

尹豪, 苏洁, Bin Cheng. 积雪密度演变对北极积雪深度模拟的影响[J]. 海洋学报, 2021, 43(7): 75–89, doi:10.12284/hyxb2021143
Yin Hao, Su Jie, Cheng Bin. The effect of snow density evolution on modelled snow depth in the Arctic[J]. Haiyang Xuebao, 2021, 43(7): 75–89, doi:10.12284/hyxb2021143

积雪密度演变对北极积雪深度模拟的影响

尹豪^{1,2}, 苏洁^{1,2*}, Bin Cheng³

(1. 中国海洋大学 物理海洋教育部重点实验室, 山东 青岛 266100; 2. 中国高校极地联合研究中心, 北京 100875; 3. 芬兰气象研究所, 芬兰 赫尔辛基 00101)

摘要: 积雪具有复杂的时空分布, 在高纬度地区的气-冰-海耦合系统中扮演了重要的角色。准确的积雪质量平衡计算可以帮助我们更好地理解海冰演变过程以及极区冰雪与大气之间的相互作用。雪密度是影响积雪质量平衡众多因素中的重要因子。现有的一维高分辨率冰雪热力学模型(如 HIGHTSI)中, 使用常数块体雪密度均值将降雪雪水当量转化为积雪深度。本文参考拉格朗日冰上积雪模型(SnowModel-LG)模式对积雪分层压实的处理, 简化为新、旧两个雪层, 并在质量守恒条件下同时考虑新、旧雪层深度对压实增密的响应, 将该物理过程加入 HIGHTSI 模式中。利用 ERA-Interim 再分析数据作为大气强迫, 针对北极 15 个冰质量平衡浮标沿其漂移轨迹模拟了降雪积累期海冰表面雪密度变化对积雪深度变化的影响, 在原 HIGHTSI 设置下分别采用定常块体雪密度均值 330 kg/m^3 (T1 试验)、接近实际的常数新雪密度 200 kg/m^3 (T2 试验) 以及改进后框架下新、旧雪层随时间压实增密的雪密度 (T3 试验) 计算积雪深度, 并将模拟结果与浮标观测进行对比。结果表明, 本文改进的算法对雪密度变化的处理更为合理, 且能较好地再现积雪深度的变化; 考虑新、旧雪层深度对压实增密的响应能较好地避免以较低的降雪密度持续过度积累, 以浮标观测为标准, 分层积雪密度压实计算得到的平均绝对误差相对 T2 减小了 5 cm。

关键词: 北极; 积雪深度; 雪密度; 一维热力学冰雪模型

中图分类号: P426.63⁺5; P731.15

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2021)07-0075-15

1 引言

积雪的热力学变化在极区大气-冰雪-海洋耦合系统中起到至关重要的作用。近年来北极海冰呈现出冰厚变薄^[1]、冰龄减小的趋势^[2]。冰上积雪的年际变化趋势体现为融化提前^[3-4]、积雪深度减小^[5]。与 20 世纪苏联漂流冰站数据相比, 2009–2013 年的平均积雪深度呈现出减小的趋势: 西北冰洋平均积雪深度从 $(35 \pm 9) \text{ cm}$ 减小到 $(22 \pm 2) \text{ cm}$; 而波弗特海、楚科奇海域平均积雪深度也由 $(33 \pm 9) \text{ cm}$ 减小到 $(15 \pm 12) \text{ cm}$ ^[5]。

气候态意义下, 整个北极冰上积雪的季节变化大体相似: 秋季受气旋事件影响频繁, 冰面积雪深度快速增加; 冬季的大部分时间里降雪速率较低^[6]。在空间分布上, 以北冰洋大西洋扇区年降水、降雪量最大^[7]。春季积雪深度与秋季海冰开始冻结时间呈负相关^[5]。夏季海冰的衰退会导致上层海洋吸收短波辐射增加, 增暖, 进而使得秋季海冰生成时间推迟, 更多的降雪直接落入开阔海洋中, 导致冰上积雪总量减小。因此, 翌年春季海冰将更早地暴露在阳光直射下, 表面反照率进一步降低, 强化反照率正反馈机制^[8]。

收稿日期: 2021-03-26; 修订日期: 2021-06-03。

基金项目: 国家重点研发计划项目(2016YFC1402705, 2018YFA0605901); 国家自然科学基金重点基金(42076228); 芬兰科学基金(317999)。

作者简介: 尹豪(1995—), 男, 山东省青岛市人, 主要从事极地冰雪数值模拟相关研究。E-mail: yinhao@stu.ouc.edu.cn

* 通信作者: 苏洁, 教授, 主要从事极地遥感以及极地海洋学方面的研究。E-mail: sujie@ouc.edu.cn

积雪所具有的高反照率,可以有效减少表面对短波辐射的吸收,改变表面热力学平衡。此外,雪的热传导系数较低,在寒冷的天气条件下阻碍海冰与大气之间的热交换^[9],减慢海冰的增长。而在某些情况下,积雪也有助于海冰的质量增长。当冰上积雪重量超过海冰浮力时,会出现部分积雪被淹没生成雪泥,特定条件下形成雪冰^[10];春季积雪的融水可以重新冻结为层化冰^[11-12],这种积雪向冰的单向转化近年来在北极大西洋扇区也被发现^[13-15]。在气候变暖的条件下,逐渐变薄的海冰对冰上积雪的变化更加敏感^[16],准确的冰上积雪量计算对海冰热力过程的模拟和预测至关重要。

与积雪质量密切相关的 3 个参数为积雪深度、雪水当量和雪密度。积雪深度指积雪的厚度,由浮标或现场观测测量得到,同时也是海冰热力学模式的重要变量;雪水当量指积雪全部融化成水以后水层的厚度。积雪来源于大气固体降水,其沉积后质量变化的途径多种多样,如:融化、升华、风吹雪重分布以及雪向冰的单向转化等。此外,积雪随时间发生形态变化,从而导致雪密度发生改变,积雪应力变形的致密化率随雪的温度、密度和液态水含量呈指数变化^[17]。在质量守恒的条件下,积雪的密度变化会导致积雪深度的变化(积雪压实增密,深度减小)。基于雪的形态特征,Anderson^[18]建立了过程较为复杂的雪积累和消融一维模型(SNOW17)。模型针对积雪密度的处理中,除将 3 种积雪变质(等温变质、等温度梯度变质和融化变质)的物理过程进行参数化外,还一并考虑了上层雪重量对下层雪的压实。雪密度随时间推移发生变化,这种效应在降雪发生后几周内尤为显著。Brun 等^[19]在模型中引入了垂向水通量来描述液态水在雪层中的渗流,还考虑了与上层雪重量以及温度有关的积雪密度演变机制。SNOWPACK 模式中将积雪描述为三相共存的多孔介质,着重描述各相的体积含量以及如颗粒半径等的微观结构参数,且这些微观结构参数在温度梯度变质、等温变质作用下随时间变化^[20]。Boone^[21]对 SNOW17 模型进行了简化,令积雪密度随时间的变化仅为应力变形压实与等温变质这两项之和。基于 COSIMA(Coupled Snowpack and Ice Surface Energy and Mass Balance Model)模型^[22],Sauter 等^[23]将雪密度描述为冰密度、液态水密度以及空气密度基于每层中各自占比的加权平均,并使用了 Boone^[21]的密度变化参数方案。Liston 等^[24]的 Snow-Model-LG(Lagrangian snow-evolution model)模型中,考虑了压实、风、雪层中液态水的重新冻结以及层间

水汽的转移对雪层密度的影响。

区别于这些复杂的积雪模式,海冰热力学模式中对积雪的考虑以其绝热效果及雪向冰的单向物质转化为主^[25-27]。这些模式或将积雪密度假设为常量,或参照 SNOW17 对积雪密度进行参数化。对短期过程研究,定常的积雪密度合理可行;对季节变化的研究,考虑随时间变化的雪密度方案的确能完善积雪热力学参数,提高模拟冰厚的准确性^[12]。但在这些模式的计算中,随时间变化的雪密度只用来计算雪的热传导系数^[12],仅通过改变雪内、冰雪间热传导来影响冰雪热力学过程,而没有考虑在质量守恒的条件下积雪深度对雪密度变化的响应。在模式计算中,通常使用观测或大气再分析数据的降水/降雪数据作为外部强迫。在以往的一维高分辨率冰雪热力学模式 HIGHTSI 中,基于 Huwald 等^[28]提出的常数块体雪密度均值(320~340 kg/m³),将外强迫降雪雪水当量转化为积雪深度,这种假设可以减少降雪的不确定性以及雪密度变化对积雪深度的影响,但也忽略了不同次降雪对积雪产生的层化效应^[12, 27, 29]。而观测数据显示,降雪密度在不同地区、不同天气条件下在 50 kg/m³ 至 250 kg/m³ 范围内变化。在 Anderson^[18]提出的降雪密度参数化方案中,降雪密度随气温变化,其数值限定在 50~169 kg/m³。实际降雪密度总体来说要比模式的平均块体雪密度取值(320~340 kg/m³)小得多,后者实际上对应的是降雪以较小的密度沉降到现有雪层之后,经风吹雪、变质、应力变形等作用压实后的集成效果。

在以上研究的基础上,本文对 HIGHTSI 中的两个物理过程进行改进:(1)降雪取更接近实际的密度,降落沉积后压实增密;(2)在质量守恒条件下考虑积雪深度对密度变化的响应。本文参照先进的拉格朗日冰上积雪模型(SnowModel-LG)^[24]中雪密度随降雪事件、时间变化及其在质量守恒下对积雪深度产生影响的算法,将降雪以较实际的密度沉降到现有雪层,而后随时间推移压实致密的过程进行简化,引入到 HIGHTSI 模式中。

2 数据来源

2.1 冰质量平衡浮标数据

冰质量平衡浮标(IMB)来自美国寒带研究与工程实验室的质量平衡浮标项目(<http://imb-crrel-dartmouth.org/>),自 2000 年起,大量放置于北极冰区,如波弗特海、楚科奇海、拉普捷夫海等海域,用于测量、记录海冰质量平衡中的热力学变化^[30-32]。IMB 可以提供近表面温度及气压、海冰厚度、冰上积雪深度以

及垂直方向上从空气到积雪到海冰以及冰下海水的温度剖面。IMB由3部分组成:(1)配有气压计的数据控制与传输模块;(2)热敏电阻温度链,每10 cm安装一个热敏电阻温度传感器,精度为0.1°C;(3)一根冻结在冰中的长杆,顶部安装有气温探针,上下两端分别安装两个不同的声学测距仪。长杆上端,安装一个专门用来测量积雪深度的声波测距传感器(sonic ranging sensor, 型号为SR50A),俯视雪面并测量仪器与雪面之间的距离,以得到积雪深度变化以及融化季节雪、冰表面消融信息。长杆低端,安装有水下声呐测高计(underwater sonar altimeter, 型号为PSA-916),仰视海冰底部,测量仪器与冰底之间的距离,以得到海冰底部生长、消融的信息。

为针对积雪密度变化对积雪深度的影响进行定量分析,本文只选取降雪积累时间段进行研究:对于9月以前就已经放置了的浮标,以9月初作为模拟的初始状态;而对于其他9月后才放置、开始工作的浮标,模拟浮标记录始末所有时段,但仅对其中积累期的积雪深度结果进行统计计算。我们选取了降雪积累期冰面有积雪时段的15个浮标,浮标漂移的轨迹如图1所示。浮标漂移大多位于北极中心区、波弗特海、楚科奇海以及格陵兰海海域。2010年以前浮标时间间隔为2 h,2010年及之后的浮标记录数据时间

间隔为1 h。我们将GPS经纬度位置数据统一插值为1 h时间间隔,并据此来提取大气强迫数据。对浮标实测积雪深度时间序列进行质量控制,剔除异常点:对每个浮标的积雪深度序列进行24 h滑动平均,与滑动平均值差大于0.03 m的积雪深度数据点被剔除^[3]。15个浮标的模拟起止时间、位置、积雪深度信息见表1。

2.2 ERA-Interim 再分析数据

使用欧洲中期天气预报中心提供的再分析数据(ERA-Interim)作为外部大气强迫,包括风速、2 m的气温和露点温度、总降水量、降雪量以及云量数据。该数据覆盖全球,本文使用的空间分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$,时间分辨率为3 h。

除总降水、降雪量外的大气变量均为瞬时值,使用线性插值处理为1 h的时间间隔。ERA-Interim提供的总降水、降雪量为累计值。本文下载使用了3 h总降水、降雪累计值,线性内插平均分配到每小时。依据浮标时间、经纬度位置数据提取对应时间点位置临近的再分析数据格点作为该时刻大气强迫。

2.3 气候态积雪深度数据

基于1954–1991年苏联冰漂移站长时间序列海冰表面积雪深度观测资料,Warren等^[34]通过积雪深度与空间位置的关系构建了含有6个系数的二维二

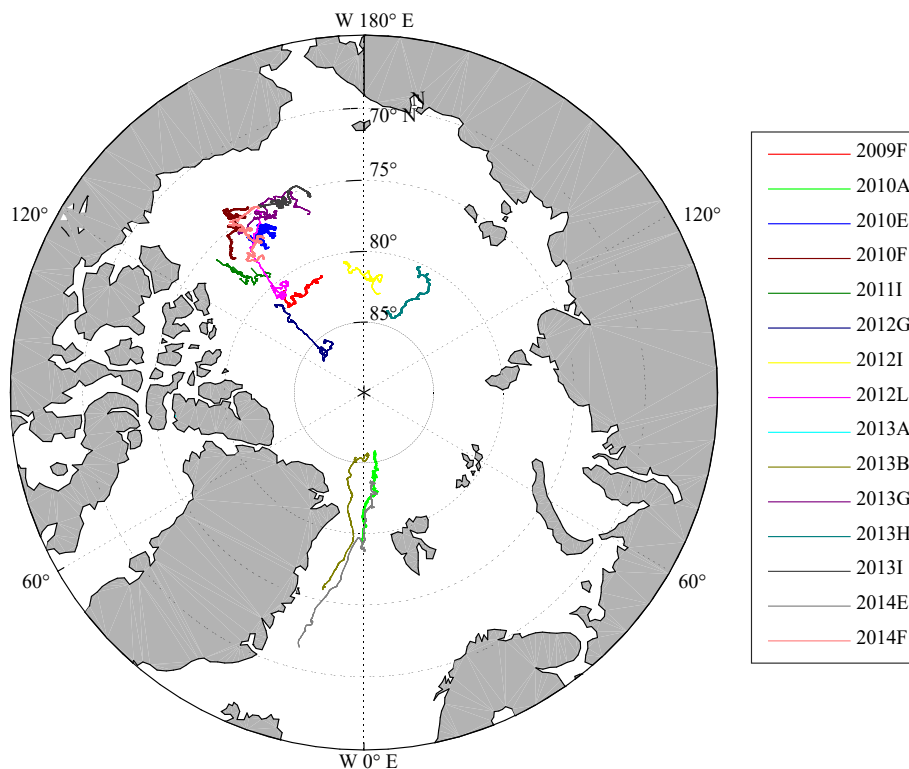


图1 本文模拟时段内15个IMB的漂移轨迹

Fig. 1 Drift trajectories of 15 IMB during the simulation period

表 1 15 个浮标模拟起止日期、位置、积雪深度

Table 1 The starting and ending data, position, and snow depth of 15 buoys during the simulation period

浮标	模拟起始状态			模拟终止状态		
	日期	GPS地点	积雪深度/cm	日期	GPS地点	积雪深度/cm
2009F	2009年9月29日	81.18°N,159.62°W	14	2010年3月1日	80.77°N,141.47°W	25
2010A	2010年9月1日	85.77°N,10.26°E	18	2010年11月20日	79.26°N,0.58°W	37
2010E	2010年10月7日	77.54°N,145.39°W	10	2011年7月29日	76.30°N,149.03°W	0
2010F	2010年10月8日	76.71°N,135.22°W	25	2011年6月16日	74.20°N,151.02°W	19
2011I	2011年9月3日	78.55°N,139.99°E	6	2012年1月20日	75.92°N,131.75°W	2
2012G	2012年10月1日	85.34°N,142.89°W	17	2013年12月1日	80.65°N,118.61°W	70
2012I	2013年9月6日	82.87°N,170.61°E	20	2012年12月21日	81.02°N,173.72°W	43
2012L	2012年8月27日	80.89°N,138.02°W	2	2013年8月28日	74.04°N,145.97°W	3
2013A	2013年1月24日	76.39°N,82.89°W	2	2013年6月30日	76.39°N,82.89°W	16
2013B	2013年9月1日	85.30°N,0.12°W	1	2013年12月17日	75.74°N,11.87°W	20
2013G	2013年9月4日	75.69°N,141.46°W	2	2014年5月5日	76.76°N,162.93°W	20
2013H	2013年9月3日	80.26°N,155.90°E	5	2013年12月29日	84.20°N,164.41°E	5
2013I	2013年9月24日	74.74°N,150.43°W	6	2014年2月12日	75.27°N,164.10°W	21
2014E	2014年9月1日	83.51°N,6.09°E	5	2015年1月3日	71.46°N,14.41°W	45
2014F	2014年9月3日	78.06°N,142.46°W	1	2015年6月27日	75.66°N,148.15°W	26

次多项式函数(以下简称 W99)来描述北极多年冰的气候态冰上积雪深度分布。W99 文中给出了 12 个月各自用来计算积雪深度与积雪密度的二次多项式的 6 个系数、均方根差、线性趋势、年际变化与不确定度。给出某月北极地区的经纬度,就可根据其给出的二次多项式函数计算给定地点的积雪深度与密度。通过与 W99 气候态积雪深度进行对比,简单地对模拟试验结果做出评价,这部分内容于 4.2 节呈现。

3 模型介绍与试验设置

3.1 HIGHTSI 模式简单介绍

HIGHTSI 是一个一维冰雪热力学模式,通过数值求解冰雪内部温度变化的偏微分热传导方程,以得到冰雪随时间变化的垂直温度剖面,进一步计算冰雪质量平衡。在冰雪表面,考虑包括大气层结影响在内的热量收支平衡与融化过程;在冰雪交界面,温度连续,考虑雪向冰的单向转化;海冰底部考虑冰水间的热交换以及冻结、融化过程^[25,27]。本小节对 HIGHTSI 中的积雪过程做简单介绍。原 HIGHTSI 模式中,积雪深度为

$$h_s = h_{s,ini} + h_{sf,tot} + h_{sm,tot}, \quad (1)$$

式中, $h_{s,ini}$ 为初始积雪深度; $h_{sf,tot}$ 为来自大气强迫的降

雪总深度(总为正); $h_{sm,tot}$ 为总融雪量(考虑雪冰时包括雪泥的生成),总为负。

$$h_{sf,tot} = \frac{SF_{tot} \cdot \rho_w}{\rho_{SF}}, \quad (2)$$

式中, SF_{tot} 为总大气强迫降雪的雪水当量; ρ_w 为水的密度; ρ_{SF} 为降雪密度,取常数。模式中积雪融化包括两部分:表面融化与内部融化。当表面温度大于融点时,使用表面吸收短波辐射、净长波辐射、感热潜热以及传导热提供相变潜热计算表面融化;当内部雪层达到融化温度时,使用上下雪层间传导热以及穿透雪内部的短波辐射提供相变潜热计算内部融化。

3.2 算法改进:积雪深度响应分层压实密度变化

拉格朗日冰上积雪模型(SnowModel-LG)考虑了风吹雪、雪升华等物理过程以及多层雪的密度、粒径以及雪热导率的季节演变^[24]。由于同一次风暴事件中降雪的性质是相似的,该模式将雪的垂向结构依据风暴事件分层,每一层携带诸多物理参数,包括雪层的雪水当量、雪密度、积雪深度、粒径大小、导热率等,这些参数都随时间变化。

本文将质量守恒下积雪深度响应分层压实密度变化的算法应用到 HIGHTSI 中,考虑到模型的匹配与计算效率,对层设置进行简化。将集成的总积雪

分为:(1)A层,来自模型模拟初始即存在的积雪,其深度由IMB实测或模式初值假设给定,初始密度设为 330 kg/m^3 ;(2)B层,该层全部来自模拟时段内的大气强迫降雪,其深度由与该层雪水当量相对应的总雪层质量除以密度计算得到。分别追踪这两层雪水当量、雪密度以及作为计算结果的积雪深度随时间的变化。两层积雪深度的累计值为总积雪深度,具体计算过程如下:

对于雪层A来说,只需要考虑融化造成的质量减少,而其他造成质量减少的效应,如升华等暂不予以讨论。 t 时刻雪层A的积雪深度为

$$h_{s,A}(t) = \frac{h_{\text{swe},A}(t-1) + M_A(t)}{\rho_A(t)} \cdot \rho_w, \quad (3)$$

式中,下角标s代表积雪深度;swe代表雪水当量; $h_{\text{swe},A}(t-1)$ 为 $t-1$ 时刻结束时雪层A的雪水当量; $M_A(t)$ 为 t 时刻雪层A的融化量的水当量(总为负值); $\rho_A(t)$ 为 t 时刻雪层A的密度; ρ_w 为水的密度。而在密度随时间变化的试验设置中, ρ_A 初值为 330 kg/m^3 ,随Anderson^[18]提出的重力变形压实公式变化

$$\frac{d\rho_A}{dt} = \rho_A W_{s,A} C_1 \exp(-C_2 \rho_A) \exp\left(\frac{T_a - T_f}{12.5^\circ\text{C}}\right), \quad (4)$$

式中,负荷雪重量 $W_{s,A} = h_{\text{swe},A}(t-1) + M_A(t) + h'_{\text{swe},B}(t) + M_B(t) = h_{\text{swe},A}(t) + h_{\text{swe},B}(t)$; T_a 为气温; T_f 为冰点温度;常数 $C_1 = 7 \text{ m}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$, $C_2 = 21 \text{ g/cm}^3$ 。

而对于雪层B来说,除考虑融化外,还要考虑降雪质量增加。 t 时刻内,在计算雪层B融化之前,将 t 时刻来自大气强迫的降雪量 $SF(t)$ (雪水当量)添加到雪层B中。则考虑降雪后(角标'表示)雪层B的雪水当量为

$$h'_{\text{swe},B}(t) = h_{\text{swe},B}(t-1) + SF(t). \quad (5)$$

雪层B积雪深度为

$$h'_{s,B}(t) = h_{s,B}(t-1) + \frac{SF(t) \cdot \rho_{\text{water}}}{\rho_{\text{sn}}}, \quad (6)$$

式中, ρ_{sn} 为降雪密度;雪层B密度为

$$\rho'_B(t) = \frac{h_{\text{swe},B}(t-1) + SF(t)}{h_{s,B}(t-1) + SF(t) \cdot \rho_{\text{water}} / \rho_{\text{sn}}} \cdot \rho_{\text{water}} = \frac{h'_{\text{swe},B}(t)}{h'_{s,B}(t)} \cdot \rho_{\text{water}}. \quad (7)$$

之后考虑融化并更新雪层积雪深度

$$h_{s,B}(t) = \frac{h'_{\text{swe},B}(t) + M_B(t)}{\rho'_B(t)} \cdot \rho_w. \quad (8)$$

在密度随时间变化的试验中, $\rho'_B(t)$ 同样按公式(4)随时间变化,其中负荷雪重量 $W_{s,B} = h'_{\text{swe},B}(t) + M_B(t) = h_{\text{swe},B}(t)$ 。

总积雪深度为雪层A、B在 t 时刻积雪深度之和,即式(3)与式(8)之和。

与原始HIGHTSI相比,不同之处在于分别追踪了两层雪(A与B)密度随时间的变化,且在质量守恒条件下考虑了积雪深度对随时间变化的雪密度的响应。

3.3 试验设置

表2给出了针对表1中15个IMB在降雪积累期内进行模拟试验的基本设置。试验T1为标准试验,为原HIGHTSI设置^[12,27,29],采用常数雪密度(330 kg/m^3)将降雪的雪水当量转化成积雪深度;同样基于原模式设置,试验T2采用更接近现实的降雪密度(200 kg/m^3)将降雪的雪水当量转换为积雪深度。试验T1与T2中B层新雪的密度是固定值,初始积雪(雪层A)的密度是随时间变化的(公式(4)),但如前文所述,密度变化只作用于积雪导热系数的改变,并没有考虑质量守恒下积雪深度对密度变化的响应。试验T3使用本文3.2节所述算法,降雪密度同样取 200 kg/m^3 ,积累后随时间致密的过程作用在A、B两层,即A和B层均的雪密度均发生变化,且考虑了质量守恒下积雪深度对密度变化的响应。简单起见,试验暂未考虑雪冰和层状冰的计算。

表2 HIGHTSI雪密度数值试验的设置

Table 2 Configurations of HIGHTSI numerical tests

试验	新降雪密度/($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)	雪深度是否随时间变化	积雪深度对压实增密的响应
T1	330	否	否
T2	200	否	否
T3	200	是	是

本文采用ERA-Interim再分析数据提供的累计降雪作为模式降雪输入,处理方法见2.2节所述,初始积雪深度和冰厚由浮标数据提供。

4 试验结果及分析

4.1 积雪深度模拟结果与IMB的总体比较

考虑到IMB观测取样的时间间隔,我们仅取与观测值相同时刻的模拟值进行比较,综合统计15个浮标降雪积累期模拟结果与实测的偏差。对于模拟时段经历暖季融化的浮标,本文的统计计算只针对融化开始前积累期的积雪深度的时段,即图2中初始至灰色竖线之间的时间段。研究时段内总计14948个有效观测积雪深度数据。与观测相比,3个试验模拟结果总体高估:分别有62.4%(T1)、85.6%(T2)以及67.5%(T3)的模拟积雪深度数据点相对实测偏高。试

验 T1 模拟积雪深度平均偏差最小, 小于 3 cm, 均方根误差为 8 cm, 相关系数为 0.74; Wang 等^[12] 在与 T1 相

同的密度设置下, 模拟了斯瓦尔巴特峡湾固定冰生长情况, 结果显示相对实测有正偏差 2 cm, 均方根误差

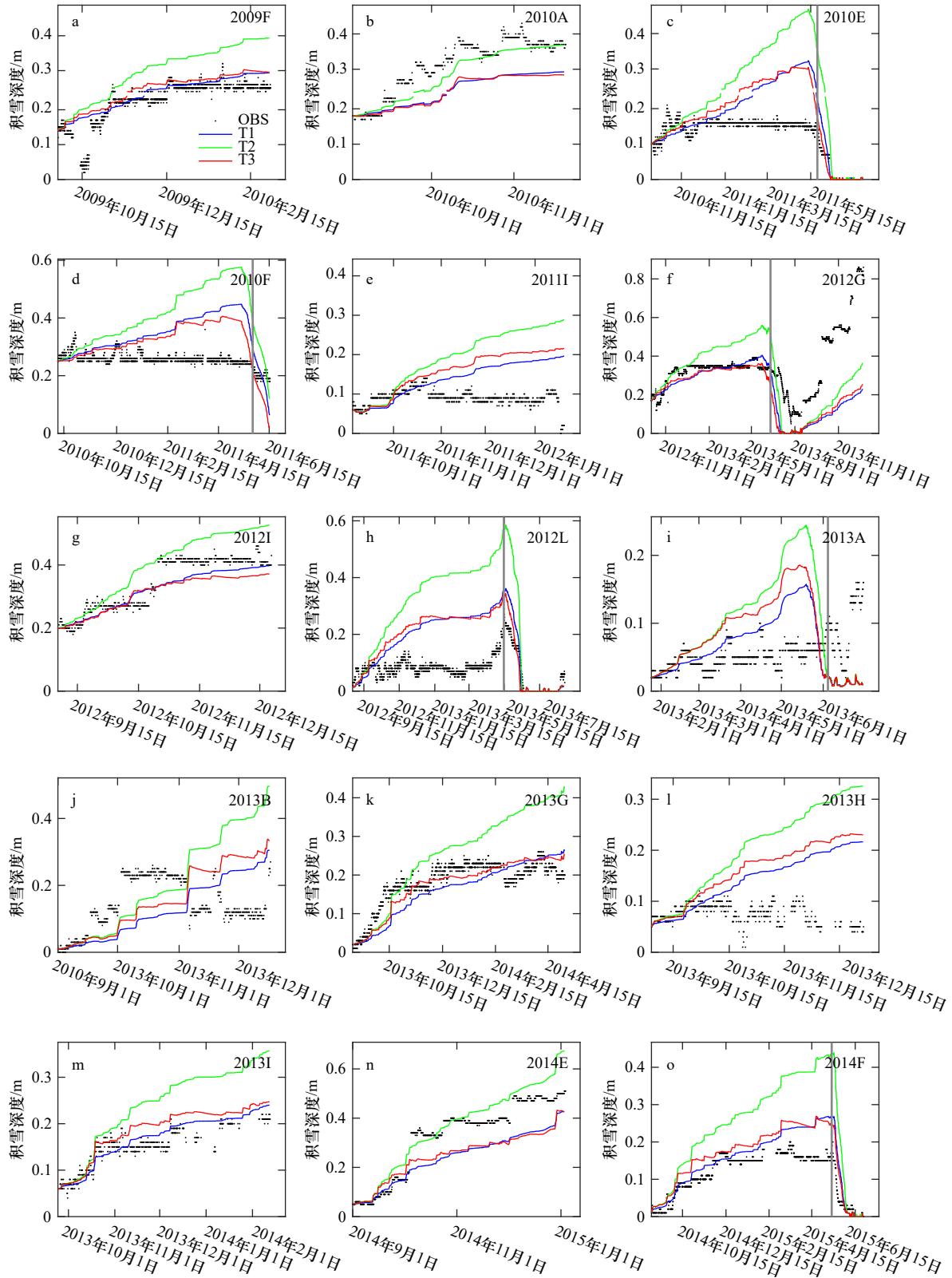


图 2 15 个浮标轨迹累积期 HIGHTSI 各试验模拟积雪深度与 IMB 实测积雪深度(黑色散点)对比(灰色竖线表示浮标实测融化开始时间)

Fig. 2 Comparison of modelled snow depth against measured (black scattered points) along 15 IMB trajectories during the accumulation period (the measured melt onset is represented by the gray normal line)

6 cm、相关系数为 0.83, 本文试验 T1 统计结果与之相比, 偏差在可接受的范围之内。试验 T3 积雪深度模拟结果的平均偏差与试验 T1 接近, 仅比试验 T1 高出 1 cm, 但标准差在 3 个试验中最小; 平均绝对差与均方根差也与试验 T1 的结果十分相近; 而试验 T2 相对实测的平均偏差与标准差都是最大的(表 3)。这说明虽然新雪降落时取较小密度值的处理与实际观测更为符合, 若不考虑降雪后的雪的压实效应, 一直以较小的降雪密度积累会造成积雪深度过大。

各个浮标的模拟试验与观测的积雪深度随时间变化对比如图 2 所示。浮标积累期内 ERA-Interim 大气强迫降雪量由图 3 给出, 图 2 中模拟积雪深度快速增长与图 3 强降雪时期相对应, 不同降雪密度设置影响单次降雪事件中模拟积雪深度的增幅。试验 T2 和 T3 使用较低降雪密度, 单次降雪事件中模拟积雪深度的增幅较试验 T1(较高新雪密度)更大。总体上, 模拟能反映出降雪积累的季节变化过程。但多数情况下模拟的值偏高, 这与表 3 统计结果一致。在 3 个试验中, 试验 T1 与 T3 模拟的积雪深度变化相近, 而 T2 模拟积雪厚度则明显高于两者。2009F、2012G、2013G 以及 2013I 这 4 个浮标试验 T1 和 T3 模拟结果与实测十分相似; 2010E、2010F、2011I、2012L、2013A、2013H 以及 2014F 共 7 个浮标的试验 T1 和 T3 在模拟中后期有或多或少的高估, 但明显优于试验 T2 的结果; 只有 2010A 与 2014E 这 2 个浮标的模拟试验中 T2 表现较好, T1 和 T3 的模拟结果没有追赶上实测 9 月中旬(前者)及 10 月初(后者)实测积雪深度的快速增长; 2012I 实测积雪深度约处在试验 T2 与 T1 及 T3 模拟中间的平均位置, 11 月初以前 T1/T3 试验模拟结果更好, 11 月初实测积雪深度快速增长, 这之后 T2 试验模拟结果与实测更为相近; 2013B 的模拟 3 个试验都与实测不一致, 前期低估、后期高估; 11 月初模拟试验中由 ERA-Interim 再分析降雪数据(图 3j)提供了大量降雪, 但在浮标轨迹上的观测积雪深度不增反降, 除降雪强迫的不准确性以外, 也可能是由风吹

雪等其他动力原因造成的。

风对冰上积雪的影响多种多样, 包括风吹雪重分布、风吹雪升华以及风压实等。HIGHTSI 中没有风吹雪相关的参数化方案, 以往使用该模式的研究中采用减少一定比例固态降雪外强迫的方式考虑风对降雪积累的影响^[12, 35], 本文未做相似的处理, 也就是说未将风对雪的作用加以考虑。Snowmodel 中认为, 当平均风速大于 5 m/s 时, 风就足以对积雪产生影响^[24]。我们分别选取 3 个浮标中 ERA-Interim 平均风速相近且大于该阈值的一段时间进行进一步分析: (1) 2012I 浮标 10 月中下旬至 11 月初, 这段时间内平均风速为 (5.8±1.9) m/s, 实测积雪深度从约 0.27 m 快速上升至约 0.4 m, 同时段内 ERA-Interim 提供的降雪量完全不足以重现这段时间内实测积雪深度的快速增长, 因此推测很可能是由于风将附近的积雪吹过来造成的; (2) 2012L 浮标 10 月至 11 月中旬这一段时间内, 平均风速为 (5.9±2.4) m/s, 模拟积雪深度随强迫降雪量增加而不断增加, 而实测在 10 月份不增反减, 这也可能是由风引起的; (3) 2013I 浮标模拟初始至 11 月这段时间内, 强迫风速为 (5.4±2.4) m/s, 模拟与实测具有良好的 consistency。理论上风对浮标中这 3 段时间内积雪的影响相似, 然而实测积雪深度相对不考虑风作用的模拟却呈现出了 3 种截然不同的情况(模拟低估、模拟高估以及模拟与实测相近)。基于此, 我们可以推测: 在积雪模拟中, 风作用的不确定性非常强。

Li 等^[36]通过浮标实测冰雪厚度计算了 103 个 IMB 的干舷, 结果显示其中仅有 7 个浮标记录有负干舷存在, 本文所使用的浮标 2012I 就是其中之一。实际上, 干舷为负为冰面被淹没的必要不充分条件。很多其他过程都会导致冰雪界面淹没, 如卤水通过多孔海冰中相互连接的卤水通道垂向渗透, 或海水通过变形冰脊断裂处到达积雪底部等^[37]。HIGHTSI 模式考虑了雪冰以及层状冰的生成, 认为当干舷为负时, 淹没雪泥形成, 冻结条件下转化成雪冰^[12, 38], 这里针对雪冰补充对浮标 2012I 的模拟计算。结果显示, 试验

表 3 15 个浮标实测积雪深度平均值及各试验的偏差统计结果比较

Table 3 Comparison of statistical snow depth results of 3 tests against the measurement

	15个浮标实测平均值	试验T1	试验T2	试验T3
平均积雪深度±标准差/cm	19±11	21±10	29±14	22±9
平均差/cm	-	3	11	3
平均绝对差/cm	-	6±5	12±10	6±5
均方根差/cm	-	8	10	7

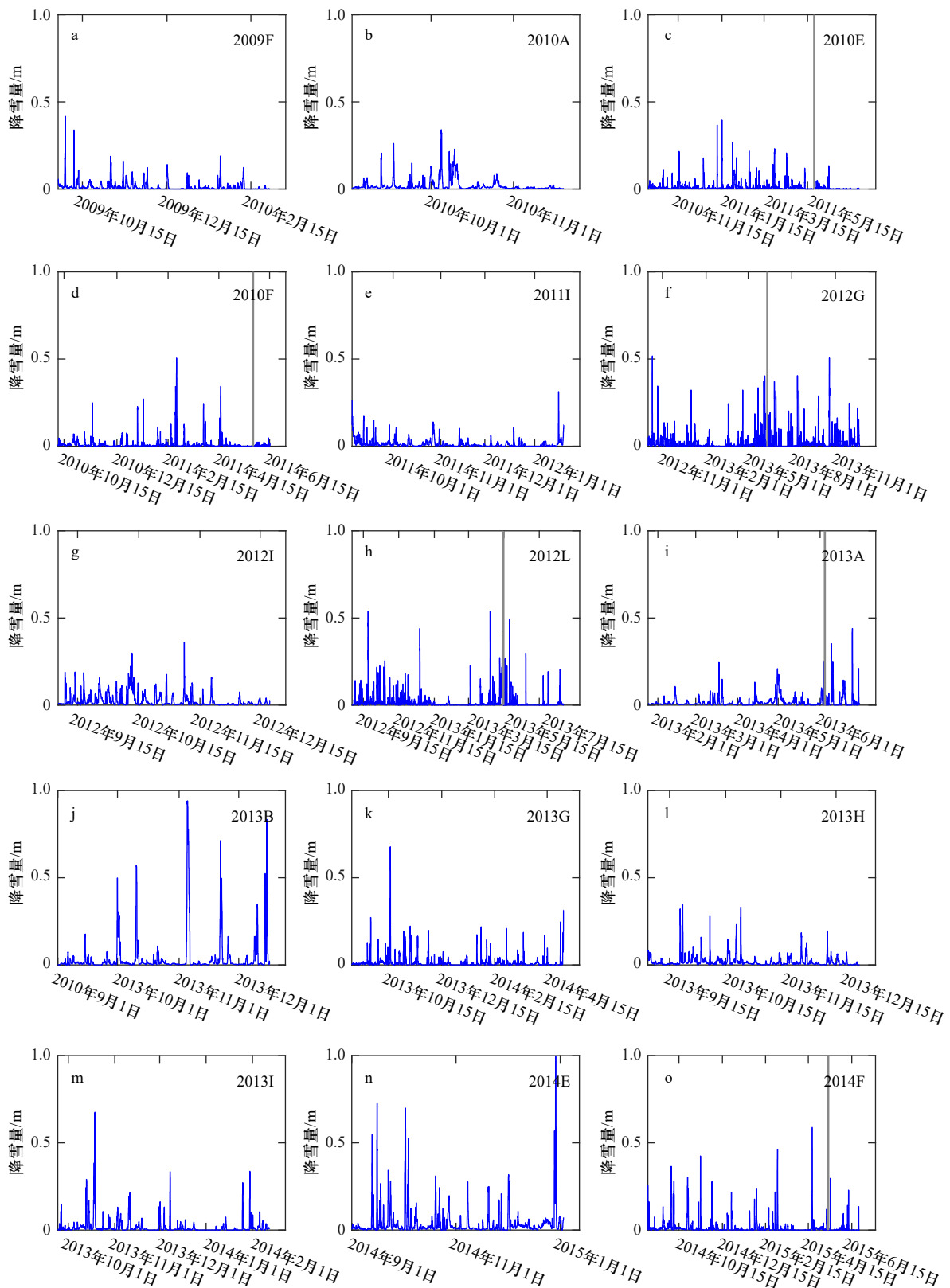


图3 积雪积累期 15 个浮标轨迹上 ERA-Interim 再分析降雪量强迫数据(灰色竖线表示浮标实测融化开始时间)

Fig. 3 Snowfall as model input from ERA-Interim reanalysis data along 15 IMB trajectories during the accumulation period (the measured melt onset is represented by the gray normal line)

T1 中约 5 cm 的积雪转化成了 7 cm 的雪冰; 而 T3 中较薄、海冰较厚, 没有雪冰生成。
 约 4 cm 的积雪转化成了 6 cm 的雪冰。其余浮标积雪 试验 T3 模拟积雪深度相较 T2 减小了, 这是雪层

A、B 积雪深度响应密度变化的结果。图 4 给出了 T3 试验中 A、B 层密度随时间演变。根据我们的试验设置,雪层 A 密度只受到压实增密(公式(4))的影响,于积累期时间段内,A 层雪水当量不变,密度不断增大,因此,根据质量守恒,该层积雪深度不断减小。对于 B 层,密度除随公式(4)变化之外,在发生降雪的时间点还会受到降雪密度加权平均效应(公式(7))的影响。公式(7)本质是分别以 B 层原有雪与降雪的体积为权重对密度加权平均。由于降雪的密度更小,因此强降雪时段该层的密度会发生一定的减小,图 4 中 B 层密度在总体增加的趋势之上叠加了锯齿形变化即是该效应的体现。其中,总体积雪密度增加的趋势是公式(4)压实增密的效应;局部强降雪时期呈现的短期下降过程是公式(7)的效应,曲线谷区宽度及下降幅度取决于降雪的量(图 3)与持续时间。在积累期,由于外强迫降雪(雪水当量)不断增加的同时其雪层密度也不断增加,B 层的积雪深度总体表现为缓慢增长,其增幅明显小于 T2。2010E、2012G、2012L、2014F 共 4 个浮标的 A 层积雪在模拟结束前就已融尽,因此 A 层雪密度的时间序列较 B 层短。对于这些模拟过程中经历暖季的浮标的 B 雪层发生融化时密度快速下降,是快速融化与新雪降落加权平均的共同结果。

在试验 T3 中,冰上积雪块体密度(图 4 黑线)为 A、B 层总积雪质量与积雪深度的比值。初值均为 330 kg/m^3 ,即为预设的初始即存在的雪层 A 的密度,这时尚没有新的降雪。初始积雪深度很小的浮标(如 2012L、2013A、2013B、2013G、2014E 与 2014F),块体密度受 B 层密度变化的影响显著——因为块体密度这个量具有加权平均的意义,相较不断增长的 B 层,A 层(初始即存在的积雪)的质量很小,故对雪层整体密度影响很小。无融化积累期时段内,每个浮标的总积雪质量(初始加大气强迫降雪量)在 3 个数值试验中都是相同的,因此 3 个试验中积雪深度的差异主要来自于块体密度的差异。2009F、2010A、2012I 等浮标试验 T1、T3 模拟积雪深度十分相近,几乎没有差异,这是因为试验 T1 的块体密度始终为 330 kg/m^3 ,而这几个浮标在试验 T3 中的块体密度十分接近 330 kg/m^3 ,于该值上下小幅度浮动(块体密度标准差小)。而对于那些 T1、T3 模拟积雪深度差异较大的浮标,其初始积雪相对后续降雪较少,块体密度受 B 层大气强迫降雪层密度变化影响较大(块体密度标准差也较大)。粗略统计 15 个浮标试验 T3 块体密度平均值约为 305 kg/m^3 ,这也是试验 T1 与 T3 15 个浮

标平均意义下表现相近的原因。

在积累期,由于外强迫降雪(雪水当量)不断增加的同时其雪层密度也不断增加,试验 T3 的 B 层的积雪深度总体表现为缓慢增长,其增幅明显小于 T2 的结果。可见,T3 显著地改善了 T2 积雪深度过度积累的问题,这是积雪深度变化响应密度变化的结果。

我们进一步采用泰勒图(图 5)再现积累期试验 T2 和 T3 积雪深度时间序列的标准差、相对于各浮标观测数据的均方根误差与相关系数。为将各浮标的试验误差整体呈现于一幅泰勒图中,我们首先以各观测点(图 5 中 OBS 点,标准差=1,均方根误差=0,自相关系数=1)为基准,将各浮标模拟积雪深度序列均除以观测序列标准差作归一化处理。通过泰勒图我们可以直观地比较各试验模拟积雪深度与实测的符合程度。由于试验 T3 与 T1 的模拟结果相近,在图 5 中仅给出了 T2 与 T3 相对于观测数据的误差统计结果,以体现质量守恒条件下考虑压实致密效应的积雪深度算法(T3)对过度积累问题的明显改善。图中浮标序号与表 4 对应。由图 5 可见,除序号 2(2010A)、7(2012I)、14(2014E)3 个浮标外,T3 的模拟积雪深度仅就标准差与均方根误差这两项指标而言,较 T2 结果均有明显改善,虽然相关系数改变不大。如 T2 均方根误差大于 2 cm 的几个浮标试验中,以第 3 个浮标(2010E)最为明显,T3 相对 T2 均方根误差减小了 5 cm,为 T2 均方根误差的 47.2%。而对于这 3 个浮标来说,本身均方根误差和标准差都是这 15 个浮标中较小的,试验 T3 模拟结果相较 T2 标准差减小了,且两个试验均方根误差相差在 2 cm 以内。

雪积累期各浮标实测积雪深度平均值及标准差、模拟积雪深度以及误差统计结果详见表 4。试验 T1 大多数时间模拟结果高于实测,有 6 个浮标(2010A、2012G、2012I、2013B、2013G、2014E)例外,有负偏差,其中 2012G、2012I 与 2013B 试验 T1 与 T3 模拟积雪深度与实测误差都在 3 cm 以下。综合平均差、标准差、均方根差及绝对误差,15 个浮标中只有 2010A 与 2014E 的试验 T2 表现更好(这与图 2 呈现的一致),原因可能是强迫降雪量不足或实际降雪密度更小;对于其他浮标试验 T2 持续以较小的降雪密度累计会造成积雪深度过大。应用考虑致密效应的积雪深度算法(试验 T3)可以较大程度地避免这个问题,平均积雪深度减小了 7 cm,误差由实测平均值的 55.6%(T2)减小至 16.4%(T3)。T3 相对 T1 的相差仅为 1 cm,模拟结果也较为相近。实际上,T1 所使用的平均雪块体密度本身也可以看作降雪沉积后经压实

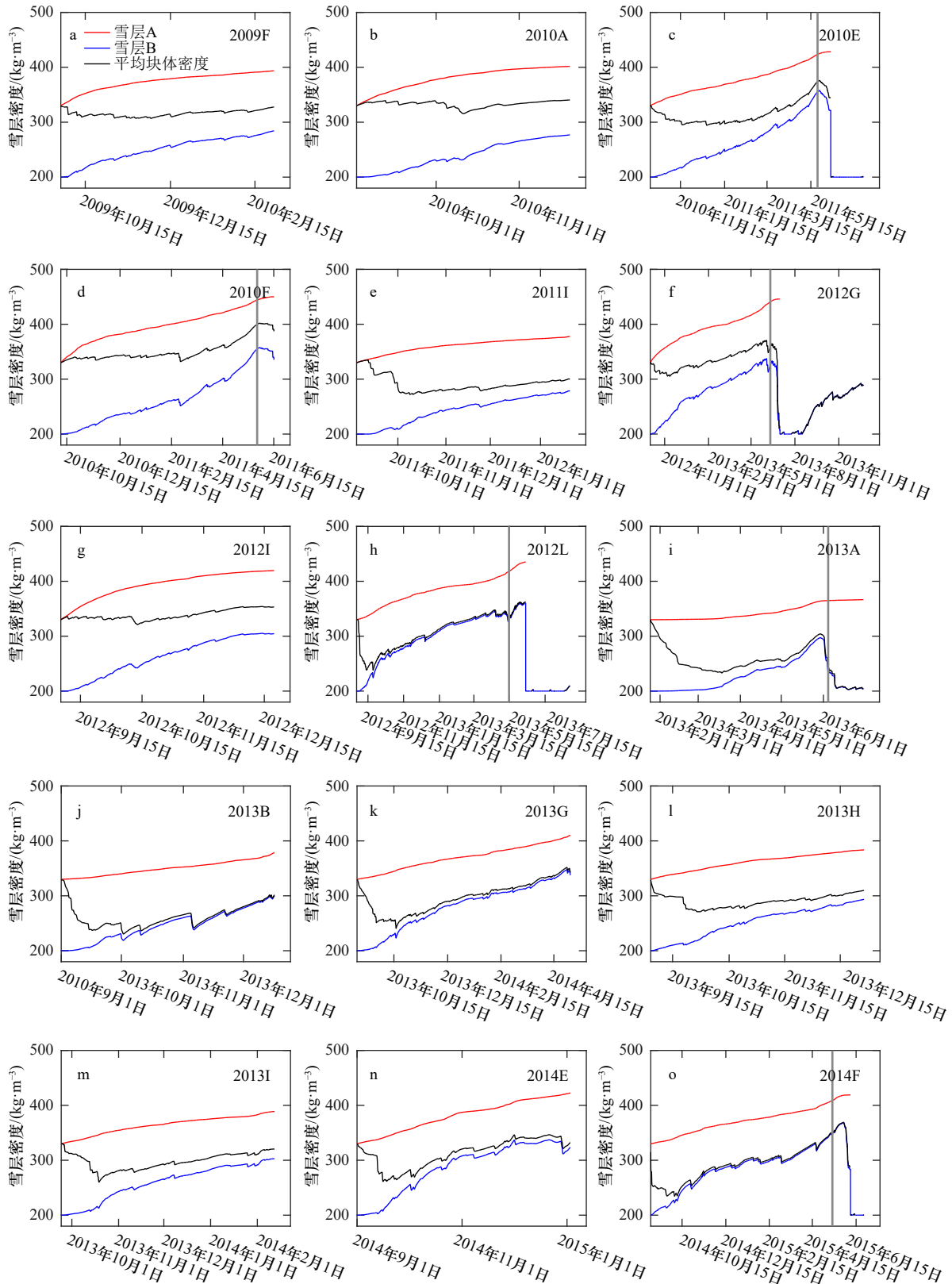


图 4 试验 T3 中 15 个浮标轨迹累积期 A、B 雪层密度随时间演变(灰色竖线表示浮标实测融化开始时间)

Fig. 4 Evolution of snow density of A and B layer and bulk density along 15 buoys trajectories during the accumulation period (the measured melt onset is represented by the gray normal line)

增密的时间平均结果,但从物理过程的处理上,显然 T3 更为合理。

总的来说,就这 15 个浮标的雪积累期而言,试验 T3 所采用的改进算法不仅通过可变积雪密度的处

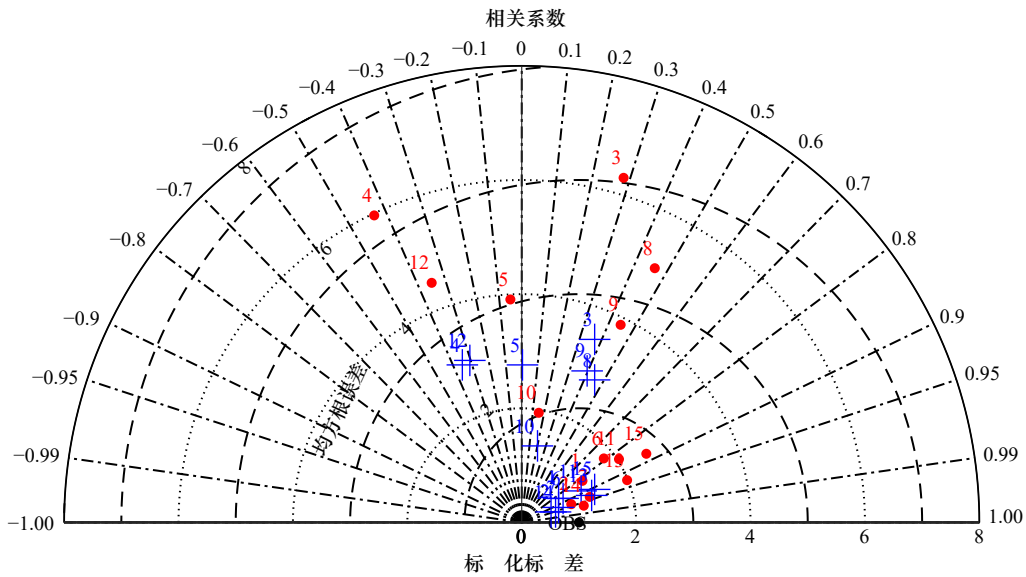


图5 试验 T2 和 T3 模拟结果及相对于实测的泰勒图

Fig. 5 Taylor diagram of T2 and T3 results relative to the observation

1 至 15 序号依次代表 15 个浮标(序号与浮标名称对应关系列于表 4 中), 红色点标记代表试验 T2 统计结果, 蓝色十字代表试验 T3 统计结果, 黑点 OBS 为一个相对的观测基准(标准差=1, 均方根误差=0, 自相关系数=1), 实线圆半径上的数字为标准化标准差, 实线半圆周上的数字表示相对实测的相关系数, 以黑点 OBS 观测为圆心的虚线圆周表示均方根误差大小

No. 1-15, in turn, on behalf of the 15 buoys (numbers on the corresponding relationship between the name of buoys in Table 4). Red dots for T2, while blue cross for T3 and the black spot 'OBS' for a relative observation datum, which STD = 1, RMSD = 0 and COR = 1. The values on the solid round radius for normalized STD, the solid line half a circle for correlation coefficients, the dotted circle centered on the black spot 'OBS' for root mean square errors

表 4 雪积累期各浮标实测积雪深度平均值及标准差、模拟积雪深度以及误差统计结果

Table 4 Statistical results including mean, standard deviation, and error of 3 tests against observation during the accumulation period

浮标	序号	实测		T1			T2				T3			
		AVG± STD/cm	AVG± STD/cm	ERR /cm	RMSD /cm	COR	AVG± STD/cm	ERR /cm	RMSD /cm	COR	AVG± STD/cm	ERR /cm	RMSD /cm	COR
2009F	1	22±5	24±4	2	3	0.82	30±7	8	4	0.82	25±4	3	3	0.84
2010A	2	31±7	25±4	-7	4	0.94	29±7	-2	3	0.93	24±4	-7	4	0.95
2010E	3	15±2	21±7	6	6	0.29	28±11	13	11	0.28	22±6	7	6	0.37
2010F	4	26±2	35±6	9	7	-0.42	42±10	16	11	-0.43	33±5	7	6	-0.35
2011I	5	9±2	14±5	5	5	-0.05	19±8	10	8	-0.05	16±5	7	6	-0.01
2012G	6	32±6	31±6	-1	4	0.80	41±10	9	7	0.79	30±5	-2	3	0.86
2012I	7	34±9	32±6	-2	3	0.94	40±11	6	4	0.94	31±6	-3	4	0.93
2012L	8	8±3	21±8	12	7	0.46	33±14	24	13	0.46	21±8	13	7	0.45
2013A	9	5±2	8±4	3	4	0.41	12±7	7	6	0.45	10±5	5	5	0.39
2013B	10	14±7	13±9	-2	11	0.15	21±15	6	15	0.15	16±10	1	11	0.20
2013G	11	18±6	16±7	-2	4	0.84	26±12	7	8	0.84	18±7	-1	3	0.89
2013H	12	8±2	14±5	5	6	-0.35	20±9	10	9	-0.35	16±6	7	6	-0.31
2013I	13	14±4	17±5	1	2	0.93	24±9	7	5	0.93	19±5	3	2	0.93
2014E	14	32±15	24±10	-9	6	0.97	36±17	4	5	0.97	25±9	-8	7	0.96
2014F	15	13±5	16±7	4	4	0.88	26±12	14	8	0.88	18±7	5	3	0.91
综合 15个	-	19±11	21±10	3	8	0.74	29±14	11	10	0.66	22±9	3	7	0.73

注: AVG±STD; 积雪深度平均值±标准差; ERR; 相对实测平均差; RMSD; 相对实测均方根误差; COR; 相对实测相关系数。

理,避免了 T2 由于持续以较小降雪密度积累造成的积雪深度高估的问题,又在标准试验 T1 的基础上加入了雪压实致密对积雪深度影响的过程。

4.2 模拟结果与 W99 气候态积雪深度数据的比较

3 个数值试验模拟积雪深度峰值出现的时间相近,挑选 15 个浮标模拟积雪深度最大值出现的月份与其对应的经纬度,将 3 个试验模拟结果、浮标实测以及 W99 气候态积雪深度模拟结果对比。之所以选择模拟最大值,并非为了选择一个常规认识下的最大积雪深度数据去与气候态模拟结果对比,而是优先保证浮标轨迹上融化开始之前,积累期内的全部降雪都被纳入考虑。对于不经历融化的浮标,积累期内的全部积雪于模拟结束时全部纳入模型;而对于经历融化的浮标来说,融化开始前的积雪深度为积累期内全部降雪沉积得到的——对于两者来说,模拟积累期内全部降雪等同于模拟时间序列最大值。由表 5 可见,综合 15 个浮标的平均值,试验 T2 的积雪深度平均值明显较 W99 偏高,试验 T1 和 T3 平均值与 W99 气候态积雪深度平均值十分相近,但其中有 3 个浮标(2010F、2012I 与 2013A)试验 T1 和 T3 相对 W99 的偏差都超

过 10 cm。前两个浮标 T3 试验相对气候态误差在 10 cm 左右,而 2013A 气候态积雪深度结果远高于模拟与实测结果。该浮标 5 月所处位置于格陵兰岛与埃尔斯米尔岛之间,不在冰漂移站轨迹覆盖范围以内。近年来北极冰上积雪深度有负趋势^[7],这里计算的 W99 气候态积雪深度结果并未考虑积雪深度趋势变化,可能较实际偏高。

5 结论与讨论

本文以 ERA-Interim 再分析数据作为外部大气强迫,基于 SnowModel-LG^[24] 中的考虑压实致密的积雪深度的多雪层计算方法,将其简化为两层雪层,将新降雪以接近实际的较低密度降落,继而随时间压实增密,并在质量守恒条件下影响积雪深度的物理过程加入一维高分辨率热力学冰雪模式 HIGHTSI。模拟研究了 IMB 轨迹上积雪深度的演变,并将模拟结果与 IMB 实测积雪深度进行对比验证。

结果显示,对积雪积累期而言,本文改进算法相较以往^[12, 27, 29]使用了更接近观测的降雪密度,更加贴近现实,且得到了与以往算法相近的结果;避免了采

表 5 15 个浮标模拟峰值所在月份、模拟峰值时段内 3 个数值试验模拟积雪深度结果、IMB 实测积雪深度结果与 W99 气候态积雪深度对比

Table 5 Months when modelled peak occurs, snow depth from 3 numerical tests, and observation results during the peak period against W99 climatology snow depth results

浮标	模拟最大积雪深度所在月份	IMB 实测积雪深度/cm	T1 积雪深度/cm	T2 积雪深度/cm	T3 积雪深度/cm	W99 气候态积雪深度/cm
2009F	3月	25	29	39	30	33
2010A	11月	37	29	37	28	27
2010E	5月	14	32	47	30	33
2010F	5月	24	45	58	39	29
2011I	1月	2	20	29	22	30
2012G	5月	33	40	56	36	39
2012I	12月	43	40	53	37	26
2012L	5月	24	36	58	34	30
2013A	5月	6	16	24	18	53
2013B	12月	20	31	50	33	28
2013G	5月	20	27	43	26	32
2013H	12月	5	22	33	23	26
2013I	2月	21	24	36	25	29
2014E	1月	51	43	67	43	44
2014F	4月	15	27	44	24	34
综合15个	-	23±13	31±8	45±12	30±7	33±7

用新雪密度转化降雪外强迫所导致的过度积累,以浮标观测为标准,分层积雪密度压实(试验 T3)计算得到的积雪深度相对 T2 减小了 24.5%,平均绝对误差减小了 5 cm。

北冰洋的积雪深度模拟依然是一项挑战。总体上,本文引入的降雪以更符合实际、较小的密度沉降,后经压实增密,雪层变薄的变化过程,对描述非融化期积雪积累过程有一定能力,但目前的模拟还存在若干问题。降雪发生时,强迫数据的不准确是误差的主要来源之一。本文使用的 ERA-Interim 提供 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的网格分辨率,而 IMB 测量声波测距传感器与积雪表面之间的距离,这样的测量结果具有强烈的局地特征,且易被雪丘影响,即观测与强迫场的不同尺度带来不确定性。其次,对于经历融化期的浮标,模拟出现了融化过早、融化过快的问题。HIGHTSI 模式中雪物理过程还是较为简单,雪导热系数的参数化是否合理、对雪层中液态水的渗流过程^[19]的量化能否对热力学过程有所改进都还有待检验。其他一些影响积雪密度和积雪质量变化的因素还未加以考虑^[24]。以往的模式中也对风压实,风吹雪重分布以及风吹雪升华过程进行了参数化^[39-40]。此外,风对降雪的积累也有极大的影响。气候态数据分析表明,即使在陆地

上,早冬观测降水量与实际降雪积累量之间的相关性也很差,只有不到一半降水对雪的积累做出贡献^[41]。风吹雪侵蚀、沉积过程只在 1~500 m 水平距离尺度上起作用,因此在非高分辨率的模式中可以忽略,但风吹雪的升华在北极积雪质量收支模拟中有显著作用^[24]。风对雪的作用是复杂的,基于 4.1 节对风作用的分析,本文暂未考虑风的作用,尚未将风吹雪参数化纳入模式,风的效应还有待进一步研究。

另外,本文主要专注于对积雪深度算法的改进以及对随时间变化的积雪密度对模拟积雪深度的影响进行研究,没有对海冰模拟进行细致的讨论。冰上积雪不仅影响海冰热力学行为,还可以通过冰雪转化形成雪冰、层状冰对海冰生长做出贡献。HIGHTSI 模型中考虑了雪向冰的单向转换,模拟能较好地反映北极雪冰、层状冰形成的基本特征^[11-14]。雪冰在南极海冰热力平衡中的重要性已是共识,近年来的实测与模式结果表明,北极雪冰生成潜力增大^[14-15,42]。后续工作将会进一步研究雪向冰的单向转化对海冰的影响。

致谢: 感谢林龙博士在浮标数据质量控制方面的讨论和指导。

参考文献:

- [1] Kwok R, Rothrock D A. Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008[J]. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36(15): L15501.
- [2] Maslanik J, Stroeve J, Fowler C, et al. Distribution and trends in Arctic sea ice age through spring 2011[J]. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(13): L13502.
- [3] Markus T, Stroeve J C, Miller J. Recent changes in Arctic sea ice melt onset, freezeup, and melt season length[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2009, 114(C12): C12024.
- [4] Bliss A C, Anderson M R. Arctic sea ice melt onset timing from passive microwave-based and surface air temperature-based methods[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2018, 123(17): 9063–9080.
- [5] Webster M A, Rigor I G, Nghiem S V, et al. Interdecadal changes in snow depth on Arctic sea ice[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2015, 119(8): 5395–5406.
- [6] Simmonds I, Burke C, Keay K. Arctic climate change as manifest in cyclone behavior[J]. *Journal of Climate*, 2008, 21(22): 5777–5796.
- [7] Boisvert L N, Webster M A, Petty A A, et al. Intercomparison of precipitation estimates over the Arctic Ocean and its peripheral seas from reanalyses[J]. *Journal of Climate*, 2018, 31(20): 8441–8462.
- [8] Webster M, Gerland S, Holland M, et al. Snow in the changing sea-ice systems[J]. *Nature Climate Change*, 2018, 8(11): 946–953.
- [9] Merkouriadi I, Cheng B, Hudson S R, et al. Effect of frequent winter warming events (storms) and snow on sea-ice growth—a case from the Atlantic sector of the Arctic Ocean during the N-ICE2015 campaign[J]. *Annals of Glaciology*, 2020, 61(82): 164–170.
- [10] Leppäranta M. A growth model for black ice, snow ice and snow thickness in subarctic basins[J]. *Hydrology Research*, 1983, 14(2): 59–70.
- [11] Cheng Bin, Launianen J, Vihma T. Modelling of superimposed ice formation and subsurface melting in the Baltic sea[J]. *Geophysica*, 2003, 39(1): 31–50.
- [12] Wang Caixin, Cheng Bin, Wang Keguang, et al. Modelling snow ice and superimposed ice on landfast sea ice in Kongsfjorden, Svalbard[J]. *Polar Research*, 2015, 34(1): 20828.
- [13] Merkouriadi I, Cheng Bin, Graham R M, et al. Critical role of snow on sea ice growth in the Atlantic sector of the Arctic Ocean[J]. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44(20): 10479–10485.
- [14] Merkouriadi I, Liston G E, Graham R M, et al. Quantifying the potential for snow-ice formation in the Arctic Ocean[J]. *Geophysical Research Letters*, 2020, 47(4): e2019GL085020.

- [15] Granskog M A, Rösel A, Dodd P A, et al. Snow contribution to first-year and second-year Arctic sea ice mass balance north of Svalbard[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2017, 122(3): 2539–2549.
- [16] Ledley T S. Snow on sea ice: Competing effects in shaping climate[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1991, 96(D9): 17195–17208.
- [17] Shapiro L H, Johnson J B, Sturm M, et al. Snow mechanics: Review of the state of knowledge and applications[R]. US Army Cold Regions: Research and Engineering Laboratory, 1997.
- [18] Anderson E A. A point energy and mass balance model of a snow cover[R]. Washington: US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, Office of Hydrology, 1976.
- [19] Brun E, Martin E, Simon V, et al. An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting[J]. *Journal of Glaciology*, 1989, 35(121): 333–342.
- [20] Lehning M, Bartelt P, Brown B, et al. Snowpack model calculations for avalanche warning based upon a new network of weather and snow stations[J]. *Cold Regions Science and Technology*, 1999, 30(1/3): 145–157.
- [21] Boone A. Description du schema de neige ISBA-ES (Explicit Snow)[Z/OL]. [2021–03–25]. http://www.umr-cnrm.fr/IMG/pdf/snowdoc_v2.pdf.
- [22] Huintjes E, Sauter T, Schröter B, et al. Evaluation of a coupled snow and energy balance model for Zhadang Glacier, Tibetan Plateau, using glaciological measurements and time-lapse photography[J]. *Arctic Antarctic & Alpine Research*, 2015, 47(3): 573–590.
- [23] Sauter T, Arndt A, Schneider C. COSIPY v1.3—an open-source coupled snowpack and ice surface energy and mass balance model[J]. *Geoscientific Model Development*, 2020, 13(11): 5645–5662.
- [24] Liston G E, Itkin P, Stroeve J, et al. A Lagrangian snow-evolution system for sea-ice applications (SnowModel-LG): Part I—model description[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2020, 125(10): e2019JC015913.
- [25] Launiainen J, Cheng Bin. Modelling of ice thermodynamics in natural water bodies[J]. *Cold Regions Science and Technology*, 1998, 27(3): 153–178.
- [26] Saloranta T M. Modeling the evolution of snow, snow ice and ice in the Baltic Sea[J]. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 2010, 52(1): 93–108.
- [27] Cheng Bin, Zhang Zhanhai, Vihma T, et al. Model experiments on snow and ice thermodynamics in the Arctic Ocean with CHINARE 2003 data[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2008, 113(C9): C09020.
- [28] Huwald H, Tremblay L B, Blatter H. Reconciling different observational data sets from Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA) for model validation purposes[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2005, 110(C5): C05009.
- [29] Zhao Jiechen, Cheng Bin, Vihma T, et al. Observation and thermodynamic modeling of the influence of snow cover on landfast sea ice thickness in Prydz Bay, East Antarctica[J]. *Cold Regions Science and Technology*, 2019, 168: 102869.
- [30] Richter-Menge J A, Perovich D K, Elder B C, et al. Ice mass-balance buoys: A tool for measuring and attributing changes in the thickness of the Arctic sea-ice cover[J]. *Annals of Glaciology*, 2006, 44: 205–210.
- [31] Polashenski C, Perovich D, Richter-Menge J, et al. Seasonal ice mass-balance buoys: Adapting tools to the changing Arctic[J]. *Annals of Glaciology*, 2011, 52(57): 18–26.
- [32] Lei Ruibo, Li Na, Heil P, et al. Multiyear sea ice thermal regimes and oceanic heat flux derived from an ice mass balance buoy in the Arctic Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2014, 119(1): 537–547.
- [33] Nicolaus M, Hoppmann M, Arndt S, et al. Snow depth and air temperature seasonality on sea ice derived from snow buoy measurements[J]. *Frontiers in Marine Science*, 2021, 8: 655446.
- [34] Warren S G, Rigor I G, Untersteiner N, et al. Snow depth on Arctic sea ice[J]. *Journal of Climate*, 1999, 12(6): 1814–1829.
- [35] Cheng Bin, Mäkynen M, Similä M, et al. Modelling snow and ice thickness in the coastal Kara Sea, Russian Arctic[J]. *Annals of Glaciology*, 2013, 54(62): 105–113.
- [36] Li Shutong, Dou Tingfeng, Xiao Cunde. A preliminary investigation of Arctic sea ice negative freeboard from *in-situ* observations and radar altimetry[J]. *Journal of Ocean University of China*, 2021, 20(2): 307–314.
- [37] Maksym T, Jeffries M O. A one-dimensional percolation model of flooding and snow ice formation on Antarctic sea ice[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2000, 105(C11): 26313–26331.
- [38] Cheng Bin, Vihma T, Rontu L, et al. Evolution of snow and ice temperature, thickness and energy balance in Lake Orajärvi, northern Finland[J]. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 2014, 66(1): 21564.
- [39] Liston G E, Sturm M. A snow-transport model for complex terrain[J]. *Journal of Glaciology*, 1998, 44(148): 498–516.
- [40] Liston G E, Haehnel R B, Sturm M, et al. Simulating complex snow distributions in windy environments using SnowTran-3D[J]. *Journal of Glaciology*, 2007, 53(181): 241–256.
- [41] Aleksandrov Y I, Bryazgin N N, Førland E J, et al. Seasonal, interannual and long-term variability of precipitation and snow depth in the region of the Barents and Kara seas[J]. *Polar Research*, 2005, 24(1/2): 69–85.
- [42] Rösel A, Itkin P, King J, et al. Thin sea ice, thick snow, and widespread negative freeboard observed during N-ICE2015 north of svalbard[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2018, 123(2): 1156–1176.

The effect of snow density evolution on modelled snow depth in the Arctic

Yin Hao^{1,2}, Su Jie^{1,2}, Cheng Bin³

(1. Key Laboratory of Physical Oceanography, Ministry of Education, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. Joint Center for Polar Research of Chinese Universities, Beijing 100875, China; 3. Finnish Meteorological Institute, Helsinki FI-00101, Finland)

Abstract: Due to its high surface albedo, snow plays an important role in the air-ice-ocean interaction in high-latitude regions. Accurate snow mass balance calculations are needed to understand the evolution of sea ice and interaction between snow-ice and atmosphere better. One of the factors affecting snow mass balance is snow density. Constant mean snow bulk density is used to convert snow water equivalent to snow depth in the present 1-D high-resolution thermodynamic snow-ice model (such as HIGHTSI). Simplified to 2 snow layers, being fresh and old, algorithm reference to Lagrangian snow-evolution model (SnowModel-LG) used to treat layered snow compaction is introduced into HIGHTSI to reproduce the physical process of compacting in both the fresh and old layer and affecting the snow depth following the principle of mass conservation. Forced by ERA-Interim reanalysis data, modified HIGHTSI was applied to investigate the impact of snow density on snow depth along drift trajectories of 15 sea ice mass balance buoys (IMB) during snow accumulation period and assess the model results against observation. In contrast to the previous bulk snow density setting, with a constant density of 330 kg/m³ (T1) or 200 kg/m³ (T2), our new algorithm calculates snow depth by considering both the fresh and old snow densifying over time (T3). The simulations indicate that the improved algorithm is more reasonable to deal with the density evolution, and can reproduced the snow depth well. The overaccumulation caused by heaping continuously at the lower density of new snowfall can be avoided by considering the response of both the fresh and old snow depth to compaction. The absolute error calculated by layered snow compaction is reduced by 5 cm by setting the observation as a reference of both the fresh and old snow depth to compaction. The absolute error calculated by layered snow compaction in T2 is reduced by 5 cm by setting the observation as a reference.

Key words: Arctic; snow depth; snow density; 1-D high-resolution thermodynamic snow-ice model