Purdy J C, Austin G L, Seed A W, et al. Radar evidence of orographic enhancement due to the seeder-feeder mechanism[J]. *Meteorological Applications: A Journal of Forecasting, Practical Applications, Training Techniques and Modelling*, 2005, 12(3): 199–206.
- [49] Chouarton T W, Perry S J. A model of the orographic enhancement of snowfall by the seeder-feeder mechanism [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1986, 112(472): 335–345.
- [50] Medina S, Houze R A. Air motions and precipitation growth in Alpine storms[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A Journal of the Atmospheric Sciences, Applied Meteorology and Physical Oceanography*, 2003, 129(588): 345–371.
- [51] Stoelinga M T, Stewart R E, Thompson G, et al. Microphysical processes within winter orographic cloud and precipitation systems[M]//*Mountain Weather Research and Forecasting*. Dordrecht: Springer, 2013: 345–408.
- [52] Mott R, Schirmer M, Lehning M. Scaling properties of wind and snow depth distribution in an Alpine catchment[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2011, 116(D6), doi: 10.1029/2010JD014886.
- [53] Mott R, Scipión D, Schneebeli M, et al. Orographic effects on snow deposition patterns in mountainous terrain [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2014, 119(3): 1419–1439.
- [54] Zängl G. The temperature dependence of small-scale orographic precipitation enhancement[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A Journal of the Atmospheric Sciences, Applied Meteorology and Physical*

- Oceanography, 2008, 134(634): 1167–1181.
- [55] Houze Jr R A. Orographic effects on precipitating clouds [J]. *Reviews of Geophysics*, 2012, 50(1), doi: 10.1029/2011RG000365.
- [56] Wang Z, Huang N. Numerical simulation of the falling snow deposition over complex terrain[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2017, 122(2): 980–1000.
- [57] Jordan R. A one-dimensional temperature model for a snow cover: Technical documentation for SNTHERM. 89 [R]. Hanover NH: Cold Regions Research and Engineering Lab, 1991.
- [58] Liston G E, Sturm M. A snow-transport model for complex terrain[J]. *Journal of Glaciology*, 1998, 44(148): 498–516.
- [59] Lehning M, Völksch I, Gustafsson D, et al. ALPINE3D: a detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology[J]. *Hydrological Processes: An International Journal*, 2006, 20(10): 2111–2128.
- [60] Li G, Wang Z S, Huang N. A snow distribution model based on snowfall and snow drifting simulations in mountain area[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2018, 123(14): 7193–7203.

Mountain snow: The source of the mother river —Study of multi-scale and multi-physical process of spatio-temporal evolution of snow distribution

HUANG Ning¹, LI Guang^{1,2,3}

1. College of Civil Engineering and Mechanics; Key Laboratory of Mechanics on Western Disaster and Environment, Ministry of Education, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China
2. College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China
3. School of Architecture, Civil and Environmental Engineering, Swiss Federal Institute of Technology, Lausanne 1015, Switzerland

Abstract Snow is one of the most active elements on the earth, which is an important mass source of polar ice sheets and alpine glaciers, as well as a main supply for the runoff. Its distribution and evolution have a great impact on global hydrological cycle, ecosystem, climate evolution and other natural processes, and play a significant role in hydrological process in alpine mountain area. Melt water from mountain snow and glacier is the main form of water supply at the source of the Yellow River. Therefore, it is urgent to carry out a comprehensive scientific research on snow water resources in the source area of the Yellow River, and further to put forward scientific and reasonable strategies for protecting and developing the Yellow River water resources, based on the accurate assessment of the current status of water resources in the source area of the Yellow River and its variation trends. The research on snow distribution involves challenging and hot scientific frontiers issues like the interaction of atmospheric turbulence and particles, common scientific issues such as multi-field coupling and multi-scale, as well as cross-cutting issues between mechanics and geography, atmospheric physics, climate change and other related disciplines. Current research methods for snow distribution include field observation, remote sensing inversion and model research based on dynamic processes. As for the limitations of the first two methods, it has become one of the important methods for snow water resources research to carry out the multi-physical process, multi-scale, multi-field coupling simulation of the spatio-temporal evolution of snow distribution. This paper focuses on introducing the research status and progress of snow distribution, and pointing out the challenges and future research trends.

Keywords snow water resource; spatio-temporal evolution; drifting snow; snowfall, blowing snow sublimation ●



(责任编辑 刘志远)