论文

一个区域气候模式对南极 2 m 气温的模拟及其评估

辛羽飞^{①②}, 卞林根^{①*}, Annette RINKE^③, Klaus DETHLOFF^③

① 中国气象科学研究院, 北京 100081;

② 南京信息工程大学大气物理学院, 南京 210044;

③ Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven 27570, Germany

* 联系人, E-mail: blg@cams.cma.gov.cn

收稿日期: 2013-03-13; 接受日期: 2013-07-15; 网络版发表日期: 2014-01-25

南北极综合考察与评估极地专项(编号: CHNARE 2011-2015)、中国气象局与国家海洋局中国 IPY 行动计划、中国气象科学研究院基本科研业务专项(编号: 2012Z001)和国家自然科学基金青年基金项目(批准号: 41005045, 41206179)资助

摘要 利用 ERA40、NCEP 20 世纪再分析资料和中国南极中山站到 Dome-A 断面考察资料, 对德国极地与海洋研究所区域气候模式-HIRHAM 模拟的南极 2 m 气温进行了评估, 结果发现: (1) 模拟的多年平均场空间特征与 ERA40 和 NCEP 20 世纪再分析较为接近. (2) 模拟存在冷偏差, 整个南极地区与 ERA40 偏冷 1.8℃, 与 NCEP 20 世纪再分析偏冷 5.1℃. (3) 与 ERA40 偏差存在季节差异, 夏季偏冷 3.4℃, 秋季偏暖 0.004℃. 进一步分析发现, HIRHAM 模式模拟的近地层大气湍流状况与实际状况不同是 2 m 气温模拟偏差产生的原因: (1) 南极夏季近地层观测样本中逆温和非逆温并存, 原因是感热通量正负并存, 但 HIRHAM 模式模拟基本全为逆温状况和负感热通量. (2) 南极秋、冬季观测基本全为逆温, HIRHAM 与之较为吻合, 这部分解释了秋、冬季节模式模拟偏差不大的原因.

关键词
区域模式
2 m 气温
逆温
感热通量

南极地区(60°S 以南, 包括南极大陆和南大洋高纬度地区)总面积 $5.2 \times 10^7 \text{ km}^2$, 其中南极大陆 $1.4 \times 10^7 \text{ km}^2$, 由 3 个特征明显差异的部分组成, 分别为东南极、西南极和南极半岛. 南极地区在全球气候系统中有着重要作用. 首先, 南极地区气候寒冷, 内陆高原年平均气温约为 -56°C , 是地球主要的冷源之一, 是全球大气纬圈环流重要的驱动力之一(Allison 和 Morrissy, 1983). 其次, 南极冰盖、冰架和南大洋海冰范围巨大, 南极地区冰雪反照率发生变化, 将对全球天气和气候产生重大影响(Qu 和 Hall, 2005). 最后,

南极大陆冰盖固结了全球 90% 的淡水, 南极冰盖的变化, 对全球海平面和全球海洋环流也将产生巨大的影响(Wild 等, 2003).

全球环流模式(GCMs)是研究气候系统和气候变化有力的工具之一, 但受计算条件所限, 其分辨率都较低(Meehl 等, 2007), 不利于研究局地气候的变化特征. 动力降尺度方法很好的弥补了这一不足(Giorgi 和 Mearns, 1991), 它以 GCMs 的粗分辨率背景场为初始条件和边界条件, 同化一些观测资料, 来驱动一个动力框架和物理过程都较为精细化的有限区域模

中文引用格式: 辛羽飞, 卞林根, Rinke A, 等. 2014. 一个区域气候模式对南极 2 m 气温的模拟及其评估. 中国科学: 地球科学, 44: 715–722

英文引用格式: Xin Y F, Bian L G, Rinke A, et al. 2014. Simulation and evaluation of 2-m temperature over Antarctica in polar regional climate model. Science China: Earth Sciences, 57: 703–709, doi: 10.1007/s11430-013-4709-z

式(LAMs). 有研究表明, LAMs 能显著提高模拟分辨率, 且模拟结果更接近观测(Gao 等, 2006; 高学杰等, 2010). 近年来, 一些 LAMs 被应用到了南极地区 (Glushak, 2008; Bailey 和 Lynch, 2000a, 2000b; Power 等, 2003), 但由于南极地区下垫面的特殊性、大气物理过程的独特性(冰晶云过程等)以及地形的复杂性, 这些 LAMs 还存在很大问题. Fraedrich 等(1991)指出, 由于南极地区大气的强斜压性, 多数南极地区中尺度预报模式对气象要素场的预报误差会随时间快速增长, 这种增长速度是中纬度地区 2 倍以上. Bromwich 等(2005)对美国国家大气研究中心(NCAR)和美国俄亥俄州立大学(OSU)联合研制的南极中尺度预报系统(AMPS)评估时指出, 尽管模式能够预报高空温度和风等要素的变化趋势, 但整体位相与实况滞后, 且对地面温度和风模拟较差. Connolley 等(1994)利用观测资料检验了英国气象局发展的南极区域气候模式(UM). 结果表明, 模式模拟的南极内陆温度偏低. Reijmer 等(2005)利用 1 年观测资料评估了荷兰皇家气象局南极区域气候模式(RACMO2/ANT), 结果发现, 尽管模式对全年 2 m 气温的模拟与 ERA40 再分析结果偏差较小, 但在一月份还是模拟偏差 -4°C 左右. Xin 等(2010)利用澳大利亚 DAVIS, CASEY 和 MAWSON 3 个南极站点 1 年的探空资料检验了德国极地海洋研究所(AWI)区域气候模式 HIRHAM 在南极的模拟, 结果表明, 模式对自由层大气的温度场模拟较好, 但对近地层模拟偏差较大.

南极观测资料的局限性(站点分布不均, 冬季缺测严重, 时间序列短), 使得南极 LAMs 的验证工作受到一定限制. 较短时间天气过程模拟的评估工作, 国内外研究较多, 但对于南极气候态的模拟评估, 这方面的研究还较少(Christensen 等, 2007). 2 m 气温是南极气象观测一个必不可少的要素, 它不仅与雪层温度有重要联系, 同时是地表能量平衡估算中的一个重要因子(陈百炼等, 2010a, 2010b). 本文利用中国南极中山站到 Dome-A 断面考察自动气象站资料和南极站点资料, 结合 ERA40 再分析资料和 NCEP 20 世纪再分析资料, 评估了德国极地海洋研究所(AWI)区

域气候模式 HIRHAM 对南极 2 m 气温气候态的模拟能力, 并分析了模拟偏差产生的主要原因, 为 HIRHAM 模式的进一步提高和发展提供参考依据.

1 模式、数据和方法

1.1 模式简介

HIRHAM 模式(Christensen 等, 2006)是在区域高分辨率天气预报模式 HIRLAM(欧洲多个国家气象研究所联合研制, 包括丹麦、芬兰、荷兰、挪威和瑞典等国家)动力框架(Unden 等, 2002)的基础上, 加入了 ECHAM4 模式(Roeckner 等, 2003)的物理参数化方案. 并加入了一定的极地参数化方案, 使其适用于两极地区的应用. 目前所用的模式已经发展到第 5 个版本. HIRHAM 为静力平衡均匀网格的区域气候模式. 水平分辨率为 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$, 约为 50 km. 时间差分采用半隐式半拉格朗日方案. 主要的物理参数化方案见表 1.

1.2 数据和方法

本文使用了以下数据:

(1) HIRHAM 模式模拟数据(Glushak, 2008), 包括月平均资料和每日 4 次资料. 月平均资料从 1958~1998 年共 41 年, 逐日资料从 2005~2008 年共 4 年, 二者空间分辨率都为 50 km 左右.

(2) ERA40 再分析月平均资料, 时间从 1958~1998 年, 空间分辨率为 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$. NCEP 20 世纪再分析资料, 时间从 1958~1998 年, 空间分辨率约为 $1.9^{\circ}\times 1.9^{\circ}$.

(3) 南极站点观测资料, 其中有: ① 中国南极中山站到 Dome-A 断面考察资料, 断面考察站点及南极地形图(图 1), 包括中山站(68.6°S , 78.0°E , 海拔高度 0 m), Eagle(76.4°S , 77.0°E , 海拔高度 2852 m)和 DomeA(80.4°S , 77.4°E , 海拔高度 4093 m)3 个自动气象站 2005~2008 年逐日逐时观测资料. 观测要素包括三层气温、三层风速和风向(1, 2 和 4 m). 原始数据作了质量订正预处理(马永锋, 2009). ② 中国中山站 2008 年超声资料. 对原始超声资料作了野点剔除、去

表 1 HIRHAM 模式主要的物理参数化方案

辐射方案	积云对流方案	边界层方案
法国里尔大学方案(Fouquart 和 Bonnel, 1980)	Tiedtke 积云对流方案(Tiedtke, 1989)	基于局地 K 理论

图 1 中国南极中山站到 Dome-A 断面考察路线图及南极地形图

噪音和坐标旋转等质量控制(马永锋, 2009). ③ 国际南极观测站点的 2 m 气温月平均观测资料. 选取了 2 个站点: 南极点 Amundsen Scott 站(90°S , 0°E , 海拔高度 2835 m)和冰盖站 Halley 站(75.5°S , 26.4°W , 海拔高度 30 m), 时间从 1979~1998 年.

2 结果分析

2.1 2 m 气温

图 2 给出了 HIRHAM 模拟南极地区 2 m 气温的多年平均值. 结合图 1 和 2 可以看出, HIRHAM 模拟的 2 m 气温场显著特点是随着海拔高度的增加, 气温逐渐降低, 等温线与等高线近似平行. 温度梯度极大值往往出现在东南极和西南极冰盖坡度最大处. 南极冷中心维持在东南极大冰盖 Dome-A 附近, 中心温度低于 -58°C . 从图 3(a)中可以看出, ERA40 再分析的南极 2 m 气温场空间特征与 HIRHAM 模拟结果基本近似, 冷中心在东南极大冰盖, 温度梯度极大值在冰盖坡度最大处. 从图 3(b)中可以看出, HIRHAM 模式模拟一个主要问题整个南极内陆模拟偏冷, 其中最主要的偏冷区域是东南极, 偏冷大于 4°C 以上, 整个南极地区平均偏冷 1.8°C . 但在南极冰盖边缘沿海地区, 模拟则稍偏暖. 图 3(c)是 NCEP 20 世纪再分析的结果, 从图 3(c)可见, NCEP 相比较 ERA40, 其南极 2 m 气温更暖, 但空间特征与 ERA40 较为接近. 从图 3(d)可见, HIRHAM 相比较 NCEP 更加偏冷, 偏冷最大值达 8°C 以上, 不仅出现在南极内陆, 而且南大洋也有分布. 整个南极地区平均偏冷达 5.1°C 以上.

为了分析 HIRHAM 模式模拟整体偏冷的原因, 图 4 给出了 HIRHAM 与 ERA40 再分析 4 个季节偏差

图 2 HIRHAM 模式南极地区(60°S 以南)年平均 (1958~1998 年) 2 m 气温场

范围为 122×110 的坐标旋转网格, 中心点为南极点. 单位:

的空间分布(HIRHAM 与 NCEP 4 个季节一致偏冷, 图未给出). 从图 4 中可以看出, 2 m 气温偏差场呈现出明显的极昼(图 4(a)和(d))和极夜(图 4(b)和(c))差别. 当南极地区出现极昼(9 月到来年 2 月)时, HIRHAM 模式模拟整个南极地区偏冷, 特别是夏季(12~2 月)3 个月, 整个南极偏差 -3.4°C , 春季(9~11 月)整个南极偏差 -2.4°C ; 当南极地区出现极夜(3~8 月)时, 秋季(3~5 月)整个南极偏差 0.004°C , 南极内陆(70°S 以南)偏差 0.3°C . 冬季(7~9 月)整个南极偏差 -1.3°C , 南极内部偏差 -0.7°C . 可见, 整个南极地区年平均 2 m 气温模拟偏冷主要是由夏季模拟偏差造成的.

为了进一步证实 HIRHAM 模式夏季模拟偏冷, 选取了南极 2 个站点的月平均观测资料与 HIRHAM, ERA40 和 NCEP 进行了对比, 并给出了 HIRHAM 与观测偏差的时间序列(图 5). 如图 5(a)所示, 在南极点 Amundsen_Scott 站, 从 1979~1998 年 20 年, ERA40 再分析冬季与观测较为吻合, 但夏季 20 年平均偏暖 6.7°C . NCEP 夏季较为吻合, 但冬季偏暖达 10.7°C . ERA40 在 Halley 站(图 5(c))与观测冬、夏季都较为吻合, 但 NCEP 则偏暖明显, 整个偏暖 5.5°C . 如图 5(b)所示, HIRHAM 在南极点相比较观测而言, 模拟整体

图3 再分析资料南极地区多年平均(1958-1998年)2 m 气温场及与 HIRHAM 的偏差

(a) EAR40 再分析资料; (b) HIRHAM 减去 EAR40; (c) NCEP 20 世纪再分析资料; (d) HIRHAM 减去 NCEP 20 世纪再分析

图4 HIRHAM 模拟与 ERA40 再分析南极地区多年平均(1958-1998年)2 m 气温场偏差(HIRHAM 减去 ERA40)的季节变化

(a) 12~2 月; (b) 3~5 月; (c) 6~8 月; (d) 9~11 月

图 5 南极 2 个观测站点 1979~1998 年月平均 2 m 气温观测与 HIRHAM, ERA40 和 NCEP 的对比

(a), (b) 南极点 Amundsen_Scott 站; (a) 观测与模拟、再分析的对比, (b) HIRHAM 模拟减去观测. (c), (d) Halley 站; (c) 观测与模拟、再分析的对比, (d) HIRHAM 模拟减去观测

偏冷, 20 年平均偏差 -3.1°C . 但主要是夏季偏冷, 20 年夏季(12~2 月)平均 -9.0°C . 南极 Halley 站基本类似(图 5(d)), 20 年平均 -3.0°C , 夏季平均 -5.2°C .

2.2 2 m 气温模拟偏冷的原因

可见, HIRHAM 模拟的南极地区 2 m 气温整体偏冷, 偏冷主要发生在夏季. 为了进一步分析 HIRHAM 模拟偏冷的原因, 选取了中国中山站到 Dome-A 断面考察的自动气象站资料结合中山站超声观测资料, 对南极边界层过程进行了简要分析. 南极地表被冰雪覆盖, 高的地表反射率和较低的热力学粗糙度, 加上冬季极夜现象, 导致地表净辐射多数时间为负, 即地表感热通量、潜热通量和冰雪热通量之和为负. 这

表明南极冬季多数时间近地层大气要向下垫面输送感热通量, 但在夏季, 由于向下的太阳辐射增加, 净辐射是否总为负, 感热是否总是由大气输送向地表, 这需要仔细研究. 利用 Dome-A, Eagle 和中山站 3 层梯度观测资料, 采用 HB88(Holtslag 和 Bruin, 1988), L79(Louis, 1979)和 G07(Grachev 等, 2007)方案, 计算得到 3 个站的感热通量, 利用中山站超声资料, 计算得到中山站感热通量, 具体计算方法见文献(马永锋, 2009), 这里不再赘述. 根据边界层理论, 在常通量边界层中, 感热通量与地面风速成正比, 与地表温度和气温梯度成反比, 在空气密度和空气热容一定的情况, 三者关系的比例系数即为感热输送系数 C_H . 图 6 给出了 3 个站点夏季感热与地面风速之比和 2 m 气温与地

表温度梯度之间关系的模拟观测对比. 从图 6 中可以看出, HIRHAM 模拟的显著特点是: (1) 从 2005~2008 年几乎都是逆温($T_{2m}-T_{surf}>0^{\circ}\text{C}$), (2) 感热都是负值, 即大气向地表输送热量(感热与风速之比为负值). 而从自动气象站梯度观测资料计算和湍流超声计算的结果来看, 在南极夏季, 无论是冰盖最高点的 Dome-A 站(图 6(a))和冰盖中间位置的 Eagle 站(图 6(b)), 还是靠近海岸的中山站(图 6(c)), 从地表到 2 m 的梯度并不全是逆温的状况, 且大气不全是向地表输送热量. 其中, Dome-A 站逆温状况($T_{2m}-T_{surf}>0.5^{\circ}\text{C}$)约占总样本(1825)的 24%, 非逆温状况($T_{2m}-T_{surf}<-0.5^{\circ}\text{C}$)约占总样本的 58%; Eagle 站逆温约占总样本(1790)的 36%, 非逆温约为 31%. 中山站逆温约占总样本(166)的 57%, 非逆温占 8%. 这表明, 南极地区夏季贴地层(从 2 m 到地表)实际温度梯度状况是逆温和非逆温同时存在, 原因是感热通量有正有负, 即大气向地表补偿和地表向大气输送两种方式并存. 这就解释了 HIRHAM 模拟 2 m 气

温夏季偏冷的原因, 由于 HIRHAM 模拟的夏季贴地层温度梯度基本全是逆温状况, 大气总是向地表补偿热量, 从统计平均来看, 2 m 气温模拟整体偏冷.

尽管自动气象站在秋、冬季存在严重的缺测和错测数据, 经数据质量控制(Ma, 2009)以后, 图 7 给出了 2 个站的秋、冬季状况. 从 3 个站点的观测结果来看, 秋、冬季南极贴地层基本为逆温状况和负的感热通量, 与 HIRHAM 模拟的状况基本相同. 这部分解释了秋、冬季 2 m 气温偏差较大的原因.

3 讨论和结论

本文时间平均了区域气候模式 HIRHAM 模拟的 1958~1998 年 41 年的南极 2 m 气温, 与 ERA40 和 NCEP 20 世纪再分析资料和站点观测资料对比后发现: (1) HIRHAM 模拟的南极 2 m 气温多年平均值偏冷, 与 ERA40 整个南极偏冷 1.8°C , 与 NCEP 偏冷

图 6 Dome-A, Eagle 和中山站感热和风速之比与 2 m 气温和地表温度梯度($T_{2m}-T_{surf}$)之间的关系

蓝色为 HIRHAM 模拟结果, 黑色为湍流超声计算结果, 其余为温度梯度参数化方案计算(绿色为 HB88 方案(Holtzlag 和 Bruin, 1988)结果, 红色为 L79 方案(Louis, 1979)结果, 黄色为 G07 方案(Grachev 等, 2007)结果). (a) Dome-A 站, (b) Eagle 站 2005~2008 年 11~2 月资料, (c) 中山站 2008 年 1 和 2 月资料(其他月份缺测)

图 7 秋冬季 Dome-A 和 Eagle 站感热和风速之比与 2 m 气温和地表温度梯度($T_{2m}-T_{surf}$)之间的关系

(a) Dome-A 站; (b) Eagle 站 2005 年和 2008 年 4 月数据; (c) Eagle 站 2005 年 6~8 月数据

5.1℃. (2) 与 EAR40 偏差存在季节差异, 在极昼时期, 夏季 3 个月 HIRHAM 整体偏冷达 3.4℃. 在极夜期间, 二者偏差不大, 秋季 3 个月 HIRHAM 整体偏暖只有 0.004℃. 进一步分析发现, HIRHAM 模式模拟的夏季近地层大气湍流状况与实际状况不同是 2 m 气温模拟偏差产生的原因: (1) 在南极夏季, 观测的近地层逆温和非逆温并存, Dome-A 站观测的逆温占总样本的 24%, 非逆温占 58%. 但 HIRHAM 模式模拟基本全为逆温状况. (2) 南极秋、冬季观测近地层温度

基本全为逆温, HIRHAM 与之较为吻合, 这部分解释了秋、冬季模式模拟偏差较小的原因.

综上, HIRHAM 模式模拟的夏季近地层逆温状况与实际存在偏差, 导致 2 m 气温多年平均值模拟偏冷. 感热通量模拟与观测之间的偏差, 是逆温状况偏差的首要原因. 由于近地层地气相互作用和湍流运动的复杂性, 进一步分析感热产生偏差的原因, 需要净辐射和地表参数等要素的观测支持. 此外, 对于 2 m 气温模拟偏差的空间差异, 需进一步分析和研究.

致谢 南极中山站考察队员在南极安装自动气象站为资料获取做了很大贡献, 马永锋博士提供了边界层数据, 审稿人提出了诚恳的修改意见, 在此一并致谢.

参考文献

- 陈百炼, 张人禾, 孙菽芬, 等. 2010a. 一个冰盖近表层热传输模式及其对南极 Dome A 的温度模拟. 中国科学: 地球科学, 40: 84–93
- 陈百炼, 张人禾, 效存德, 等. 2010b. 东南极 Dome A 近地面气温及雪层温度的观测研究. 科学通报, 55: 1048–1054
- 高学杰, 石英, Giorgi F. 2010. 中国区域气候变化的一个高分辨率数值模拟. 中国科学: 地球科学, 40: 911–922
- 马永锋. 2009. 南极中山站至 Dome A 考察断面近地层特征参数研究. 硕士学位论文. 北京: 中国气象科学研究院. 1–99
- Allison I, Morriess J V. 1983. Automatic weather stations in the Antarctic. *Aust Meteorol Mag*, 31: 71–76
- Bailey D A, Lynch A H. 2000a. Development of an Antarctic regional climate system model. Part I: Sea ice and large-scale circulation. *J Clim*, 13: 1337–1350
- Bailey D A, Lynch A H. 2000b. Development of an Antarctic regional climate system model. Part II: Station validation and surface energy balance. *J Clim*, 13: 1351–1361
- Bromwich D H, Monaghan A J, Manning K W, et al. 2005. Real-time forecasting for the Antarctic: An evaluation of the Antarctic mesoscale prediction system (AMIPS). *Mon Weather Rev*, 133: 579–603
- Christensen J H, Hewitson B, Busuioc A, et al. 2007. Regional climate projections. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al, eds. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge and New York: Cambridge University Press. 847–940
- Christensen J H, Christensen O B, Lopez P. 2006. The HIRHAM4 regional atmospheric climate model. Technical Report. DMI Sci Rep, 96-4, Dan Meteorol Inst, Copenhagen, Denmark
- Connolley W M, Cattle H. 1994. The Antarctic climate of the UNKO unified model. *Antarct Sci*, 6: 115–122
- Fouquart Y, Bonnel B. 1980. Computation of solar heating of the Earth's atmosphere: A new parameterization. *Beitr Phys Atmos*, 53: 35–62
- Fraedrich K, Leslie L. 1991. Predictability studies of the Antarctic atmosphere. *Aust Meteorol Mag*, 39: 1–9
- Gao X J, Xu Y, Zhao Z C, et al. 2006. On the role of resolution and topography in the simulation of East Asia precipitation. *Theor Appl Climatol*, 86: 173–185
- Giorgi F, Mearns L O. 1991. Approaches to regional climate change simulations: A review. *Rev Geophys*, 29: 191–216
- Glushak K. 2008. Atmospheric circulation and the surface mass balance in a regional climate model of Antarctic. Doctoral Dissertation. Potsdam: University of Potsdam. 143
- Grachev A A, Andreas E L, Fairall C W, et al. 2007. SHEBA flux-profile relationships in the stable atmospheric boundary layer. *Bound-Layer Meteorol*, 124: 315–333
- Holtslag A A M, Bruin H A R. 1988. Applied modeling of the nighttime surface energy balance over land. *J Appl Meteorol*, 27: 689–704
- Louis J F. 1979. A parameteric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound-Layer Meteorol*, 17: 187–202
- Meehl G A, Stocker T F, Collins W D, et al. 2007. Global climate projections. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al, eds. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge and New York: Cambridge University Press. 747–846
- Powers J G, Monaghan A J, Cayette A M, et al. 2003. Real-time mesoscale modeling over Antarctica: The Antarctic Mesoscale Prediction System (AMPS). *Bull Amer Meteorol Soc*, 84: 1533–1545
- Qu X, Hall A. 2005. Surface contribution to planetary albedo variability in cryosphere regions. *J Clim*, 18: 5239–5252

- Reijmer C H, E van Meijgaard, van den Broeke M R. 2005. Evaluation of temperature and wind over Antarctica in a regional atmospheric climate model using 1 year of automatic weather station data and upper air observations. *J Geophys Res*, 110: D04103, doi: 10.1029/2004JD005234
- Roeckner E, Bäuml G, Bonaventura L, et al. 2003. The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part 1. Model description. Technical Report. Report No.349, Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPI-M)
- Tiedtke M. 1989. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon Weather Rev*, 117: 1779–1800
- Undén P, Rontu L, Järvinen H, et al. 2002. HIRLAM-5 Scientific Documentation. Technical Report. European Meteorological Institutes.
- Wild M, Calanca P, Scherrer S C, et al. 2003. Effects of polar ice sheets on global sea level in high-resolution greenhouse scenarios. *J Geophys Res*, 108: 1–10
- Xin Y, Rinke A, Bian L, et al. 2010. Climate and forecast mode simulations for Antarctica: Implications for temperature and wind. *Adv Atmos Sci*, 27: 1453–1472