

陆洋, 赵海波, 赵嘉炜, 等. MOSAiC 现场观测期间海冰厚度季节变化模拟误差分析[J]. 海洋学报, 2024, 46(6): 26–39, doi:10.12284/hyxb2024065

Lu Yang, Zhao Haibo, Zhao Jiawei, et al. Simulation error diagnosis of the seasonal evolution of sea ice thickness during MOSAiC *in-situ* observation[J]. Haiyang Xuebao, 2024, 46(6): 26–39, doi:10.12284/hyxb2024065

MOSAiC 现场观测期间海冰厚度季节 变化模拟误差分析

陆洋¹, 赵海波¹, 赵嘉炜¹, 王晓春¹, 何宜军^{1,2*}, 雷瑞波³, 喻小勇⁴

(1. 南京信息工程大学海洋科学学院, 江苏南京 210044; 2. 三亚海洋实验室, 海南三亚 572024; 3. 中国极地研究中心自然资源部极地科学重点实验室, 上海 200136; 4. 无锡学院大气与遥感学院, 江苏无锡 214105)

摘要: 北极气候研究多学科漂流观测计划 (Multidisciplinary drifting Observatory for the Study of Arctic Climate, MOSAiC) 于 2019 年 10 月至 2020 年 9 月开展, 期间获得了变量完整的大气、海洋、海冰厚度及积雪厚度观测, 为海冰模式的发展提供了新的契机。本研究利用两个完整观测时段 (2019 年 11 月 1 日至 2020 年 5 月 7 日、2020 年 6 月 26 日至 7 月 27 日) 的大气和海洋强迫场, 驱动一维海冰柱模式 ICEPACK, 模拟了 MOSAiC 期间海冰厚度的季节演变, 同海冰厚度观测进行了对比, 并诊断分析了海冰厚度模拟误差的原因。结果表明, 在冬春季节, 模式可以再现海冰厚度增长过程, 但由于模式在春季高估了积雪向海冰的转化及对海冰物质平衡的贡献, 模拟的春季海冰厚度偏厚。在夏季期间, 2 种热力学方案及 3 种融池方案的组合都表明模式高估了海冰表层的消融过程, 导致模拟结束阶段的海冰厚度偏薄。我们的研究表明, 使用变量完整的大气和海洋强迫场可以诊断目前海冰模式中的问题, 为海冰模式的改进奠定基础。

关键词: MOSAiC 观测计划; 热力学方案; 融池方案; ICEPACK 海冰模式; 海冰厚度; 积雪深度; 北冰洋

中图分类号: P731.15

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2024)06-0026-14

1 引言

北极海冰是全球气候系统的重要组成部分。近几十年来, 北极海冰范围、厚度和多年冰 (世界气象组织定义^[1] 为: 至少经历两个融冰期仍存在的海冰) 体积都在减小^[2-4], 并且这一趋势仍在持续^[5]。北极海冰的融化期也在延长^[6]。本世纪中期可能出现夏季无冰现象^[7]。海冰范围是评估海冰状态的重要指标。根据 1979–2021 年北极海冰被动微波遥感观测资料, 北极 9 月海冰范围每 10 年下降 12.7%^[8]。2012 年和 2020

年是有卫星观测记录以来北极 9 月海冰范围最小的两个年份。海冰厚度是评估海冰状态的另一个更重要的指标, 结合海冰范围可以指示海冰体积的变化。北极海冰范围减小的同时, 厚度和体积也在减小。Lindsay 和 Schweiger^[9] 综合使用潜艇测量、浮标测量、飞机及卫星测量数据, 发现 1975–2012 年的平均冰厚从 3.59 m 降低到 1.25 m, 降幅达 65%。冰厚下降与北冰洋由多年冰主导向一年冰主导的转变是一致的。Kwok^[10] 利用 1958–2000 年的潜艇声呐观测记录, 和 2003–2018 年的卫星高度计观测资料, 发现北

收稿日期: 2024-02-06; 修订日期: 2024-05-17。

基金项目: 国家重点研发计划 (2021YFC2803301, 2018YFA0605904); 国家自然科学基金委项目 (42376200); 高分辨率南海海洋动力环境要素构建技术研究 (SOLZSKY2024005)。

作者简介: 陆洋 (1995—), 男, 江苏省泰州市人, 博士生, 主要从事海冰模拟研究。E-mail: 202411090011@nuist.edu.cn

* 通信作者: 何宜军 (1963—), 男, 湖南省临湘市人, 教授, 博士生导师, 研究方向为海洋微波遥感。E-mail: yjhe@nuist.edu.cn

极海冰平均厚度在 1980–2018 年间减小了约 1.75 m。其中, 2003–2008 年的 ICESat (Ice, Cloud, and land Elevation Satellite) 记录表明海冰厚度快速下降, 冬季下降速率为 0.10 m/a, 秋季为 0.20 m/a。而 2011–2018 年的 CryoSat-2 记录表明下降速率减缓, 冬季为 0.02 m/a, 秋季为 0.04 m/a^[10]。

由于观测资料的不足, 模式模拟是研究北极海冰的一个重要手段。自 40 多年前 Hibler^[11] 提出第一个热力–动力学海冰模式以来, 现代海冰模式已经发展到可以较好地模拟北极海冰的基本状态和长期变化趋势^[12–13]。然而, 这些海冰模式仍存在一些普遍性的问题, 如低估北极海冰的减少速率, 以及不同模式之间对北极海冰未来变化趋势的模拟也存在较大差异^[14]。第六次耦合模式比较计划 (the sixth phase of Coupled Model Intercomparison Project, CMIP6) 代表了当前模式发展的先进水平。对 CMIP6 模式海冰厚度的评估发现, 大多数模式可以较好地重现泛北冰洋海冰–海洋模拟与同化系统 (Pan-Arctic Ice Ocean Modeling and Assimilation System, PIOMAS)^[15] 再分析的北极海冰厚度气候态、年变化、年际变化和线性趋势, 但依然存在明显的模式间差异, 且大多数模式低估北极海冰厚度^[16]。对我国 CMIP6 模式的评估也表明, 这些模式普遍低估海冰厚度^[17]。由于北极海冰现场观测稀少, 目前对与海冰有关的过程和物理机制的理解不够准确。因此, 模式中只能采用基于少量观测提出的半经验模型。这是导致模式模拟的海冰厚度与观测之间存在差异的一个重要原因。美国洛斯阿拉莫斯国家实验室研发的大尺度热力–动力学海冰模式 CICE (Community Ice Code)^[18] 是地球系统模式中广泛使用的海冰分量模式。参与 CMIP6 的众多地球系统模式选择了 CICE 作为其海冰分量模式^[19]。然而, 这些模式具有低估北极中央区夏季海冰厚度的共同倾向^[20]。海冰柱模式 ICEPACK^[21] 是 CICE 的一维物理子模块, 具有进行单点海冰模拟的能力。ICEPACK 已经被应用于南极中山站附近的海冰厚度模拟^[22]、北极长期冰站融池反照率的模拟^[23] 和加拿大纳因附近固定冰的海冰厚度模拟^[24] 等研究。相比大尺度的二维海冰模式, ICEPACK 在与单点现场观测对比时, 可以避免格点匹配问题。对 ICEPACK 的改进也可以推广到 CICE 等二维的海冰模式中。

观测数据对于理解北极气候系统、北极海冰以及改进海冰模式至关重要。但是, 北极地区的现场观测非常稀少, 海冰厚度的观测尤其缺乏, 大多数海冰厚度的现场观测资料存在时间上不连续的问题。尽管

卫星可以获取连续、覆盖面广的观测, 但其对海冰厚度的反演仍受到冰上积雪、融池以及海冰密度等因素的影响, 具有不确定性^[25]。同一时间段包括大气、海洋、海冰变量的观测只能通过有组织的现场观测试验获得。2019–2020 年北极气候研究多学科漂流观测计划 (Multidisciplinary drifting Observatory for the Study of Arctic Climate, MOSAiC) 对大气^[26]、海冰^[27]、海洋^[28] 开展了比较协调一致的观测。中国参与其中 4 个航段的现场观测工作^[29], 充分利用 MOSAiC 观测计划得到的资料将推进对北极海冰的机理和数值模拟研究。

MOSAiC 期间, 变量完整的冰面大气、积雪和海冰厚度观测为海冰模式的改进提供了良好的契机。考虑到 MOSAiC 观测随海冰漂移的特性, 本研究使用 MOSAiC 大气和海洋变量观测来驱动 ICEPACK 模式, 将模拟的海冰厚度与观测进行对比, 并诊断分析误差的原因。在第 2 节中, 介绍了所使用的 MOSAiC 数据、ICEPACK 海冰模式以及数值试验设计。第 3 节详细描述了用 MOSAiC 观测驱动的 ICEPACK 模式模拟的冬春季节和夏季海冰厚度演变情况, 以及对模拟误差的诊断分析。第 4 节为结论与展望。

2 数据与方法

2.1 MOSAiC 数据

MOSAiC 观测分为 5 个阶段 (Leg1–5, 2019 年 10 月 4 日至 2020 年 9 月 20 日)^[26]: 第 1 阶段建立了由冰站加上“极星”船上的设施构成的第 1 个中心观测区 (Central Observatory 1, CO1), 同时布置外围浮标阵列分布式观测网 (Distributed Network, DN)。DN 由部署在中心观测区周围的 3~40 km 处的自动系统组成。它包含 100 多个小型、8 个中型和 3 个大型浮冰观测站, 冬季第 2 阶段和春季第 3 阶段在 CO1 进行观测。“极星”在 2020 年 5 月 16 日结束第一段载人漂移 (Drift 1) 并离开浮冰。2020 年 6 月, “极星”回到了原来的浮冰, 开始第二段载人漂移 (Drift 2)。夏季第 4 阶段与新的中心观测区 CO2 一起漂移, 直到弗拉姆海峡。2020 年 7 月 31 日结束了第三段载人漂移。第 5 阶段, 2020 年 8 月“极星”在北极点附近布置了 CO3 和 DN2, 启动了第三段载人漂移 (Drift 3)。Drift 3 于 2020 年 9 月 20 日结束, “极星”号开始返航。本研究使用 CO1 和 CO2 观测的大气数据作为 ICEPACK 模式的大气强迫, 使用 DN 观测网中 2019O1 浮标观测作为模式的海洋强迫, 使用 DN 观测网中 2019T66 浮标的海冰和积雪观测数据与模式对比。图 1 展示了本研究所

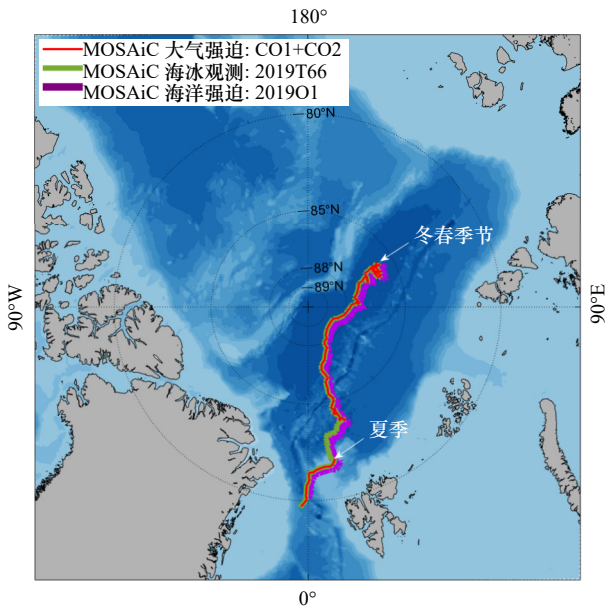


图 1 本研究使用的 MOSAiC 期间大气、海洋、海冰观测点的漂移轨迹

Fig. 1 Drift trajectories of MOSAiC atmospheric, oceanic and sea ice observation stations used in this research

箭头指示了本研究中冬春季模拟和夏季模拟的起始点，背景为水深

Arrows denotes the starting points of winter-spring simulation and summer simulation in this study. Background color shows the bottomtopography

用大气观测、海洋观测、海冰观测点的漂移轨迹。

MOSAiC 大气强迫资料如图 2 所示。长波辐射和短波辐射存在较长时间缺测，缺测主要集中在 2020 年 5 月上旬至 6 月下旬和 7 月下旬至 8 月下旬。MOSAiC 原始降水资料的时间分辨率是 1 min。本研究从原始降水计算得到每小时累计降水(当降雪时，为降雪水当量^[30])，并对缺测的小时进行线性插值，形成时间间隔为 1 h 的降水强迫数据。模式读入强迫场后，根据强迫场气温判断降水相态。若强迫场气温高于等于冰点，则为降水，反之为降雪。进一步地，若发生降雪，则模式表面新增积雪深度为累计降雪水当量与雪密度之比。图 2 展示了每小时的 10 m 风速、温度、湿度、下行短波辐射、长波辐射和累计降水。MOSAiC 期间观测风速没有明显季节变化，最大风速有 10~14 m/s。冬春季湿度较低，夏季湿度增大。冬季气温保持在零下 20℃ 下，4 月中旬开始增温，到夏季气温维持在 0℃ 附近。Rinke 等^[31]将 MOSAiC 期间大气观测与欧洲中期天气预报中心(European Center for Medium Weather Forecasting, ECMWF)第五代大气再分析资料(ECMWF Reanalysis version 5, ERA5)进行了比较，结果表明 MOSAiC 期间冬春季

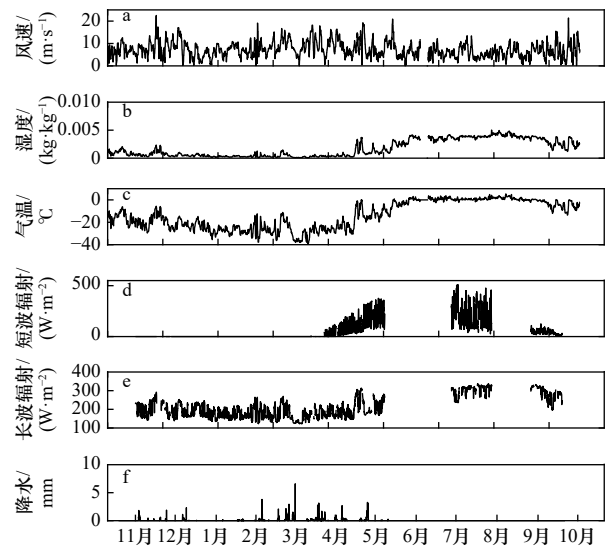


图 2 MOSAiC 提供的大气强迫数据序列(2019 年 10 月 11 日至 2020 年 10 月 31 日)

Fig. 2 Atmospheric forcing data provided by MOSAiC (October 11, 2019 to October 31, 2020)

- a. 风速; b. 湿度; c. 气温; d. 短波辐射; e. 长波辐射; f. 降水
- a. Wind speed; b. humidity; c. temperature; d. short wave radiation; e. long wave radiation; f. precipitation

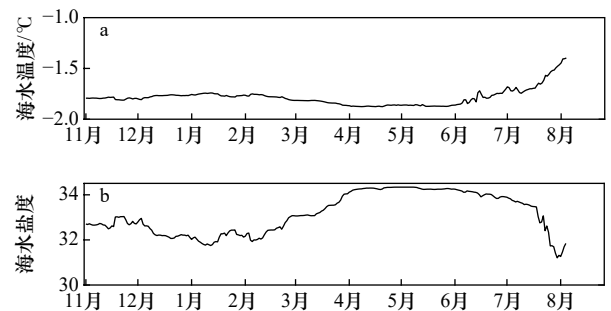


图 3 MOSAiC 提供的海洋强迫数据序列(2019 年 11 月 1 日至 2020 年 8 月 5 日)

Fig. 3 Oceanic forcing data provided by MOSAiC (November 1, 2019 to August 5, 2020)

- a. 海水温度; b. 海水盐度
- a. Sea water temperature; b. sea water salinity

气旋活动相对平常年更频繁、更强烈，而夏季气旋活动较弱，但异常温暖潮湿。

MOSAiC 海洋强迫资料如图 3 所示。MOSAiC 浮标阵列观测网中 2019O1 浮标的温盐深测量仪(Conductivity-Temperature-Depth instrument, CTD)在整个运行期间总体表现良好，观测了不同深度处的海洋温盐数据^[32]。浮标下 100 m 长的电缆上 10 m、20 m、50 m、75 m 和 100 m 深度处安装了 5 台 SBE371MP 型号的 CTD，观测间隔为 2 分钟一次。本研究选择最接近海冰底部的 10 m 深度处 CTD 数据，并对每天所有数据

平均,得到每日一次的 10 m 深度处海水温度、海水盐度,提供给 ICEPACK 模式作为海洋强迫。

MOSAIC 使用冰雪质量平衡浮标阵列 (Snow and Ice Mass Balance Array, SIMBA)^[33] 进行积雪厚度和海冰厚度的测量。单个观测缆绳总长度为 5.12 m,每隔 0.02 m 布置一个热敏电阻,来测量环境温度和对每个传感器微弱加热后热敏电阻周围的温度变化。通过对 SIMBA 浮标的测量数据进行处理可以得到雪深和冰厚。目前, SIMBA 浮标已经广泛用于极地的海冰厚度测量^[34-36]。本研究选择的是科考船附近 2019T66 浮标的观测数据。积雪厚度和海冰厚度的观测时间均为 2019 年 10 月 10 日到 2020 年 8 月 1 日,时间分辨率均为 1 d,测量精度均为 0.02 m。本研究利用 SIMBA 浮标观测数据导出 MOSAiC 期间逐日的海冰表面融化和底部融化。

MOSAIC 期间,在 CO₂ 观测点进行了夏季融化期融池深度的现场观测(从 6 月下旬到 7 月下旬)^[37]。测量融池深度时使用了配备 GPS 记录仪的自动雪深探头 Magnaprobe。该仪器在冻结海冰上的测量精度为 1 cm。CO₂ 测量路径为一个周长约 3 km 的逆时针不规则圆圈,测量时每 1~2 步(约 1~3 m)采样一个点,一次完整测量中测量点的平均数量约为 1 500 个。从 6 月 29 日到 7 月 26 日,每周测量 4 次,共进行了 18 次完整的测量,而低能见度和北极熊的活动阻碍了 7 月 16 日、23 日、24 日和 27 日的完整测量^[37]。Niehaus 等使用 Sentinel-2 卫星反演了 MOSAiC 期间的融池覆盖率^[38]。本研究使用 Niehaus 等反演的融池覆盖率、现场观测融池深度作为 ICEPACK 模式夏季模拟的融池初始条件。对每天所有采样点的融池深度进行平均得到当天的融池深度。

MOSAIC 期间,在 CO₁ 和 CO₂ 观测点的一年冰冰芯钻取点(MCS-FYI)进行了 23 次钻取,测量了海冰厚度、吃水深度、盐度、温度和密度^[39]。每次取芯使用美国 Kovacs Enterprise 的 9 cm(Mark II)或 7.25 cm(Mark III)内径的冰芯钻取器提取冰芯。使用 Testo720 温度计在钻孔中以 5 cm 的垂直分辨率测量冰温。使用 YSI 30 电导率计测量每段 5 cm 的冰芯切片在融化后的总体盐度。该数据大约一周获取一次,本研究使用与夏季模拟开始时间最接近的 6 月 22 日测量的冰内垂直温盐廓线作为夏季模拟的海冰温盐初始条件。

2.2 ICEPACK 模式

ICEPACK 是 CICE 的一维柱状子模式,其垂向热力学过程与 CICE 中完全一致。ICEPACK 基于海冰厚度分布函数^[40],可以将开放水面、薄冰、厚冰等不

同厚度类型海冰的面积分数在模式的单点模拟中体现。ICEPACK 通过计算大气-海冰边界层和海洋-海冰边界层的能量收支,来更新冰的温度,并以此计算冰的直接增长或融化。此外,降雪可以为海冰上带来积雪,雪在多种作用下可以向冰转化。风吹雪可以造成雪的位移,但 ICEPACK 没有包含该过程。ICEPACK 有 3 种可选择的热力学方案:零层热力学(0-Layer)^[41]、假设冰内盐度剖面固定的 Bitz-Lipscomb 热力学(简称 BL99 方案)^[42]和冰内盐度剖面随时间演变的糊状层热力学(Mushy Layer,简称 Mushy 方案)^[43]。其中,零层热力学方案过于简化,目前较少被使用。BL99 方案将海冰看作单相物质,但海冰中包含大量卤水泡,存储着液态盐水。模式计算中必须考虑这些卤水泡的热力学效应。BL99 方案引入盐度修正的热传导系数和比热容来参数化冰内卤水的热力学效应,并依据观测数值预设了冰内盐度廓线。Mushy 方案将海冰看作纯冰和卤水组成的混合相糊状物质,用卤水液相比变量来表示卤水在海冰中所占体积比例。Mushy 方案与 BL99 方案主要的不同之处在于前者海冰焓为纯冰焓与卤水焓之和,在温度预报方程中增加了来自冰内卤水流动的热对流项,并新增一个冰内盐度预报方程。BL99 方案和 Mushy 方案都包含了至少 1 个雪层和多个冰层,默认设置为 1 个雪层和 7 个冰层。

ICEPACK 中包含了 3 种融池参数化方案:CESM (Community Earth System Model)方案^[44]、TOPO (Topography)方案^[45-48]和 LVL (Level Ice)方案^[49]。CESM 方案是一个简单的参数化方案,其中融池的形成和变化仅与融池纵横比(融池深度与融池覆盖率之比)有关,不受冰面地形等其他因素的影响。CESM 方案计算出总融池体积,然后根据预先设定的融池纵横比常数进行分配。TOPO 方案利用海冰厚度来确定冰面地形,再根据冰面地形分配融水。受重力作用影响,融水会首先覆盖最低的冰面,然后覆盖次低的冰面,逐层分配,最后到表层。LVL 方案综合了 CESM 方案和 TOPO 方案的思想,计算出新增融水体积后,按照一个预先设定的纵横比常数(融池深度的改变和融池覆盖率的改变之比)分配融水体积。并且假定融池只能存在于平整冰上,一旦平整冰变形为冰脊,其上原有的融池水都会流入海洋。通过这样的方式将冰面地形对融池的影响纳入模式。此外,TOPO 方案和 LVL 方案中,均包含海冰微孔隙结构所导致的融池水渗流和垂直冲刷过程,以及融池冰盖过程。本研究试验了不同热力学方案及融池方案的组合来分析这些方案对海冰厚度的模拟效果。

2.3 模式试验设计

本研究的海冰厚度模拟试验使用 ICEPACK 进行单点积分, 模式时间步长为 1 h。考虑到 MOSAiC 长波和短波辐射在 5–6 月存在长时间缺测、浮标海冰厚度的观测到 8 月初, 本研究利用 MOSAiC 观测的大气和海洋强迫场, 分别进行了两段时间的模拟。第 1 段模拟时间选择 2019 年 11 月 1 日至 2020 年 5 月 7 日, 第 2 段模拟时间选择 2020 年 6 月 26 日至 7 月 27 日。这两个时段正好分别处在第一段漂流 (Drift 1) 和第二段漂流 (Drift 2) 期间, 可以分别代表冬春季节和夏季的海冰厚度变化。下文也称为冬春季节模

拟和夏季模拟。在冬春季节, 使用两种热力学方案进行模拟 (BL99 和 Mushy)。由于融池方案并不会对冬春季节模拟有显著影响, 这一时段的模拟将融池方案固定为 TOPO 方案。在夏季, 由于融池的存在, 模拟时考虑了不同的融池参数化方案的影响。使用两种热力学方案 (BL99 和 Mushy) 分别搭配 3 种融池参数化方案 (CESM、TOPO 和 LVL) 进行模拟。模式中海冰厚度、积雪厚度、融池覆盖率、融池深度、夏季海冰内部温度和盐度廓线的初始条件使用模拟开始时的观测值。其它模式参数使用 ICEPACK 的默认设置值。模式试验设置参见表 1。

表 1 ICEPACK 模式试验设置
Table 1 Configuration of ICEPACK model experiments

试验名	模拟时间范围	热力学方案	融池方案	初始冰厚/m	初始雪厚/m	初始融池覆盖率/%	初始融池深度/m
冬春季节模拟	2019-11-01至2020-05-07	BL99	TOPO	0.44	0.12	0	0.0
		Mushy	TOPO	0.44	0.12	0	0.0
夏季模拟	2020-06-26至2020-07-27	BL99	CESM	1.60	0.06	10	0.1
			TOPO	1.60	0.06	10	0.1
			LVL	1.60	0.06	10	0.1
		Mushy	CESM	1.60	0.06	10	0.1
			TOPO	1.60	0.06	10	0.1
			LVL	1.60	0.06	10	0.1

3 结果与讨论

3.1 冬春季节模拟

3.1.1 海冰厚度及其变化模拟

MOSAiC 的第一段漂流 (Drift 1) 从 2019 年 10 月 4 日开始, 到 2020 年 5 月 16 日结束。本研究使用 ICEPACK 模式模拟 2019 年 11 月 1 日至 2020 年 5 月 7 日 MOSAiC 观测站点在冬春季节的海冰变化情况。图

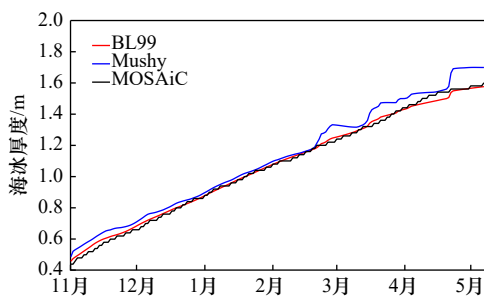


图 4 2019 年 11 月 1 日至 2020 年 5 月 7 日海冰厚度模拟与 MOSAiC 浮标观测对比

Fig. 4 Comparison of simulated sea ice thickness and MOSAiC buoy observations from November 1, 2019 to May 7, 2020

4 对比了 ICEPACK 模拟和 MOSAiC 观测的海冰厚度。ICEPACK 可以模拟出冬春季节海冰厚度逐渐增长的趋势, 但厚度数值存在误差。BL99 方案模拟的海冰增长和观测更为接近, 而 Mushy 方案在 2019 年 11 月初、2020 年 2 月下旬、3 月中旬和 4 月下旬与观测之间存在较大差异。模拟结束时, BL99 方案比观测偏薄 0.025 m, 而 Mushy 方案比观测偏厚 0.098 m。整个模拟时段, BL99 方案模拟的海冰厚度与观测之间的均方根误差为 0.018 m, 而 Mushy 方案模拟的海冰厚度与观测之间的均方根误差为 0.062 m, 高于 BL99 方案。

ICEPACK 模式中导致海冰厚度减少的原因有升华、顶部融化和底部融化; 导致海冰厚度增加的原因有凝华、周围海水冻结生成的新生冰、底部海水垂向冻结和雪-冰转化。为了探究 Mushy 方案在 2019 年 11 月初、2020 年 2 月下旬、3 月中旬和 4 月下旬海冰厚度较观测偏大的原因, 本研究计算了冬季累积的升华、顶部融化、底部融化、凝华、新生冰、底部的垂向冻结和雪-冰转化造成的海冰厚度变化 (图 5a, b)。两种热力学方案模拟出的海冰减少主要是由于

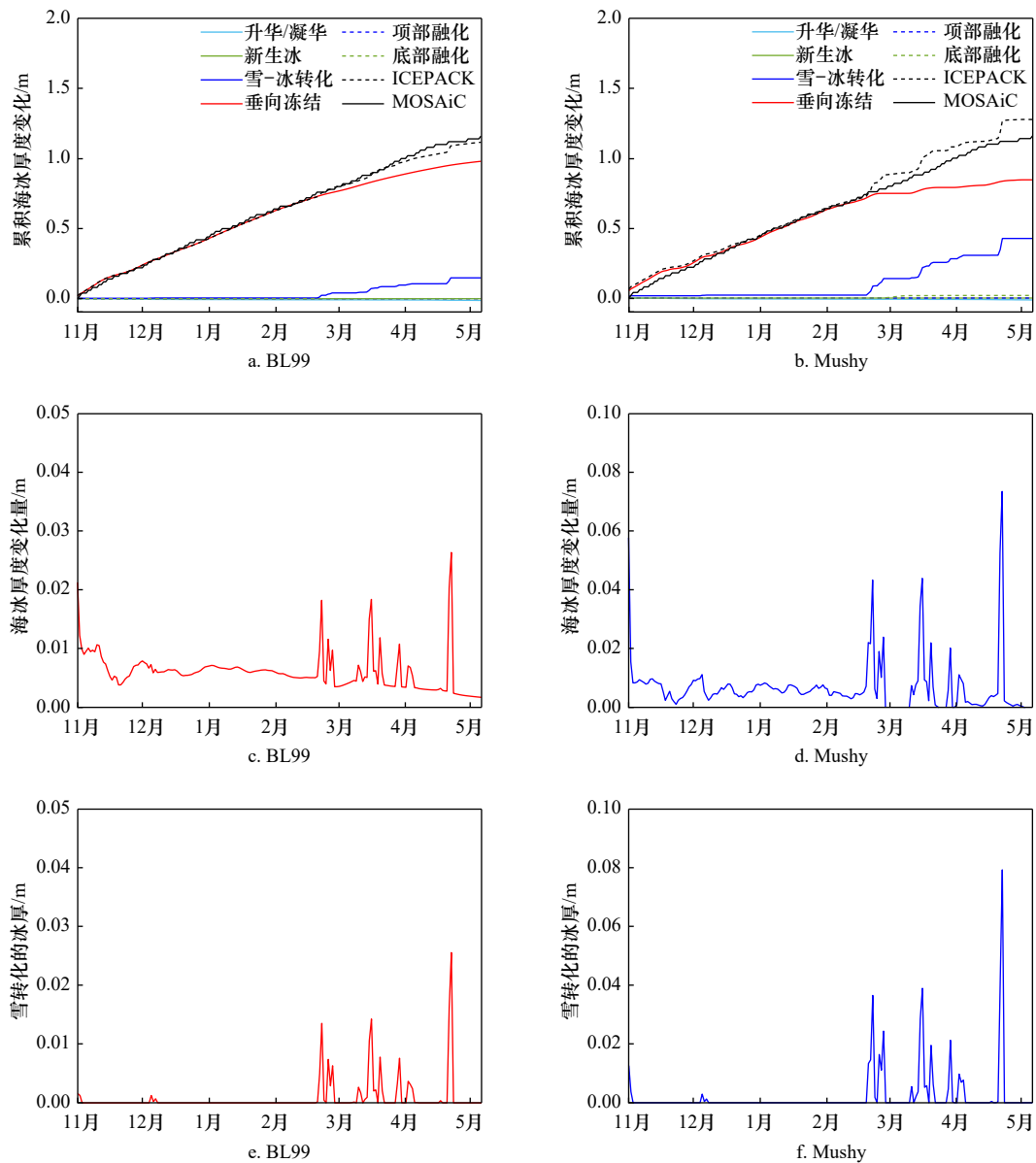


图5 2019年11月1日至2020年5月7日模拟和观测的累积海冰厚度变化(a, b), 模拟的逐日海冰厚度变化(c, d)与模拟的逐日雪转换成海冰厚度(e, f)的比较

Fig. 5 Simulated and observed cumulative sea ice thickness growth (a, b), simulated daily changes in sea ice thickness (c, d) and snow converted ice thickness (e, f) from November 1, 2019 to May 7, 2020

a, c, e. 使用 BL99 热力学方案; b, d, f. 使用 MUSHY 热力学方案

a, c, e. Simulation using BL99 thermodynamic scheme; b, d, f. simulation using MUSHY thermodynamic scheme

海冰表面的升华。另外, MUSHY 方案在 2020 年 3 月、4 月和 5 月初均有少量的底部融化。总体上冬季海冰以增长为主, 虽然存在厚度减小的情况, 但仅在 10^{-3} m/d 的量级, 对整体厚度影响不大。2019 年 11 月至 2020 年 3 月模拟的海冰厚度增长主要来自海冰底部冻结带来的垂向增长。2020 年 3–5 月模拟的海冰厚度增长主要来自于雪-冰转化。

当海冰上积雪堆积过多时, 海冰会被压低, 雪的底部有可能被压低到海平面以下。被海水浸湿的雪

会转化为冰, 这一过程称为雪-冰转化过程。图 5 对比了冬春季节两种热力学方案模拟的每天海冰厚度变化(图 5c, d)与每天积雪转化成海冰厚度(图 5e, f)。在海冰厚度变化明显的 3–5 月期间, 海冰厚度变化与积雪转化成海冰的厚度在时间和数值上都非常接近。值得注意的是, MUSHY 方案的积雪转化的冰厚远高于 BL99 方案, 这表明 3–5 月期间 MUSHY 方案与 MOSAiC 观测、BL99 方案的差异主要来自于雪-冰转化这一过程。

3.1.2 雪-冰转化过程与积雪模拟

两种热力学方案对雪-冰转化过程的描述存在差异,因此模拟的积雪转换成海冰的厚度也不同。雪-冰转化过程发生在雪的底部被海水淹没的情况下。文献[24]中对两种热力学的雪-冰转化过程进行了描述。根据阿基米德浮力定律,当雪的底部与海平面齐平时,平衡关系如下:

$$\rho_i h_i + \rho_s h_s = \rho_w h_i, \quad (1)$$

式中, ρ_i 和 ρ_s 分别为海冰和积雪的密度, h_i 和 h_s 分别为海冰和积雪的厚度, ρ_w 为海水密度。若积雪过多,压低海冰到海面以下,雪的底部将被海水淹没,此时在水下部分的雪厚度 h^* 为

$$h^* = h_s - \frac{(\rho_w - \rho_i)h_i}{\rho_s} > 0. \quad (2)$$

BL99方案在质量守恒条件下,将海面以下的雪转化成冰,使得雪的底部重新抬升到海平面:

$$\delta h_s = \frac{-\rho_i h^*}{\rho_w}, \quad (3)$$

$$\delta h_i = \frac{\rho_s h^*}{\rho_w}, \quad (4)$$

式中, δh_s 为雪层厚度的改变, δh_i 为冰层厚度的改变。两者是不等的,冰层厚度的改变 δh_i 小于雪层厚度的改变 δh_s 。Mushy热力学方案对于雪的底部被海水淹没的情况的处理与BL99方案不同。Mushy方案中,当雪的底部被海水淹没时,海水横向平流或渗透穿过冰层,通过填充雪层的孔隙增加雪和冰的整体质量:

$$\delta h_i = -\delta h_s = \frac{m_{tb}}{\rho_w - \rho_s + \rho_{snice}}, \quad (5)$$

式中, $m_{tb} = \rho_i h_i + \rho_s h_s - \rho_w h_i$,为雪-冰转化发生之前,超过浮力平衡的雪和冰的总质量。

$\rho_{snice} = \rho_w \phi_{snice} + \rho_i (1 - \phi_{snice})$,为新生成的雪冰的密度, $\phi_{snice} = 1 - \rho_s / \rho_i$,为新生成的雪冰的液相比。Mushy热力学方案用海水填充雪层孔隙,把海面以下的雪转换为同样厚度的冰,使雪的底部到达海平面。与BL99方案相比, MUSHY方案模拟的积雪转换成海冰的厚度更大,因此海冰厚度的模拟误差也变大。MOSAiC研究人员未发布雪冰厚度数据,理论上可通过SIMBA浮标观测的温度梯度反演雪冰厚度,但这一算法[24]尚未在MOSAiC期间SIMBA观测中得到使用。

MOSAiC现场观测的积雪维持在一定厚度,而ICEPACK模拟的积雪厚度却持续增加,与观测有较大误差(图6)。MOSAiC观测中积雪厚度的稳定维持可能是受到积雪密实化过程和风吹雪过程的控制。本研究使用的ICEPACK模式版本缺少对这两个过程的考虑。模式的积雪密度被设定为常数,这一做法忽略

了积雪密度随气温和风等因子变化的细节[50]。因此,模式中更容易出现积雪堆积时,海平面以下的积雪转换成海冰的情况,从而导致积雪厚度和海冰厚度模拟的误差。张慧敏等[51]使用拉格朗日冰上积雪模式Snow Model-LG(Lagrangian Snow-evolution Model)进行的试验表明,采用变密度的参数化方案可以模拟出更加合理的积雪厚度,且能捕捉到积雪厚度短时间内上升和下降的高频变化。尹豪等[52]使用变密度参数化方案的一维高分辨率冰雪热力学模式HIGHTSI的模拟中,使用新、旧雪层深度对压实增密进行了处理,较好地避免了积雪深度过度积累的问题。由于MOSAiC实测数据并不包含积雪的密度,我们无法定量计算ICEPACK对积雪的模拟误差。ICEPACK等单柱模式通常在再分析大气强迫数据的驱动下进行模拟。Gu等[22]对分别使用ERA5大气再分析和现场观测数据驱动ICEPACK的2016年4-11月中山站海冰厚度模拟进行比较后发现,ERA5降水的显著偏差对海冰厚度和积雪厚度模拟误差的贡献最大,可以造成10 cm以上的厚度误差。本研究使用现场观测数据驱动ICEPACK模式,避免了再分析降水带来的误差,但仍然存在较大的海冰厚度和积雪厚度误差。模式本身对积雪密实化、风吹雪和雪冰转化过程的表述仍需要进一步改进。

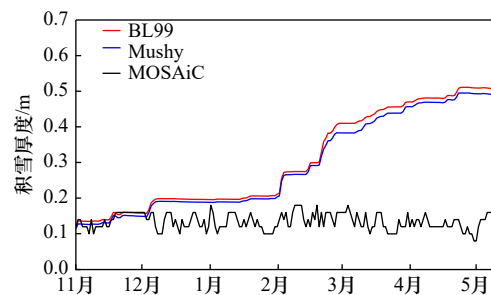


图6 2019年11月1日至2020年5月7日积雪厚度模拟与MOSAiC浮标观测对比

Fig. 6 Comparison of simulated snow thickness and MOSAiC buoy observations from November 1, 2019 to May 7, 2020

3.1.3 辐射通量与反照率模拟

两种热力学方案模拟的海冰表面热通量非常接近。在冬春季节,潜热通量和感热通量相对较小(图略),而短波和长波辐射是影响海冰厚度的主要热力学因素。图7比较了冬春季节模拟和观测的净长波辐射和净短波辐射。图中正值代表向下的辐射通量,负值代表向上的辐射通量。在冬春季节,模拟的净长波辐射和净短波辐射都接近MOSAiC观测数据。2019年12月至2020年1月下旬,向上长波辐射缺少观测,因此

MOSAiC 净长波辐射在这段时间缺失。2020 年 3 月下旬, 开始观测到短波辐射, 海冰吸收的短波辐射随时间逐渐增加。BL99 方案冬春季平均的净短波辐射为 4.536 W/m^2 , Mushy 方案为 4.537 W/m^2 , MOSAiC 观测为 5.081 W/m^2 。BL99 方案冬春季平均的净长波辐射为 -29.351 W/m^2 , Mushy 方案为 -29.689 W/m^2 , MOSAiC 观测为 -29.397 W/m^2 。总体而言, 冬春季模拟的净短波辐射略小于观测值, 而净长波辐射接近观测值。

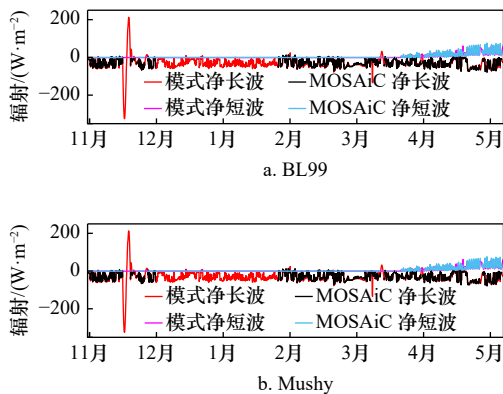


图 7 2019 年 11 月 1 日至 2020 年 5 月 7 日模拟和观测的海洋表面辐射对比(向下为正, 向上为负)

Fig. 7 Comparison of simulated and observed ocean surface radiation from November 1, 2019 to May 7, 2020 (downward radiation is positive, upward radiation is negative)

a. 使用 BL99 热力学方案的模拟结果; b. 使用 Mushy 热力学方案的模拟结果

a. Simulation using BL99 thermodynamic scheme; b. simulation using Mushy thermodynamic scheme

净短波辐射由入射短波辐射根据海冰表面反照率计算得到。图 8 对比了 2020 年春季(4–5 月)反照率的模拟与观测值。模拟与观测的反照率均为 24 h 平均值。MOSAiC 的反照率使用上行的短波辐射除以下行的短波辐射计算得到。春季, 两种热力学方案下的反照率模拟结果十分接近, 模拟的反照率在大多数时间高于观测。这与模式对净短波辐射的低估相一致。观测的反照率随时间有一定变化, 变化范围为 0.75 至 0.85。然而, 模拟的反照率随时间变化不大, 一直维持在 0.85 左右。这和 ICEPACK 模式的参

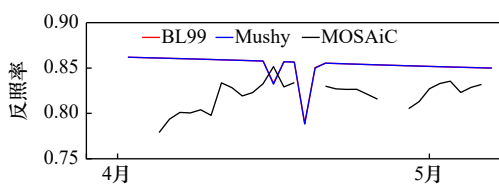


图 8 2020 年春季海冰表面反照率

Fig. 8 The surface albedo of spring sea ice in 2020

数设置有关。在春季初期, 海冰表面主要被积雪覆盖, 积雪反照率对总的海冰表面反照率贡献很大。积雪反照率受雪的状态和入射光谱的共同影响, 而在模式中, 雪的状态主要由雪粒半径决定。雪粒半径分布受到表面温度的影响。直到模拟结束的 5 月 7 日, 表面大气温度才升高到 -8.2°C , 没有达到模式中设置的雪粒半径开始变化的温度 (-1.5°C), 更没有达到积雪融化的温度。模式中的雪粒半径不变, 积雪也没有融化, 因此海冰表面的反照率变化不大。这说明, 模式中用于计算积雪反照率的参数需要进一步调整。

3.2 夏季模拟

3.2.1 夏季海冰厚度及其变化模拟

MOSAiC 的第二段漂流从 2020 年 6 月 19 日开始, 7 月 31 日结束。本研究选择的夏季模拟时段为 6 月 26 日至 7 月 27 日, 处于第二段漂流的时间范围内。在 6 月 27 日, MOSAiC 浮标观测到积雪完全融化, 此时的海冰表面类型为裸冰和融池。融池会显著降低海冰表面的反照率。ICEPACK 提供的 3 种融池参数化方案对融池演变过程的描述各不相同。因此, 模拟夏季海冰时试验了不同融池方案的影响。

本研究使用 BL99 和 Mushy 热力学方案分别搭配 CESM、TOPO 和 LVL 这 3 种融池方案, 共计形成 6 种组合, 用于模拟夏季海冰厚度。这 6 种组合的模拟结果如图 9 所示。总体而言, 这 6 种组合可以模拟出 MOSAiC 夏季海冰厚度减小的趋势, 但不能很好地模拟海冰厚度的数值。在模拟过程中, 大部分时间内, 所有组合的海冰厚度偏厚, 而模拟结束时, 其中有 5 组的海冰厚度偏薄。表 2 展示了这 6 种组合与观测之间的均方根误差, 模拟的均方根误差在 $0.066\sim 0.088 \text{ m}$ 之间。使用 Mushy 方案的 3 种组合在模拟结束时海冰厚度平均值为 0.908 m , 略厚于使用 BL99 方

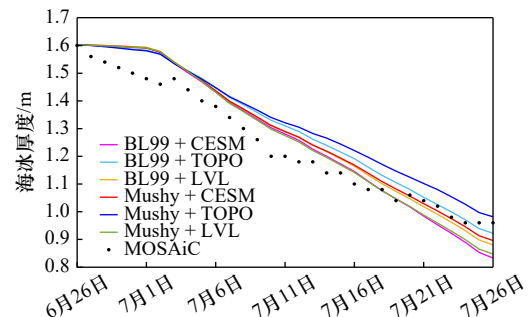


图 9 2020 年 6 月 26 日至 7 月 27 日海冰厚度模拟与 MOSAiC 浮标观测对比

Fig. 9 Comparison of simulated sea ice thickness and MOSAiC buoy observations from June 26 to July 27, 2020

表 2 海冰厚度模拟与观测之间的均方根误差
Table 2 Root mean square error between simulation and observation of sea ice thickness

融池方案	BL99热力学方案	Mushy热力学方案
CESM	0.070 m	0.066 m
TOPO	0.074 m	0.088 m
LVL	0.067 m	0.066 m

案的 3 种组合的平均值 0.878 m。两种热力学方案搭配 TOPO 方案模拟的海冰厚度,在模拟结束时也厚于它们搭配 CESM 方案和 LVL 方案时的模拟结果。但 6 种组合的模拟结果没有明显地按照热力学方案分成两类。值得注意的是, Mushy 热力学方案搭配 TOPO 融池方案模拟的海冰厚度是 6 种组合中唯一偏厚的,在模拟结束时与观测最为接近,表明该组合在夏季海冰厚度模拟中具有一定潜力。

在 MOSAiC 观测中,对夏季海冰厚度影响最大的是表面融化和底部融化,且表面融化大于底部融化(图 10)。本研究计算了使用 6 种方案组合时,ICE-

PACK 中不同物理过程对海冰厚度变化的贡献。在 6 月 26 日至 7 月 27 日,模拟的海冰厚度增长以凝华为主,仅在 10^{-4} m/d 的量级,可以忽略(图略)。模拟的海冰厚度减小以表面融化为主,其次是底部融化。图 10 将模拟的累积表面融化、底部融化与 MOSAiC 观测进行了对比。6 种方案组合模拟的表面融化在模拟结束时均大于 MOSAiC 观测。7 月 4 日之前,模式模拟的表面融化小于观测,可能是由于模式中积雪完全融化的时间晚于观测。表面融化模拟的均方根误差在 0.048~0.119 m 之间。其中, Mushy 热力学方案搭配 TOPO 融池方案模拟的表面融化最接近观测。6 种方案组合对底部融化的模拟均小于 MOSAiC 观测,均方根误差在 0.080~0.104 m 之间。夏季模拟结束时表面融化、底部融化的模拟与观测之间的偏差见表 3。所有 6 种组合高估了表面融化,低估了底部融化。表面融化偏差大于底部融化偏差,对海冰厚度模拟误差的贡献更大。

3.2.2 辐射通量与反照率模拟

图 11 比较了模拟与观测海冰表面的净长波辐射

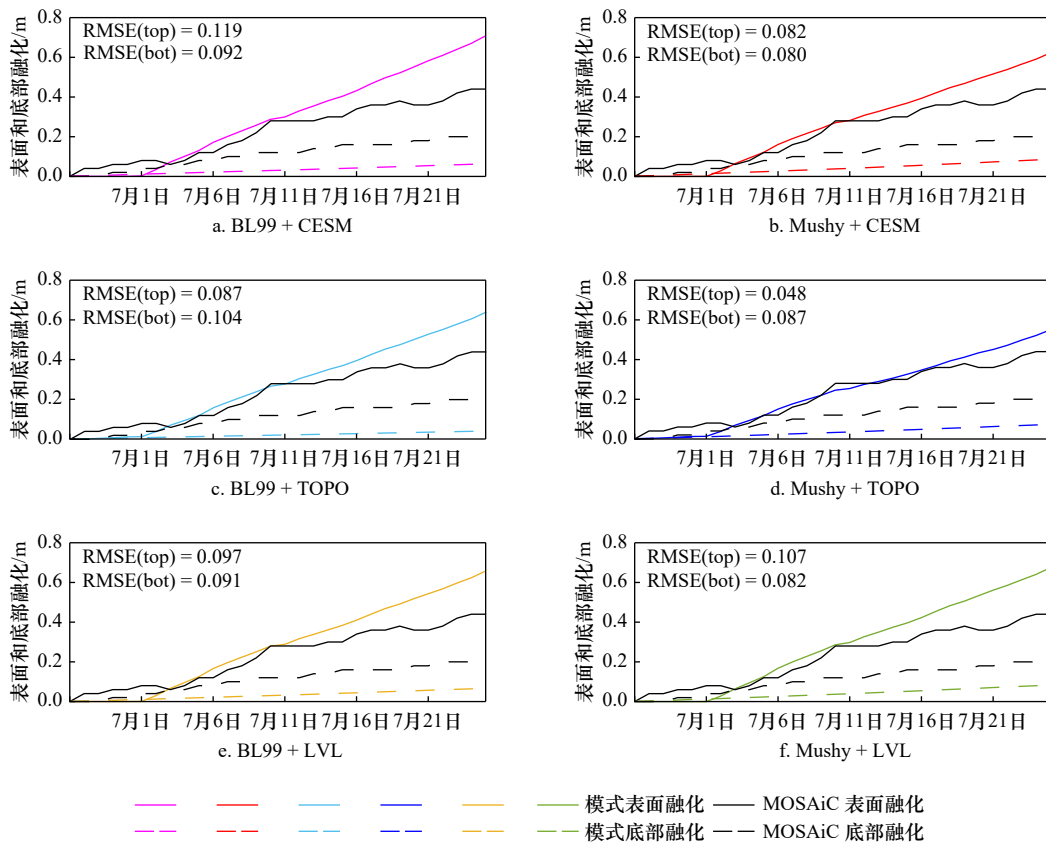


图 10 2020 年 6 月 26 日至 7 月 27 日模拟的海冰表面融化、底部融化与观测的对比

Fig. 10 Comparison of simulated and observed sea ice surface and bottom melting from June 26 to July 27, 2020

图中标注了对应方案组合, RMSE(top) 为表面融化的均方根误差, RMSE(bot) 为底部融化的均方根误差

The specific combination of schemes marked in the figure. RMSE(top) represents the root mean square error of surface melting and RMSE(bot) represents the root mean square error of bottom melting

表3 夏季模拟结束时累积表面融化、底部融化模拟与观测之间的偏差(正值代表模式高估, 负值代表模式低估)

Table 3 Bias between simulation and observation of cumulative sea ice surface and bottom melting at the end of the summer simulation (positive values represent overestimation of the model, while negative values represent underestimation of the model)

方案组合	表面融化偏差/m	底部融化偏差/m
BL99 + CESM	0.268	-0.137
BL99 + TOPO	0.201	-0.158
BL99 + LVL	0.218	-0.134
Mushy + CESM	0.183	-0.114
Mushy + TOPO	0.110	-0.127
Mushy + LVL	0.235	-0.117

和净短波辐射。图中正值代表向下的辐射通量, 负值代表向上的辐射通量。夏季净短波辐射对海冰融化起到了主要贡献。模式净短波辐射较观测偏多, 这可能是导致模拟表面融化偏多的原因之一。表4展示了模拟与观测的净长波辐射、净短波辐射的夏季平均值。观测的净长波辐射平均值为负值, 对海冰起到

冷却作用。而模拟的净长波辐射平均值为正值, 对海冰起到加热作用。模拟的净长波辐射对海冰表面融化偏大也有贡献。

图12对比了模拟与观测的海冰反照率。根据MOSAiC观测, 海冰反照率随时间减小。尽管ICEPACK模拟了这种变化趋势, 但总体数值较观测值偏低。两种热力学方案对融池垂直冲刷过程的描述有一定差异^[53]。BL99方案中融池水冲刷不会影响海冰盐度。与之不同, Mushy方案中, 融池水冲刷可以促使下方海冰中卤水排出, 改变海冰焓值和盐度。此外, Mushy方案中融池水还可通过海冰中孔洞直接流向海洋, BL99方案则没有包含该过程。两种热力学方案对融池垂直冲刷过程的建模差异可能导致模拟融池体积的差异, 使Mushy方案融池体积偏少, 反照率偏高, 表面融化偏少(图10), 最终使模拟海冰厚度偏厚(图9)。Mushy方案搭配TOPO方案的组合模拟的反照率最高, 这可能是图9中该组合模拟的海冰厚度最高的原因之一。

天气也会影响观测到的海冰反照率, 而模式未必能充分考虑天气的变化。MOSAiC期间6-7月在160m

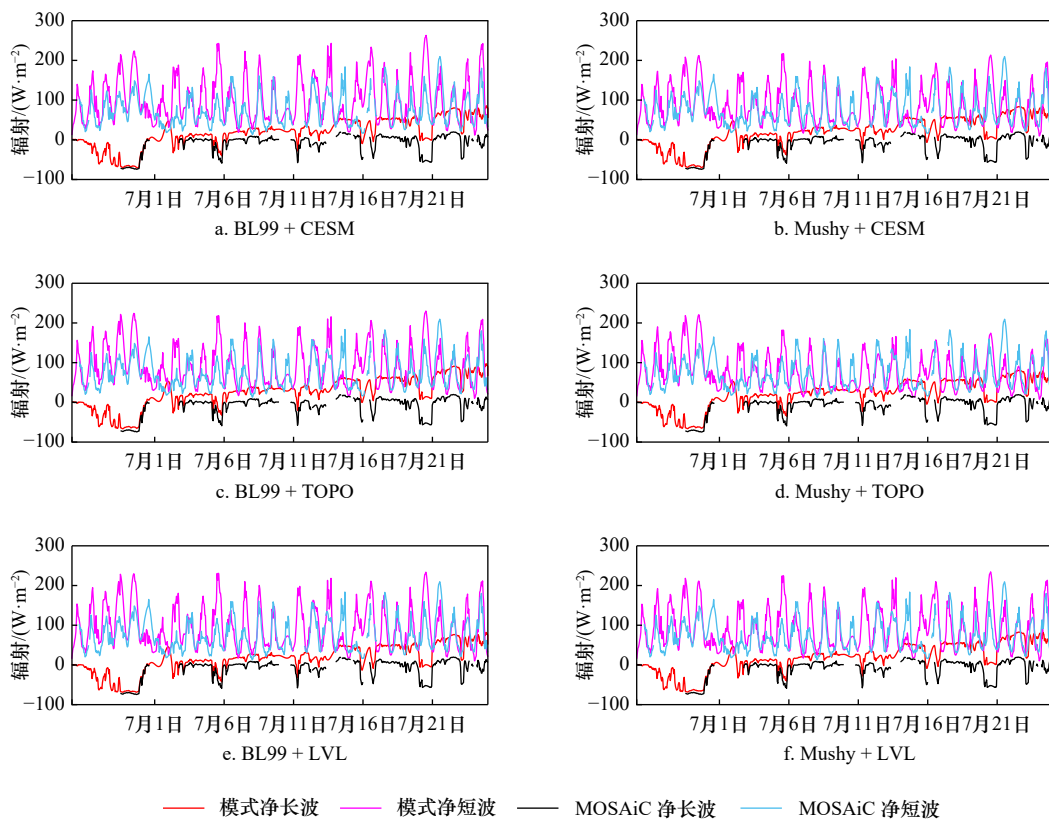


图11 2020年6月26日至7月27日模拟的海洋表面辐射与观测的对比

Fig. 11 Comparison of simulated and observed ocean surface radiation from June 26 to July 27, 2020

向下为正, 向上为负, 图中标注了对应方案组合

Downward radiation is positive, upward radiation is negative. The specific combination of schemes is marked in the figure

表 4 夏季模拟与观测的净长波辐射、净短波辐射的平均值
(向下为正, 向上为负)

Table 4 The summer average of simulated and observed net longwave radiation and net shortwave radiation (downward radiation is positive, upward radiation is negative)

方案组合	净长波辐射/(W/m ²)	净短波辐射/(W/m ²)
BL99 + CESM	11.476	97.085
BL99 + TOPO	19.168	88.846
BL99 + LVL	9.089	91.306
Mushy + CESM	13.731	84.542
Mushy + TOPO	15.316	74.751
Mushy + LVL	12.322	89.113
MOSAic	-8.447	76.539

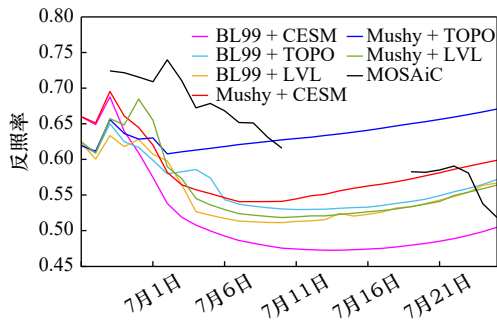


图 12 2020 年 6 月 26 日至 7 月 27 日模拟的海冰反照率与观测的对比

Fig. 12 Comparison of simulated and observed sea ice albedo from June 26 to July 27, 2020

高度处的云量观测^[26]表明,这 1 个月的云量偏多。云层可吸收太阳光中的近红外辐射,而积雪和海冰对近红外波段的吸收较强。因此,多云天气观测到的反照率会高于晴朗天气。Brandt 等^[54]研究发现南极阴天的干雪和湿雪反照率分别比晴天时高 0.07 和 0.06。杨清华等^[55]对短期冰站实测数据的分析也提到,相似冰雪表面在阴天的反照率比晴天高 0.03 到 0.09 不等。因此,未能考虑观测期间的天气,可能也是导致模拟反照率小于观测的原因之一。曹淑涛等^[23]的研究中指出考虑天气情况,并尽可能在模式中准确地设置可见光与近红外入射辐射的比例、直射与漫射入射辐射的比例,可以提高反照率模拟的准确性。与上文冬春季辐射过程的模拟相比,夏季辐射过程的模拟更有挑战性。

4 结论与展望

本研究将 MOSAic 大气和海洋观测数据作为强

迫场,使用 ICEPACK 一维海冰模式对 MOSAic 期间的海冰厚度变化进行了模拟。由于大气强迫场的缺失,本研究中的模拟分为北极冬春季节和夏季,分别对应海冰增长和融化时期。冬春季节模拟从 2019 年 11 月 1 日到 2020 年 5 月 7 日,夏季模拟从 2020 年 6 月 26 日到 2020 年 7 月 27 日。模拟试验设计考虑了不同参数化方案的组合。春季直到 2020 年 5 月 7 日,积雪还未开始融化。所以,对冬春季节的模拟没有考虑融池方案的影响,分别使用了 BL99 和 Mushy 热力学方案进行模拟。夏季融池对海冰反照率的影响较大。因此,对夏季海冰模拟时选择了 BL99、Mushy 这 2 种热力学方案分别搭配 CESM、TOPO、LVL 这 3 种融池方案的 6 种组合。由于观测为单点,本研究主要分析单点海冰过程对模拟误差的影响,得到了以下结论:

(1) 冬春季节,ICEPACK 可以模拟出 MOSAic 观测中海冰厚度的增长趋势,但在具体数值方面存在误差。海冰厚度模拟主要的误差来自 2019 年 11 月初、2020 年 2 月下旬、3 月中旬和 4 月下旬。在海冰的增长期间,误差产生的主要原因是模式对积雪模拟不准确。这 4 个时期降雪量较多,模式缺少积雪密实化过程和风吹雪过程的参数化方案,导致模拟积雪堆积过多,浸没在海水里的雪转化成的海冰偏多,导致海冰厚度偏厚。两种热力学参数化方案对雪-冰转化过程描述的不同,导致海冰厚度偏差不同。冬春季节长波辐射模拟基本接近观测,春季模拟反照率高于观测,净短波辐射低于观测。另外,观测海冰反照率有明显的时间变化。但在 ICEPACK 模拟中,冬春季节有积雪覆盖,且大气温度低于使积雪雪粒半径改变的温度,导致海冰反照率基本保持不变。模式对积雪和反照率的模拟需要进一步改进。

(2) 夏季期间,ICEPACK 基本可以模拟出 MOSAic 观测中海冰厚度的减少趋势,但厚度模拟误差相对较大。6 种参数化方案组合中,有 5 种在夏季模拟结束时海冰厚度偏薄。具体而言,6 种组合模拟的表面融化均偏大,底部融化均偏小。模拟中表面融化偏大的原因可能在于夏季海冰的表面反照率较低,导致海冰吸收了较多的短波辐射。目前短波辐射方案中的参数需要进一步调整。

海冰厚度偏薄是我国 CMIP6 模式共性的问题。本研究发现,在大气和海洋强迫准确的情况下,使用 ICEPACK 模式模拟的夏季海冰厚度同样偏薄。模拟误差的分析表明,目前 ICEPACK 版本中存在积雪和反照率模拟的问题。使用变量完整的 MOSAic 大气和海洋强迫场,可以诊断目前海冰模式中的问题,为

海冰模式的改进奠定基础。未来可以使用新版本的 ICEPACK 模式,验证改进的参数化方案对海冰厚度的影响,使用 MOSAiC 观测数据对积雪和反照率参数化方案中的不确定性参数进行优化,以期改进这些参

数化方案,优化海冰模式。

致谢: 感谢国家重大科技基础设施项目“地球系统数值模拟装置”提供支持。

参考文献:

- [1] WMO. WMO Sea-Ice Nomenclature[R]. Geneva: WMO, 2014.
- [2] Comiso J C, Parkinson C L, Gersten R, et al. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover[J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(1): L01703.
- [3] 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.
- [4] Maslanik J A, Fowler C, Stroeve J, et al. A younger, thinner Arctic ice cover: increased potential for rapid, extensive sea-ice loss[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(24): L24501.
- [5] Parkinson C L, Digirolamo N E. Sea ice extents continue to set new records: Arctic, Antarctic, and global results[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2021, 267: 112753.
- [6] Stroeve J C, Markus T, Boisvert L, et al. Changes in Arctic melt season and implications for sea ice loss[J]. *Geophysical Research Letters*, 2014, 41(4): 1216–1225.
- [7] Kim Y H, Min S K, Gillett N P, et al. Observationally-constrained projections of an ice-free Arctic even under a low emission scenario[J]. *Nature Communications*, 2023, 14(1): 3139.
- [8] Walter N M, National S, Julienne S. An updated assessment of the changing arctic sea ice cover[J]. *Oceanography*, 2022, 35(3/4): 10–19.
- [9] Lindsay R, Schweiger A. Arctic sea ice thickness loss determined using subsurface, aircraft, and satellite observations[J]. *The Cryosphere*, 2015, 9(1): 269–283.
- [10] Kwok R. Arctic sea ice thickness, volume, and multiyear ice coverage: losses and coupled variability (1958–2018)[J]. *Environmental Research Letters*, 2018, 13(10): 105005.
- [11] Hibler W D. Modeling a variable thickness sea ice cover[J]. *Monthly Weather Review*, 1980, 108(12): 1943–1973.
- [12] 邱博, 张录军, 储敏, 等. 气候系统模式对于北极海冰模拟分析 [J]. *极地研究*, 2015, 27(1): 47–55.
Qiu Bo, Zhang Lujun, Chu Min, et al. Performance analysis of Arctic sea ice simulation in climate system models[J]. *Chinese Journal of Polar Research*, 2015, 27(1): 47–55.
- [13] 朱清照, 闻新宇. 中国 CMIP5 模式对未来北极海冰的模拟偏差 [J]. *气候变化研究进展*, 2016, 12(4): 276–285.
Zhu Qingzhao, Wen Xinyu. Performance of Chinese climate models in simulating Arctic sea-ice in CMIP5 experiments[J]. *Climate Change Research*, 2016, 12(4): 276–285.
- [14] Liu Jiping, Song Mirong, Horton R M, et al. Reducing spread in climate model projections of a September ice-free Arctic[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2013, 110(31): 12571–12576.
- [15] Zhang Jinlun, Rothrock D A. Modeling global sea ice with a thickness and enthalpy distribution model in generalized curvilinear coordinates[J]. *Monthly Weather Review*, 2003, 131(5): 845–861.
- [16] Chen Lanying, Wu Renhao, Shu Qi, et al. The Arctic sea ice thickness change in CMIP6’s historical simulations[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2023, 40(12): 2331–2343.
- [17] 王梓琦. 我国 CMIP6 模式北极海冰厚度比较及误差来源分析 [D]. 南京: 南京信息工程大学, 2023.
Wang Ziqi. Comparison and error source analysis of Arctic sea ice thickness in China’s CMIP6 models[D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology, 2023.
- [18] Hunke E, Allard R, Bailey D A, et al. CICE-Consortium/CICE: CICE version 6.0. 0[EB/OL]. <https://doi.org/10.5281/zenodo.1900639,2018-10-04/2024-02-04>.
- [19] Long Mengyuan, Zhang Lujun, Hu Siyu, et al. Multi-aspect assessment of CMIP6 models for Arctic sea ice simulation[J]. *Journal of Climate*, 2021, 34(4): 1515–1529.
- [20] Xu Mengliu, Li Junde. Assessment of sea ice thickness simulations in the CMIP6 models with CICE components[J]. *Frontiers in Marine Science*, 2023, 10: 1223772.
- [21] Hunke E, Allard R, Bailey D, et al. CICE Consortium/Icepack version 1.1.0[EB/OL]. <http://doi.org/10.5281/zenodo.1891650,2018-10-03/2024-02-04>.
- [22] Gu Fengguan, Yang Qinghua, Kauker F, et al. The sensitivity of landfast sea ice to atmospheric forcing in single-column model simulations: a case study at Zhongshan Station, Antarctica[J]. *The Cryosphere*, 2022, 16(5): 1873–1887.
- [23] 曹淑涛, 苏洁, 李涛, 等. 基于 Icepack 海冰柱模式的融池反照率模拟研究 [J]. *海洋学报*, 2021, 43(7): 63–74.
Cao Shutao, Su Jie, Li Tao, et al. Study on melt pond albedo based on Icepack sea ice column model[J]. *Haiyang Xuebao*, 2021, 43(7): 63–74.
- [24] Plante M, Lemieux J F, Tremblay L B, et al. Using icepack to reproduce ice mass balance buoy observations in landfast ice: improve-

- ments from the mushy-layer thermodynamics[J]. *The Cryosphere*, 2024, 18(4): 1685–1708.
- [25] 肖峰, 张胜凯, 李佳星, 等. 基于 CryoSat-2 卫星测高数据的北极海冰厚度变化研究 [J]. 中国科学: 地球科学, 2021, 51(7): 1059-1069. Xiao Feng, Zhang Shengkai, Li Jiaying, et al. Arctic sea ice thickness variations from CryoSat-2 satellite altimetry data[J]. *Science China Earth Sciences*, 2021, 64(7): 1080-1089.
- [26] Shupe M D, Rex M, Blomquist B, et al. Overview of the MOSAiC expedition: atmosphere[J]. *Elementa: Science of the Anthropocene*, 2022, 10(1): 00060.
- [27] Nicolaus M, Perovich D K, Spreen G, et al. Overview of the MOSAiC expedition: snow and sea ice[J]. *Elementa: Science of the Anthropocene*, 2022, 10(1): 000046.
- [28] Rabe B, Heuzé C, Regnery J, et al. Overview of the MOSAiC expedition: physical oceanography[J]. *Elementa: Science of the Anthropocene*, 2022, 10(1): 00062.
- [29] 雷瑞波. 我国参与 MOSAiC 气候多学科漂流冰站计划的概况 [J]. 极地研究, 2020, 32(4): 596–600. Lei Ruibo. Contributions to the MOSAiC from China[J]. *Chinese Journal of Polar Research*, 2020, 32(4): 596–600.
- [30] Wagner D N, Shupe M D, Cox C, et al. Snowfall and snow accumulation during the MOSAiC winter and spring seasons[J]. *The Cryosphere*, 2022, 16(6): 2373–2402.
- [31] Rinke A, Cassano J J, Cassano E N, et al. Meteorological conditions during the MOSAiC expedition: normal or anomalous?[J]. *Elementa: Science of the Anthropocene*, 2021, 9(1): 00023.
- [32] Hoppmann M, Kuznetsov I, Fang Y C, et al. Mesoscale observations of temperature and salinity in the Arctic Transpolar Drift: a high-resolution dataset from the MOSAiC Distributed Network[J]. *Earth System Science Data*, 2022, 14(11): 4901–4921.
- [33] Jackson K, Wilkinson J, Maksym T, et al. A novel and low-cost sea ice mass balance buoy[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2013, 30(11): 2676–2688.
- [34] 赵杰臣, 杨清华, 程斌, 等. 基于温度链浮标获取南极普里兹湾积雪和固定冰厚度的研究 [J]. 海洋学报, 2017, 39(11): 115–127. Zhao Jiechen, Yang Qinghua, Cheng Bin, et al. Snow and land-fast sea ice thickness derived from thermistor chain buoy in the Prydz Bay, Antarctic[J]. *Haiyang Xuebao*, 2017, 39(11): 115–127.
- [35] 郝光华, 杨清华, 赵杰臣, 等. 2016 年南极中山站固定冰冰厚观测分析 [J]. 海洋学报, 2019, 41(9): 26–39. Hao Guanghua, Yang Qinghua, Zhao Jiechen, et al. Observation and analysis of landfast ice arounding Zhongshan Station, Antarctic in 2016[J]. *Haiyang Xuebao*, 2019, 41(9): 26–39.
- [36] Lei Ruibo, Cheng B, Hoppmann M, et al. Seasonality and timing of sea ice mass balance and heat fluxes in the Arctic transpolar drift during 2019–2020[J]. *Elementa: Science of the Anthropocene*, 2022, 10(1): 000089.
- [37] Webster M A, Holland M, Wright N C, et al. Spatiotemporal evolution of melt ponds on Arctic sea ice: MOSAiC observations and model results[J]. *Elementa: Science of the Anthropocene*, 2022, 10(1): 000072.
- [38] Niehaus H, Spreen G, Birnbaum G, et al. Sea ice melt pond fraction derived from Sentinel-2 data: along the MOSAiC drift and Arctic-wide[J]. *Geophysical Research Letters*, 2023, 50(5): e2022GL102102.
- [39] Oggier M, Salganik E, Whitmore L, et al. First-year sea-ice salinity, temperature, density, oxygen and hydrogen isotope composition from the main coring site (MCS-FYI) during MOSAiC legs 1 to 4 in 2019/2020[EB/OL]. <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.956732>, 2024-02-04.
- [40] Thorndike A S, Rothrock D A, Maykut G A, et al. The thickness distribution of sea ice[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1975, 80(33): 4501–4513.
- [41] Semtner Jr A J. A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1976, 6(3): 379–389.
- [42] Bitz C M, Lipscomb W H. An energy-conserving thermodynamic model of sea ice[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1999, 104(C7): 15669–15677.
- [43] Turner A K, Hunke E C, Bitz C M. Two modes of sea-ice gravity drainage: a parameterization for large-scale modeling[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2013, 118(5): 2279–2294.
- [44] Holland M M, Bailey D A, Briegleb B P, et al. Improved sea ice shortwave radiation physics in CCSM4: the impact of melt ponds and aerosols on Arctic sea ice[J]. *Journal of Climate*, 2012, 25(5): 1413–1430.
- [45] Flocco D, Feltham D L. A continuum model of melt pond evolution on Arctic sea ice[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2007, 112(C8): C08016.
- [46] Flocco D, Feltham D L, Turner A K. Incorporation of a physically based melt pond scheme into the sea ice component of a climate model[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2010, 115(C8): C08012.
- [47] Flocco D, Schroeder D, Feltham D L, et al. Impact of melt ponds on Arctic sea ice simulations from 1990 to 2007[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C9): C09032.
- [48] Flocco D, Feltham D L, Bailey E, et al. The refreezing of melt ponds on Arctic sea ice[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2015, 120(2): 647–659.
- [49] Hunke E C, Hebert D A, Lecomte O. Level-ice melt ponds in the Los Alamos sea ice model, CICE[J]. *Ocean Modelling*, 2013, 71: 26–42.

- [50] 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.
- [51] 张慧敏, 金梅兵, 祁第. 常数和变化积雪密度方案诊断计算积雪厚度的敏感性研究 [J]. *海洋学报*, 2022, 44(7): 47–57.
Zhang Huimin, Jin Meibing, Qi Di. Sensitivity study of constant and variable snow density schemes in diagnosing and calculating snow depth[J]. *Haiyang Xuebao*, 2022, 44(7): 47–57.
- [52] 尹豪, 苏洁, Cheng Bin. 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.
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.
- [53] Turner A K, Hunke E C. Impacts of a mushy-layer thermodynamic approach in global sea-ice simulations using the CICE sea-ice model[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2015, 120(2): 1253–1275.
- [54] Brandt R E, Warren S G, Worby A P, et al. Surface albedo of the Antarctic sea ice zone[J]. *Journal of Climate*, 2005, 18(17): 3606–3622.
- [55] 杨清华, 刘骥平, 孙启振, 等. 2010 年春季南极固定冰反照率变化特征及其影响因子 [J]. *地球物理学报*, 2013, 56(7): 2177–2184.
Yang Qinghua, Liu Jiping, Sun Qizhen, et al. Surface albedo variation and its influencing factors over costal fast ice around Zhongshan station, Antarctica in austral spring of 2010[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2013, 56(7): 2177–2184.

Simulation error diagnosis of the seasonal evolution of sea ice thickness during MOSAiC *in-situ* observation

Lu Yang¹, Zhao Haibo¹, Zhao Jiawei¹, Wang Xiaochun¹, He Yijun^{1,2}, Lei Ruibo³, Yu Xiaoyong⁴

(1. School of Marine Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China; 2. SANYA Oceanographic Laboratory, Sanya 572024, China; 3. Key Laboratory of Polar Science, Ministry of Natural Resources, Polar Research Institute of China, Shanghai 200136, China; 4. School of Atmosphere and Remote Sensing, Wuxi University, Wuxi 214105, China)

Abstract: The Multidisciplinary drifting Observatory for the Study of Arctic Climate (MOSAiC) was conducted from October 2019 to September 2020, yielding complete observations of atmosphere, ocean, sea ice thickness (SIT), and snow thickness. These observations provide new opportunities for the development of sea ice models. In this study, the seasonal evolution of SIT during MOSAiC was simulated using the ICEPACK sea ice model and atmospheric and oceanic forcing observations from two periods without missing data (from November 1, 2019 to May 7, 2020; from June 26 to July 27, 2020). The simulation was compared with SIT observation and the reasons for SIT simulation errors were diagnosed. The results show that, in the winter and spring seasons, the model can reproduce the increase in SIT, but overestimates the transition from submerged snow to sea ice and its contribution to sea ice mass balance. This causes the overestimation of SIT in spring. During the summer season, the combination of two thermodynamic schemes and three melt pond schemes indicates that the model overestimates the sea ice surface melting, resulting in thinner SIT at the end of simulation period. Our research demonstrates that the MOSAiC atmospheric and oceanic observation with all variables needed to force ICEPACK can be used to diagnose current sea ice models and very useful for their future improvements.

Key words: MOSAiC; thermodynamic scheme; melt pond scheme; ICEPACK sea ice model; sea ice thickness; snow thickness; Arctic Ocean