

研究文章

10. 1029/2020MS002319

要点:
耦合CWRP-FVCOM建模系统是为了理解和
预测五大湖地区的大气-流域相互作用
耦合系统显著改善了五个湖泊季节到
年际湖泊条件模拟
耦合系统动态预测了耦合CWRP NBS分量
的水位波动

支持信息:
沙漏支持信息S1

函件地址:
X.-Z. 两
xliang@umd.edu

引用
孙, 梁, X.-Z., 夏, M. (2020). 开发
耦合CWRP-FVCOM建模系统, 以了解和预
测五大湖地区的大气-流域相互作用。地球
系统建模进展杂志, 12, e2020MS002319
。https://doi.org/
10. 1029/2020MS002319

收到2020年8月27日
2020年11月8日录用
被接受的文章在线13 NOV 2020

开发耦合CWRP-FVCOM建模系统, 以理解和预测五大湖地区的大气-流域相互作用

孙磊^{1, 2}梁新中^{2, 3}和孟夏⁴

¹ 南京信息科技大学大气科学学院, 南京, 中国, ² 美国马里兰大学帕克分校地球系统科学跨学科中心, ³ 美国马里兰州大学大气与海洋科学系⁴ 马里兰州大学东岸分校自然科学系, 安妮公主, 美国医学博士

摘要三维流体动力学与气候模型耦合对于解决多尺度相互作用是必要的, 但很困难, 由于处理盆地净供应(NBS)成分和连接河道流量的问题, 在预测五大湖水位波动方面很少实施。本研究通过将区域气候天气研究和预报模型(CWRP)与五大湖地区的三维非结构化网格有限体积沿海海洋模型(FVCOM)相结合, 开发了一个交互式的湖泊-大气-水文建模系统。利用一维湖、冰、雪和沉积物模拟器(LISSS)评估了耦合系统相对于CWRP基线的灵敏度, 并对1999–2015年的湖泊气候条件进行了评估。与CWRP耦合后, FVCOM在模拟5个湖泊的季节-年际尺度的水面温度、冰盖和垂直热结构方面优于LISSS, 并能较好地再现区域环流格局。在温暖季节, 湖泊条件的改善显著纠正了LISSS对地表空气温度的高估以及更大尺度的环流变化。因此, 每个湖面流域的降水普遍减少, 主要原因是由于地表水分和热通量的减少, 以及大气稳定性的增强。通过动态耦合, FVCOM根据阶段-下降-排放公式, 预测了直接响应CWRP NBS组件和连接通道流量的水位波动。这种耦合的CWRP-FVCOM合理地捕捉到了国家统计局的变化, 并预测了苏必利尔湖和密歇根-休伦湖的水位波动。动态预测五大湖水位的季节-年际变化是研究区域气候和流域过程相互作用的重大进展。

将三维流体动力学与气候模型耦合是必要的, 但对于解决多尺度相互作用是困难的, 而且由于处理净盆地供应(NBS)成分和连接河道流的问题, 在预测五大湖的水位波动方面很少实施。我们开发了一个交互式湖大气水文建模系统通过耦合区域气候天气研究和预测模型(CWRP)与三维非结构网格有限体积沿海海洋模型(FVCOM), 与基线CWRP配置一维湖模型了解三维水动力过程如何影响湖泊的预测和区域气候条件。耦合的CWRP-FVCOM系统显著改善了所有5个湖泊从季节到年间尺度的条件模拟, 并真实地再现了区域环流模式。我们的分析还解释了与这种敏感性相关的过程。此外, 作为对文献的独特贡献, 我们构建了FVCOM来动态预测对CWRP NBS耦合分量的直接响应和基于阶段下降-放电公式的水位波动。这种耦合的CWRP-FVCOM系统代表了相互作用的区域气候和流域过程的一个重大进展, 以动态预测五大湖水位的季节-年际变化。

1. 介绍

五大湖由苏必利尔湖、密歇根湖、休伦湖、伊利湖和安大略湖组成, 总表面积约为24.6万公里²是世界上最大的地表淡水资源。他们的巨大

©2020. 作者。
这是一篇根据知识共享属性, 非商业性-
非衍生品的条款进行的开放获取文章
许可, 允许在任何媒体上使用和分发,
前提是正确引用原始作品, 非商业性使
用, 不得进行修改或改编。

与周围土地相比,水平尺度具有明显的辐射和热特性,通过地表-大气相互作用显著影响当地气候和区域气候(Bennington等,2014;Notaro等,2013;Scott & 赫夫,1996)。由于湖泊巨大的热容量,五大湖地区气温的春季增温和秋季降温被推迟,日尺度和季节尺度的变化都受到抑制(Bates et al., 1993;Notaro et al., 2013)。秋末和冬季的风-水温度的显著差异增加了大气的不稳定性,从而导致了背风侧的湖效应降水(Niziol et al., 1995; Scott & Huff, 1996)。在高冰覆盖的冬季,由于湍流热量和水分通量的减少,湖泊效应降水将会减弱(Gerbush等,2008; Vavrus等,2013)。此外,沿海地区湖泊水位变化对社会经济和环境的影响已得到公认,从沿海高水位侵蚀和基础设施破坏,到低水位时期对航运、港口活动和旅游业的限制(Dawson & Scott, 2010; 米勒德,2011; 墙,1998)。

气候变化和变化进而显著影响湖泊的热结构(奥斯汀和科尔曼公司,2007年,2008年;King等人,1997年;Van Cleave等人,2014年)和水位(Hanrahan等人,2010年)。在过去的几十年里,在全球变暖的总体趋势下,观察到水温加速变暖(Zhong et al., 2016)。由此产生的冰盖的下降可以通过积极的冰反照率反馈来加强加热过程(Austin & Colman, 2007)。与此同时,自20世纪80年代末以来,五大湖的水位一直在下降,同时由于极端降水增加而增强了变率(Gronewold & Stow, 2014),预计未来将继续下降(Angel & Kunkel, 2010;Lofgren & Rouhana, 2016)。因此,综合区域模拟系统对于提高对大湖区湖泊-土地-大气相互作用和水平衡的认识,预测气候变化下湖泊热力学变化和水位波动,以及评估气候变化对局地 and 区域尺度上的环境、经济、人类健康和社会活动的影响具有重要意义和紧迫性(Sharma et al., 2018)。

在过去20年里,越来越多的人尝试开发针对天气和气候研究的区域大气-海洋耦合模型(Li等人,2014; 彭等人,2012; Seo等人,2007; Turuncoglu等人,2013; Wei等人,2014)。最近,流行的天气研究和预报(WRF)模型(斯卡马洛克等,2008)已与各种海洋模型相结合,并在全球海洋的多个地区实施(Masson等,2012; Samala等,2013; Warner等,2010; 赵&陈,2017)。原则上,这些区域耦合模型可以用来表示大型深层湖泊上的湖泊-大气相互作用(Anyah等人,2006; Long等人,2007; Song等人,2004; X. Sun等人,2014)。然而,这样做也有一些重要的局限性。首先,几乎所有这些海洋模型都是在常规网格上设计的,并与大气模型紧密地结合在同一网格上,或通过通量耦合器连接到较粗的网格上。均匀网格的使用使得有效地解决对水的热力学结构和湖泊-大气相互作用至关重要的广泛范围的运动变得极为困难。对于这类模型来说,捕捉沿海过程的挑战在于,湖泊不仅与覆盖的大气相互作用,而且与具有复杂和关键的横向边界结构(如径流和河道流动)的邻近流域相互作用。其次,大多数大气模型都已经过时或缺乏关键的流域过程(Liang et al., 2019)。即使是最初用于短程数值天气预报而设计的现代WRF,也需要对长期气候应用的物理表示进行实质性的改进(Liang et al., 2012)。第三,这些耦合模型在设计时都没有严格考虑与陆地水文的横向相互作用,而这对水位预测至关重要。

迄今为止,许多一维(1)湖模型,包括两层淡水湖模型(米罗诺夫等,2010)基于自相似理论和多层热模型如主人模型(等,1993)和湖、冰、雪和沉积模拟器(、LISSS苏宾等,2012),已经开发,并结合区域气候模型来调查大湖地区的大气-湖-冰相互作用(古拉&佩尔蒂埃,2012; Notaro等., 2013年; Vavrus等人,2013年; Vavrus等人,2013年; Wright等人,2013年)。尽管经过了一系列的修改和改进(Bennington et al., 2014;Gu et al., 2015;Xiao et al., 2016),由于缺乏湖泊水平过程和流体动力学,1 - D湖泊模型在再现湖泊热结构方面仍然存在明显缺陷,特别是对于大型深湖(Bennington et al., 2014;Mallard et al., 2014;Song et al., 2004)。同时,一套三维水动力模型,包括普林斯顿海洋模型(Beletsky et al., 2006,

2013; Fujisaki等人, 2013; Huang等人, 2010), 欧洲海洋建模的核心(杜邦等人, 2012)和有限体积沿海海洋模型(FVCOM, Bai等人, 2013; C. Chen et al., 2003; 毛霞, 2017; Nguyen et al., 2017; 牛等, 2015; Xue等人, 2015)在规定的气象强迫下对一个或多个五大湖进行了单向离线模拟, 并取得了一定的成功。薛等人。(2017)是第一个在整个五大湖上开发区域气候建模系统版本4(RegCM4)与FVCOM的双向耦合, 它比一维湖模型改进了模拟湖泊热条件。然而, 与一维湖泊耦合相比, 湖泊变化对区域气候的影响仅通过4年的模拟进行了评估, 不足以应对气候变化。更重要的是, 耦合系统无法预测五大湖的水位波动, 因为它没有考虑净流域供应(NBS)成分(包括湖上降水和蒸发, 以及侧向地表径流)和连接河道流量。也就是说, 陆-湖与水文的相互作用缺失了。杜恩福德等人。(2018年)率先开发了可运行的水循环预测系统, 连接了五大湖和圣。劳伦斯河流域。然而, 该系统运行在中短期, 尚未对其在气候尺度上的适用应用进行评估。

WRF的气候扩展(CWRF, 梁等et al., 2012)不仅显著改善区域气候模拟RegCM4.6(梁等人, 2019), 还内置一个独特的虚拟表面地下过程(CSSP)模型, 提供横向流动从陆地到湖泊促进流域径流的贡献。本文的主要目标是通过将CWRF(Liang et al., 2012)与FVCOM(C. Chen等人, 2003年)通过CPL7耦合器(Craig等人, 2012年), 并利用它来了解这种动态耦合如何影响区域气候和湖水预测。作为对文献的独特贡献, FVCOM还基于CWRF提供的NBS分量和使用阶段-下降-流量公式计算的连接通道流量来动态预测水位变化。然后, 我们用内置LISSS(Subin等人, 2012)评估了用CWRF基线表示水面温度、冰覆盖、垂直热结构和环流模式的能力, 对比现有观测结果, 以及1998-2015年的区域气候响应。最后, 我们研究了系统捕获五大湖水位变化的能力, 并讨论了未来的改进。

2. 模型系统组件和联轴器

2.1. 大气与地面交互分量(CWRF)

CWRF作为WRF的气候延伸不断发展(Skamarock等人, 2008), 在基本物理过程的表示方面取得了许多进展, 包括陆地-大气-海洋、对流-微物理、云-气溶胶-辐射(CAR)之间的相互作用, 以及贯穿所有过程模块的系统一致性(Liang等人, 2012)。它在捕获观测到的地表辐射、陆地水文、降水和极端情况以及区域气候预测方面表现突出(L. Chen等人, 2016; Liang等人, 2012, 2019; Liu等人, 2015; C. 孙亮, 2020; 袁&亮, 2011b)。对于大气, CWRF有一个内置的CAR集成模型, 该模型包含了云和气溶胶特性、辐射传输及其相互作用的各种替代参数化(Liang & Zhang, 2013; Zhang等人, 2013)。它还包含了一个集成积云参数化(ECP, Qiao & Liang, 2015, 2016, 2017), 基于G3方案(Grell&Devenei, 2002), 更新了关闭假设, 允许不同的关闭的不同权重, 并分离陆地和海洋的封闭效应。对于地表, CWRF包括一个综合的多级湍流上层模型(UOM)来解决过境的海空相互作用(Ling et al., 2011, 2015)。UOM最近进行了改进, 以改进浅湖模型(L. Sun等人, 2020)。

与这项研究最相关的是, CWRF将最先进的CSSP结合起来, 以代表陆地表面与大气的相互作用。为了实现一致耦合, CWRF结合了地表反照率的高级动态统计参数化(Liang, Xu等人, 2005)和现实的地表特征分布(Liang, Choi等人, 2005; M. Xu等人, 2014)。与大多数通常只在垂直方向上捕获土壤-水分运输的地表模型相比, CSSP是用一个三维联合的地表-地下流动模型来表示横向和亚网格的土壤-水分运输, 即地表流动

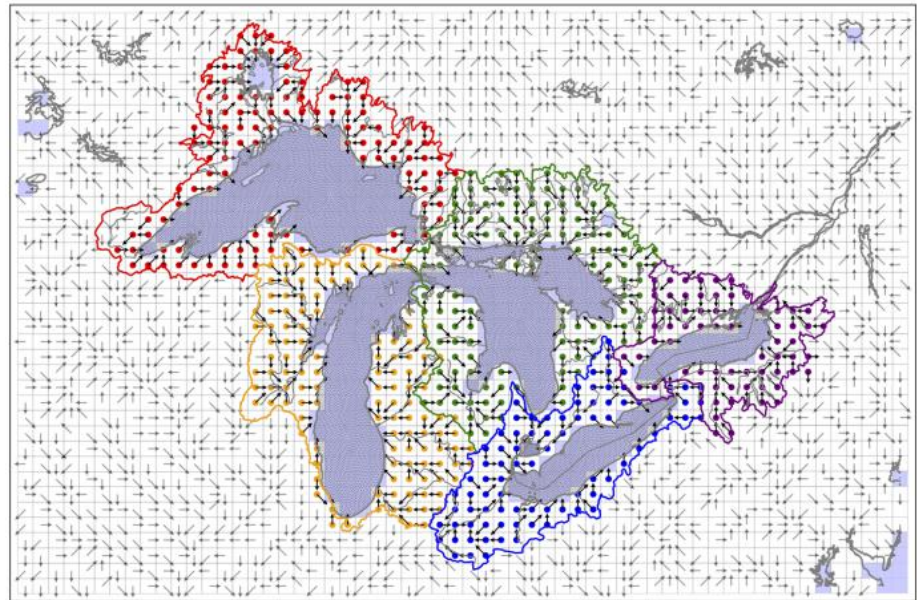


图1。五大湖区CWRW网格示意图，覆盖FVCOM非结构三角形网格，湖泊盆地边界（彩色曲线）和陆地网格（彩色圆圈），30公里分辨率流动方向（箭头），浅蓝色方块表示水型网格。

与地下水流的交互，以及地形控制谷底（Choi等，2007, 2013; Choi & Liang, 2010; Yuan&Yiang, 2011a）。在预测详细的陆地水文变化、土壤温度和湿度分布、土壤-大气相互作用以及扩展应用方面（Gan等人，2015; Ji等人，2017; Yuan等人，2018）。图1显示了CSSP在五大湖流域解析的30公里水流方向。它们收集整个流域的径流，并将积累的水流引入五大湖。特别是，采用质量守恒方法处理30公里网格处CSSP到~1公里处FVCOM未施工节点的河流流量。对于一个给定的湖泊，其整个流域或流域内的所有陆地网格都为该湖泊贡献径流。CSSP已经在每个网格上表示了来自盆地内所有有贡献的上游网格的累积径流（Choi et al., 2013）。这些累积径流作为一个具有代表性的河流流量流向每个CWRW沿海网格内最近和最深的FVCOM节点。为了避免重复计数，如果一个周围的湖网格位于另一个海岸网格的上游，它将被丢弃。

2.2. 湖冰缝构件（FVCOM）

FVCOM是一种自由表面、非结构网格、有限体积、三维原始方程的沿海海洋模型，最初由C开发并不断改进。陈等人。（2003，2006）。水平网格中使用的非结构三角形网格有利于充分表示复杂的几何形状，如河口和海岸线。原始方程利用地形跟随的西格玛坐标进行垂直离散化。FVCOM采用显式模式分裂方法集成，该方法分别用长、长时间步长解决正压模态和斜压模态。

最近，FVCOM采用了由Gao等人开发的非结构化网格、有限体积海冰模型（UG-CICE）。（2011）基于洛斯阿拉莫斯社区冰CodE（CICE, Hunke&Lip斯科姆，2008）。它通过结合计算冰局部增长率的热力学模型、描述冰团速度的冰动力学模型、确定状态变量平流的输运模型和表示力学过程的脊化参数化来预测冰厚度的时空变化。解决湖泊冰动力学是计算密集型的，大约是FVCOM计算时间的两倍。由于五大湖上的冰覆盖通常被限制在封闭的盆地内，本研究只激活冰热力学部分（Bitz&Lipscomm, 1999），通过重新映射方案计算冰生长速率（Lipscomm, 2001），以解释厚度空间中的冰运输。添加FVCOM使~的总体CWRW计算时间增加了40%。

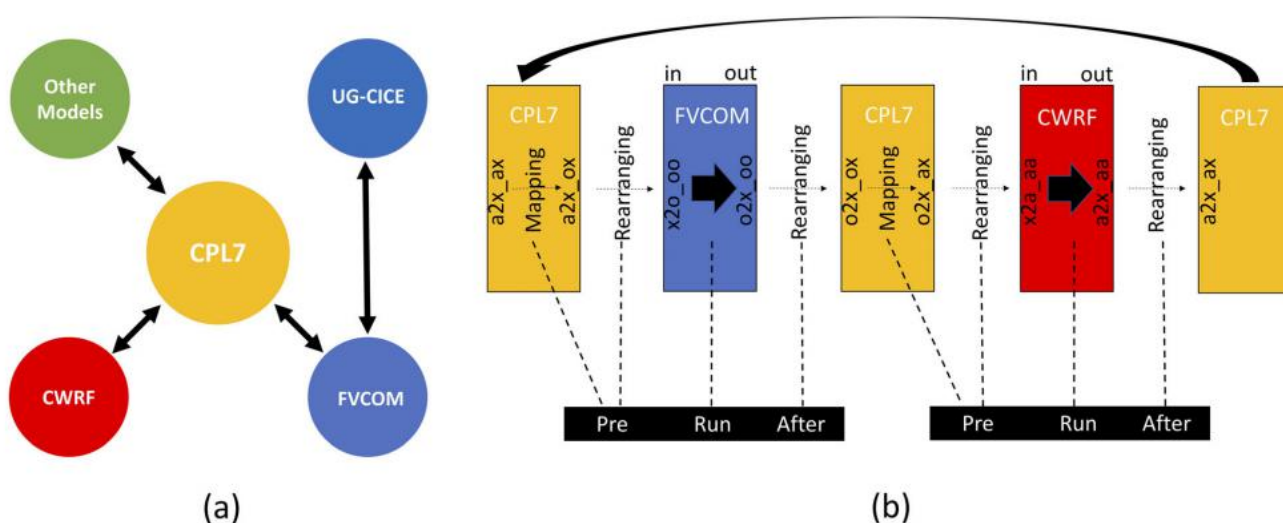


图2。(a) 耦合区域建模系统的轮辐架构示意图和耦合CWRP-FVCOM系统与数据命名约定的(b)示意图(i. e., 第一部分表示耦合数据, 第二部分表示网格类型和与该数据关联的处理器)。

2.3. 耦合器(CPL7)和CWRP-FVCOM耦合器

构建耦合系统的一个关键问题是如何将CWRP和FVCOM等不同基础设施的组件模型连接起来。传统的方法是将这些组件视为可以直接调用彼此的内部例程。然而, 这缺乏灵活性和可扩展性, 并使合并其他组件变得困难。建立一个模块化和灵活的耦合系统的现代方法是使用先进的耦合技术(i. e., 耦合器), 通过促进网格分解、数据传输、网格映射、时间调度和其他功能来交互和协调单独的组件(Collins等人, 2005; Craig et al., 2005, 2012; Jacob et al., 2005; Larson et al., 2005; 瓦尔克, 2006)。CPL7是一种很受欢迎的耦合器(Craig et al., 2012), 由美国国家大气研究中心开发。例如, 它被用来在社区地球系统模型中嵌套WRF, 用于从粗糙的全球循环缩小到美国上空的精细环形成。S. 南方大平原(He et al., 2013)。区域北极系统模型也采用了该方法, 以连接代表北极交互过程的五个组件(Cassano等人, 2017; Hamman等人, 2016)。

我们选择CPL7将CWRP与FVCOM结合, FVCOM已经与UG-CICE(Gao et al., 2011)和其他模型集成, 用于未来的扩展(图2a)。每个组件都有预定义的处理器组和不同的物理模型, 它们可以顺序运行或并发运行, 并且只与耦合器交换数据。CPL7不仅包含一个在所有处理器上运行的顶级驱动程序, 并控制组件排序、处理器分解和数据通信(Craig, 2014; Craig et al., 2012), 而且还提供了关键功能, 如数据映射(i. e., 在相同的处理器中进行插值), 重新排列(i. e., 不同处理器组之间的数据传输), 以及使用模型耦合工具包(Model Coupling Toolkit, MCT)库合并。

耦合系统按顺序集成(图2b), 即FVCOM和CWRP在每个相应的耦合时间间隔前(后)从CPL7依次重新排列集成和导入(导出)数据。交换数据和网格分解(CWRP: 矩形; FVCOM: 非结构化三角形)都用MCT数据类型表示。这两个不同的网格之间的映射是通过稀疏矩阵插值和预先计算的球坐标重插值包来实现的(SCRIP, Jones, 1998)。

此外, 标准的耦合接口是特别按照地球系统建模框架结构设计的, 以将顶级驱动程序与由修改后的CWRP和FVCOM代码编译的模型库连接起来。主要的修改包括(1)将默认的消息传递接口通信器替换为直接从驱动程序分配的通信器, (2)在模型和驱动程序之间同步时间管理器, (3)构造存储来自耦合器的变量的派生数据类型, 以及(4)直接从新数据结构更新所需的强制或表面边界条件。

表1
CWRF-FVCOM合并总结

切尔夫

领域	美国相邻地区及邻近地区，中心为（北纬37.5°，西经95.5°） 水平分辨率：30 km（196×139网格） 垂直分辨率：36级，顶部为50 hPa 缓冲区宽度：420公里（14格）					
物理学	云-气溶胶辐射地表 行星边界层积云	GSFC（Chou等人，2001；Chou和苏亚雷斯，1999；梁和张，2013） CSSP（Choi等人，2007, 2013；Choi & Liang，2010；Dai等人，2003, 2004） CAM（霍尔特斯拉格和博维尔，1993年）				
粒子物理学	深对流：ECP（乔、亮，2015、2016、2017）					
洋	浅对流：华盛顿大学（帕克和布雷瑟顿，2009年）					
湖（默认值）	GSFCGCE（Tao等，2003） （Ling et al.，2015） LISSS（Subin等人，2012年）					

FVCOM

域	五大湖（苏必利尔、密歇根、休伦、伊利和安大略省）水平分辨率：1-8公里；（节点：14481；元素：27194）垂直分辨率：31层 地平线：斯马格林斯基（斯马格林斯基，1963年） 垂直方向：MY-2.5（Mellor & Yamada，1982） 开放水域（FVCOM）：COARE 2.6（Fairall等人，1996年） 冰面（UG-CICE）：J99（Jordan et al.，1999） Bitz & Lipscomb模型（Bitz & Lipscomb，1999） 关闭 重新定位方案（Lipscomm，2001年）						
物理学	湍流关闭						
	表面通量方案						
	冰热力学						
	厚度分布						
通道	&圣多美和普林西比玛丽	K	黄铜	A	B	Z _c	重量
	&圣多美和普林西比克莱尔	824.7	181.43	1.3	0	0	1.0
	底特律	56.4	165.83	2.01	0.5	-0.02	0.5
	尼亚加拉	70.7	165.94	2.1	0.5	-0.01	1.0
	圣。劳伦斯	616.7	169.75	1.67	0	0	1.0
		555.82	69.50	1.65	0	0	1.0

CPL7

耦合频率	1小时
交换数据CWRF到CPL7	最低模型水平的气象场（风、压力、温度和相对湿度）辐射（向下短波和长波辐射通量） 降水、蒸发和径流 湖面温度（LST ^a ）和湖泊冰盖（LIC）
FVCOM至CPL7	

^aLST = WST × (1-LIC) + IST × LIC，其中WST（IST）为水（冰）表面温度。

3. 实验设计与评价数据

3.1. 实验设计

表1总结了本研究中主要的CWRF-FVCOM配置。以（37.5° N，95.5° W）为中心的CWRF计算域（图3）覆盖了整个连续的U. S. 以及在朗伯特保角映射投影下的相邻区域。该模型由197个（东西）×139（南北）水平网格组成，间距30公里，36个垂直层，高达50 hPa。沿着域的四条边，14个网格的宽度被确定为缓冲区，其中使用动态松弛技术指定了不同的横向边界条件（lbc）（Lianget al.，2001）。这一领域的设计已经证明了U. S. 气候（L. 陈等人，2016；Liang等人，2001, 2007, 2012；2Liu等人，2015；袁&亮，2011b）。CWRF控制物理配置包括辐射（周等，2001；周和苏亚雷斯，1999）；陆地表面CSSP（崔等，2007）；行星边界层CAM（霍尔茨和博维尔，1993）；积云-ECP渗透对流（乔亮，2015, 2016, 2017）加UW浅对流（公园和布雷瑟顿，2009）；微物理学（陶等，2003）；海洋-UOM（凌等，2015）；湖（不包括五大湖网格）-LISSS（Subin等，2012）。更多细节请参考Liang等人。（2012）。

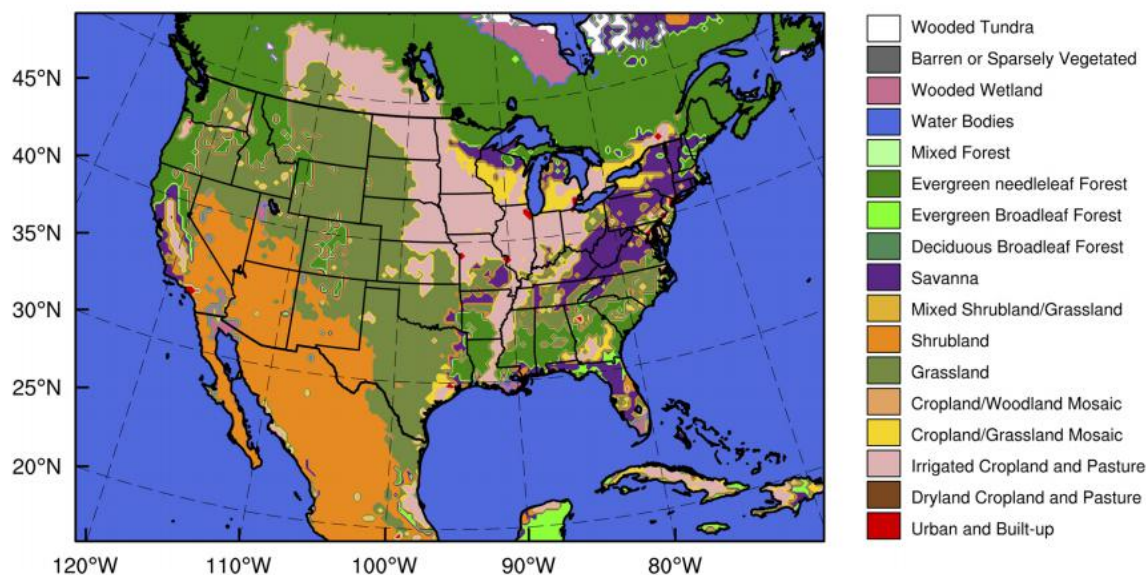


图3。CWRf计算域与USGS的主要土地覆盖类别重叠。

FVCOM的计算域(图1)覆盖了所有的五大湖。它由14,481个非结构化节点和27,194个不同水平间距(1–8公里)的三角形元素和31个垂直地形跟随西格玛层组成。国家地球物理数据中心提供的测深数据被插值到模型网格中。水平和垂直混合分别采用Smagorinsky(1963)和Mellor and Yamada(1982) 2.5级湍流闭合方案参数化。表面敏感和潜热通量参数化在开放水时期FVCOM的核心2.6算法(费尔^{et al.}, 1996), 同意涡流协方差测量比其他方案(特征^等, 2018), 并在冰覆盖时期J99方案内置UG-CICE(乔丹^{et al.}, 1999)。太阳辐射按照双波段方案渗透到上层水层(Kraus, 1972)。

集成时间间隔在组件和它们自己的过程之间有很大差异。CWRf在30 km栅格距下使用120 s用于动力学、微物理和对流, 10 min用于陆地/海洋表面和行星边界层, 30 min用于辐射传输。相比之下, 在更精细的非结构化网格(1–8公里)上, FVCOM分别使用5秒和30秒作为外部和内部的时间步长, 以集成二维和三维过程。CWRf-FVCOM允许不同组件之间的耦合频率的不同规格, 本研究使用1小时的每个组件与CPL7交换数据。FVCOM被配置为接收来自耦合器的最低水平气象场(压力、温度、湿度、风)、地表下行辐射通量、降水、蒸发和径流的输入。反过来, FVCOM预测的湖泊表面温度(LST)和湖泊冰覆盖(LIC)被回耦合器作为CWRf的表面边界条件。在有冰覆盖的湖格网中, $LST = WST \times (1-LIC) + IST \times LIC$, 其中WST为FVCOM预测的开放水面温度, IST为UG-CICE预测的冰/空气界面温度。因此, CWRf和FVCOM/UG-CICE分别计算了表面感热流量和潜热通量和风应力, 它们分别用于向大气和水的垂直传递过程。

上述耦合策略已在设计多个耦合建模系统中被采用(Sitz^{等人}, 2017; Xue^{等人}, 2017)。一个重要的例外是, 我们使用降水、蒸发和径流作为额外的交换场来解释水的平衡。这种基于气象条件动态表示的地表-大气耦合在降低水动力建模中的地表强迫不确定性方面具有优势(Xue ^{et al.}, 2015)。在离线测试中, FVCOM在使用其内置体积公式计算净热流密度时产生的表面温度比CWRf提供的更真实。也有类似的结果报道(Xue ^{et al.}, 2015)。请注意, FVCOM从耦合器接收蒸发作为外力, 以及降水和横向河流流量。这样做不仅可以减少FVCOM的结构变化, 而且可以确保地表和大气交换之间的水平平衡。此外, 还有额外的在线测试, 其中CWRf接收

表2
对本研究中使用的评价数据集的总结

数据集	变量	评价 一段时间	时间 间隔	网格 决心	参考资料	根源
五大湖面 环境分析	字同步道	1999 - 2015	每天	0.01°	施瓦布等人。(1992)	https://coastwatch.glerl.noaa.gov/三星/卫星/glsea/glsea_目录.html
国家数据浮标中心 站数据	WST; 表面空气 温度	2002 - 1,015	每日每	—	—	https://www.ndbc.noaa.gov/
五大湖冰分析 乘积	冰盖	1999 - 2015	日月	0.01 - 0.03°	—	https://www.natice.gov/ 。美国国家海洋和大气管理局。
现代时代应承担的回顾 研究和分析	表面空气 温度	1999 - 2015	每月	0.625° × 0.5°	Gelaro等。(2017)	产品/伟大的湖泊。html https://gmao.gov/ 。戈达德宇航中心。美国宇航局。
应用程序, 版本2 气候学校准 降水分析	降水	1999 - 2015	每月	0.125° × 0.125°	侯等人。(2014)	再分析/一/ 2 / data_访问 https://para.ncep.noaa.gov/pub/data/nccf/com/ccpa/ para/
五大湖环境研究实验室月度水文 气象数据库	NBS组件	2002 - 2015	每月	—	亨特等人。(2015)	https://www.glerl.noaa.gov/pubs/更新报告/更新文件/
每月协调 平均在全国范围内 平均水位	水位	1999 - 2015	—	—	—	http://lre-wm.usace.army.mil/ 。毫升/ 预测数据/GLHYD_data_度量 。CSV

FVCOM计算的热通量，与电流耦合相比有微小的差异。在未来，我们可以在CWRF中采用FVCOM体积公式，以实现两者之间一致的表面热交换。

我们从1998年3月1日至2015年12月31日连续整合CWRF - FVCOM。CWRF初始和1bc来自欧洲中期天气预报中心中期再分析（ERI, Dee等人，2011年）。使用UOM（Ling等人，2015年）动态预测海面温度，并每天推动观测分析（Banzon等人，2016年；雷诺兹等人，2007年）。FVCOM在整个五大湖初始化的前9个月被认为是自旋（适合介质湖），不用于后续分析。同时，使用CWRF控制配置进行基线集成（CWRF - LISSS）。该运行与CWRF - FVCOM相同，除了LISSS（Gu et al., 2015; Subin et al., 2012）在五大湖取代了FVCOM。

3.2. 评价数据

表2总结了本研究使用的关键观测数据集及其来源，作为模型评估的参考。五大湖表面环境分析（Schwab et al., 1992）提供了来自美国国家海洋和大气管理局（1995年以来（NOAA）的极地轨道卫星图像的每日数字WST地图。国家数据浮标中心在9个浮标上进行现场常规观测（图4），包括0.5米深度的水温（在这里处理为WST）和表面空气温度。国家冰中心从1998年开始，每隔3-7天进行一次冰覆盖分析，并将其线性地插入到五个五大湖的每日地图中。

关于表面空气温度，参考来自美国国家航空航天局生产的~50公里网格的现代研究和应用回顾性分析版本2（Gelaro等人，2017）。关于降水，参考文献来自美国国家海洋和大气管理局气候学校准降水分析，合并了5公里网格上的日测量仪和6小时第四阶段数据（Hou et al., 2014）。对于统计局的组成部分，参考文献来自NOAA五大湖环境研究实验室月度水文气象数据库中包含的湖上蒸发、湖上降水和径流的月度估计数（Hunter et al., 2015）。对于湖泊水位，参考是基于美国气象局的协调月度数据。年代。陆军工兵部队。

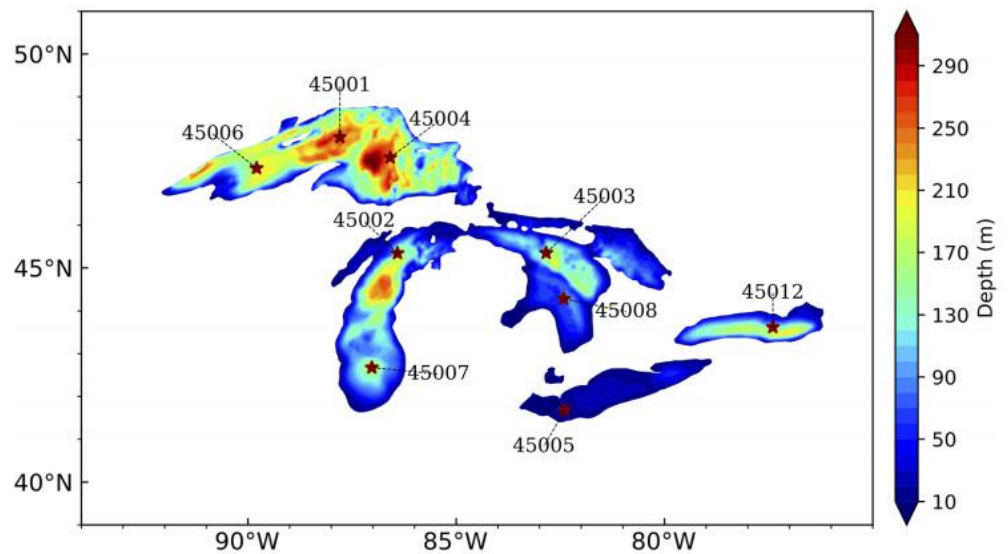


图4. 五大湖的水深图（深度，单位为m），用红星表示国家数据浮标中心（NDBC）站的位置。

4. 结果

4.1. 湖的条件

鉴于观测到的地表温度数据不可用，下面我们评估WST而不是LST。图5比较了1999–2015年CWRP-FVCOM和CWRP-LISSS之间5个五大湖的每日WST平均年周期，包括它们的平均偏差、均方根误差和相对于观测结果的年际相关性。WST的年周期可分为3月至8月中旬的变暖阶段和今年剩余时间的变冷阶段。地势较深的湖泊通常在夏季呈现出较低的水温。CWRP-FVCOM准确地捕获了这两个阶段的年周期

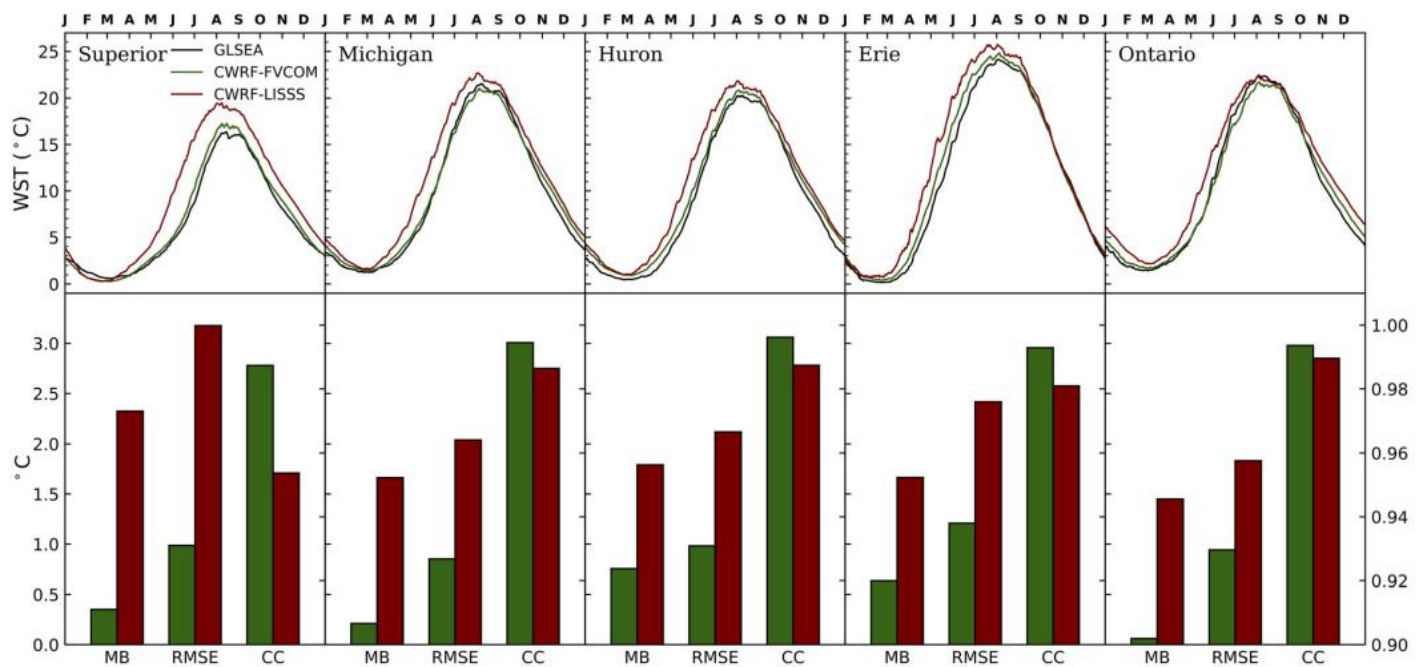


图5。(上图)1999–2015年全湖日平均WST(°C)的年平均周期。(下面板)CWRP-FVCOM和cwrp - liss模拟与观测(GLSEA)的对应统计数据，包括基于(12 × 17)月平均值的平均偏差(MB)、均方根误差(RMSE)和相关系数(CC)。

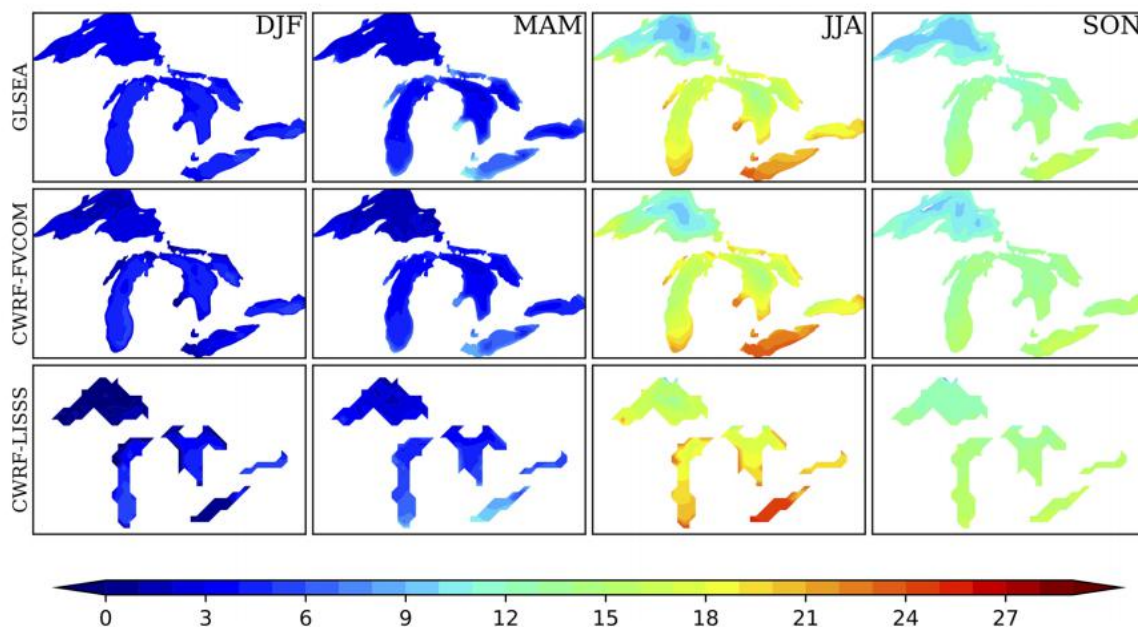


图6. CWRP - FVCOM和CWRP - LISSS观测和模拟的1999-2015年冬季(DJF)、春季(MAM)、夏季(JJA)和秋季(SON)的季节平均WST(°C)。

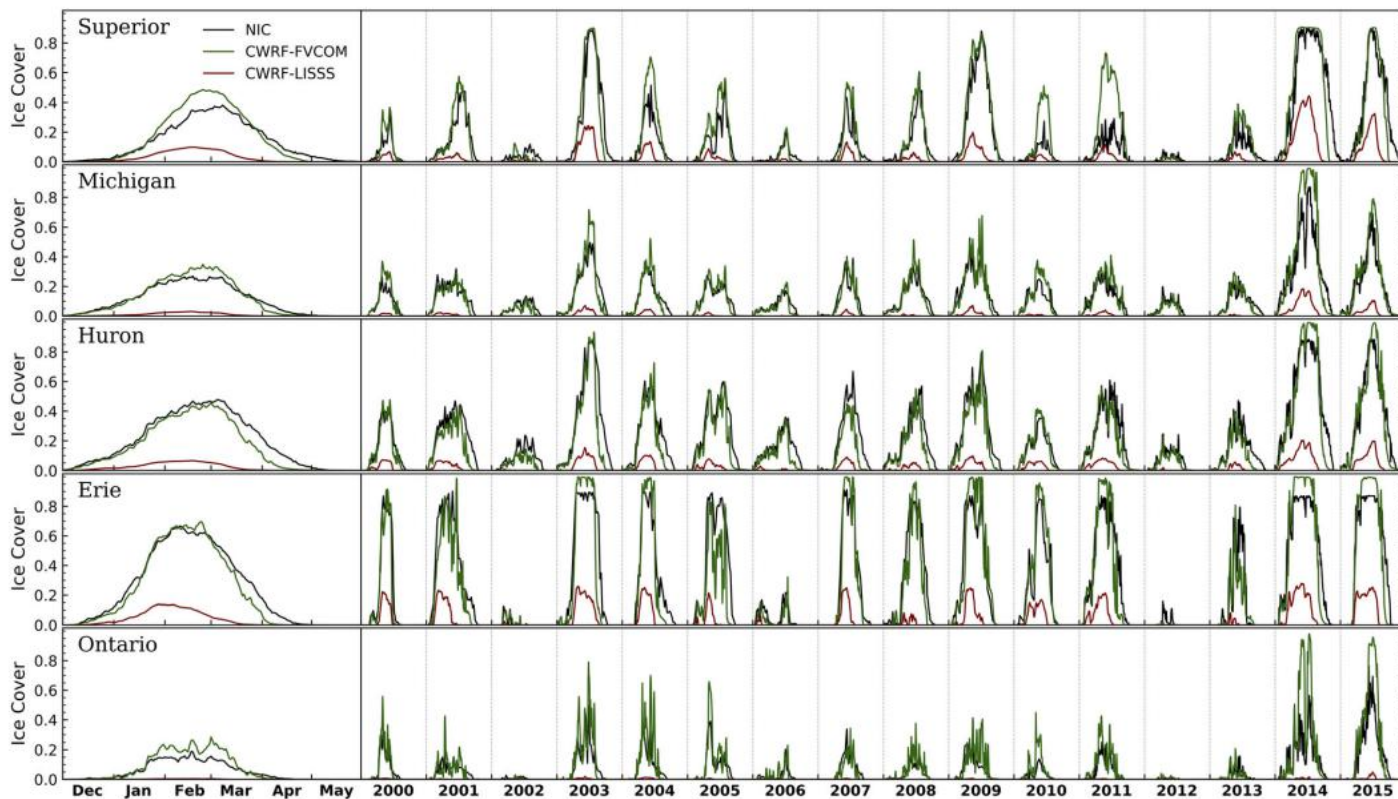


图7. CWRP - FVCOM和CWRP - LISSS模拟与观测的对比:1999-2015年平均年周期(12 - 5月)和年际变化。

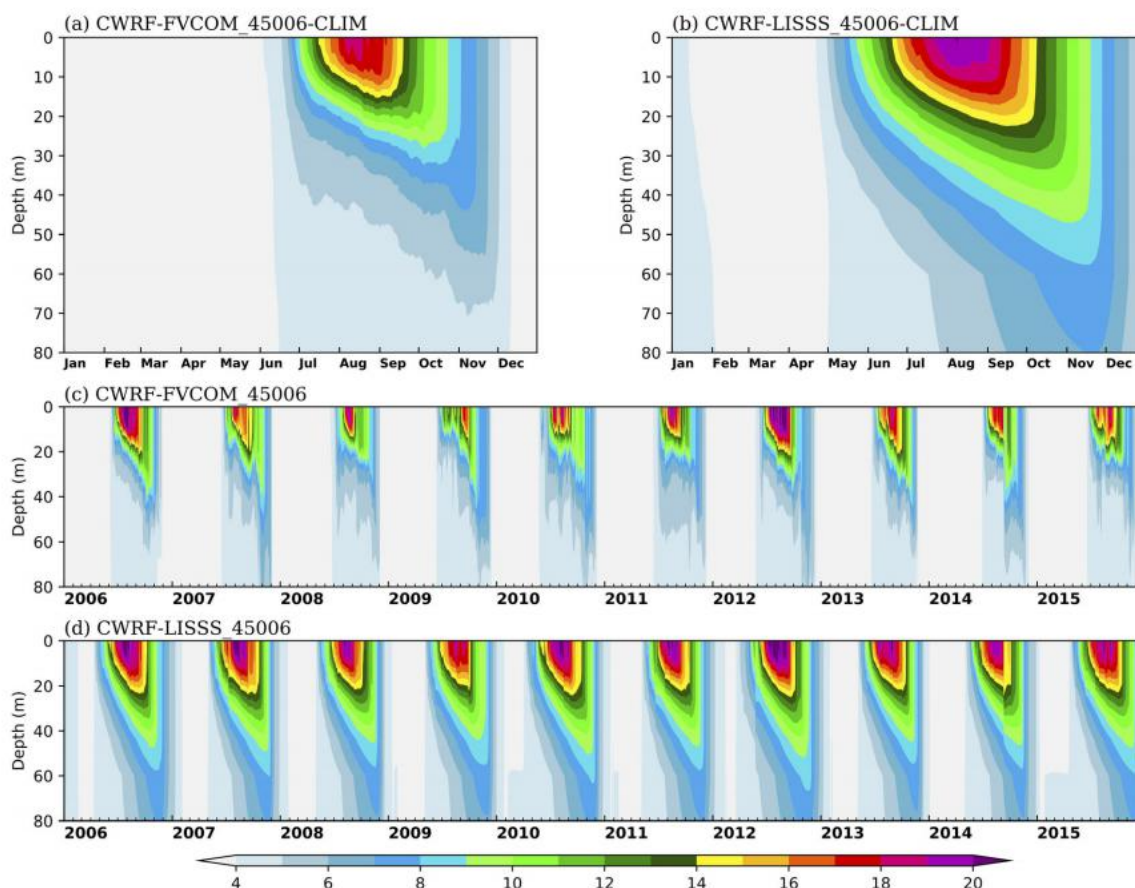


图8. 由CWRP-FVCOM和CWRP-LISSS模拟得出的45006站1999–2015年的平均垂直温度剖面 ($^{\circ}\text{C}$)，以及2006–2015年的时间演变。

苏必利尔湖、密歇根湖、休伦湖、伊利湖和安大略湖的总体小误差分别为 0.66°C 、 0.59°C 、 0.82°C 、 0.99°C 和 0.73°C 。相比之下，CWRP-LISSS对所有5个湖泊都产生了更大的误差（ 3.1°C 、 1.97°C 、 2.07°C 、 2.38°C 和 1.75°C ）。它模拟了春季变暖过快，导致夏季（特别是在苏必利尔湖高达 6°C ）和秋季（伊利湖除外）明显变暖。结果表明，由于缺乏水平过程（Bennington et al., 2014; Martynov et al., 2012; Xiao et al., 2016），一维湖泊模型难以预测大型湖泊和深层湖泊的早期分层特别是，水平和垂直的速度剪切器决定了湖泊的混合过程。LISSS简单地将垂直混合视为地表风的函数，其因子仅取决于湖泊深度。这不足以解决湖泊混合过程中的空间变化问题。此外，由于缺乏通过风或密度驱动的环流进行的平流输送，LISSS中的水平热量变化无法重新分布。另一方面，具有三维水动力表示的FVCOM显著改善了具有广泛水深特征的五大湖热结构的模拟。

图5还显示，CWRP-FVCOM比CWRP-LISSS系统地改善，在所有湖泊中，平均偏差和总体误差更小，年际相关性也更高。辅助资料中的图S1进一步说明，CWRP-FVCOM捕获了真实的全湖平均WST年际变化。例如，它很好地再现了2003年、2009年和2014年较低的WST值，其特征是冬季冰盖较大，以及2012–2014年较强的变异性。图S2比较了CWRP模拟与9个浮标的可用测量结果，这些浮标位于不同深度的五大湖上。结果再次表明，在1999–2015年期间，无论是在浅湖和深湖浮标上，CWRP-FVCOM在模拟WST每日到年际变化方面的性能都优于CWRP-LISSS。

五大湖在较宽的水平尺度和复杂的深度上表现出较强的WST空间变化。图6比较了CWRP 1999–2015年的平均季节平均WST分布与观测结果。

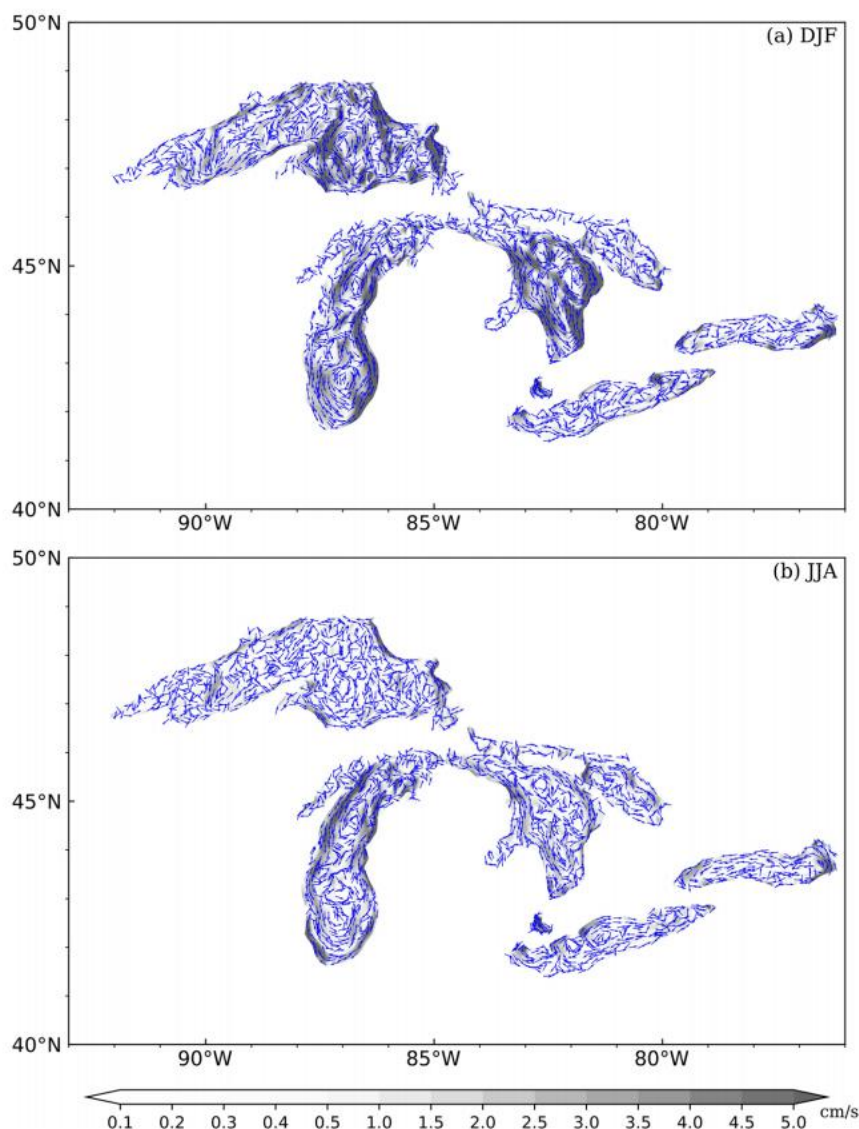


图9. 1999–2015年平均深度-平均海流(阴影:大小;箭头:方向)的冬季(DJF)和夏季(JJA)的CWRFF - FVCOM模拟。

CWRF-FVCOM在模拟季节和空间变化方面表现出了出色的能力。它在冬季很好地繁殖寒冷的WST ($<4^{\circ}\text{C}$)，春季近岸水域迅速变暖，夏季近岸和近海水域的温度差异明显，秋季海岸到近海的冷却。相比之下，CWRF - LISSS的技术较差，特别是在春季和夏季。春季WST的快速变暖使得冷水更快地达到 4°C ，从而导致较早的强分层，从而导致夏季显著的暖偏差。它还高估了秋天的WST，除了伊利湖。

冰覆盖对湖泊温度和区域气候的影响已得到广泛的认可(奥斯汀和科尔曼, 2007; 诺塔罗, 本宁顿, & Vavrus, 2015; Vavrus等人, 2013年)。例如, 由于分层延迟, 扩大冰覆盖可以显著减少冬季湖泊效应降水, 降低夏季水温。图7比较了CWRF LIC的年周期和年际变化与五大湖各观测值的对比。CWRF-FVCOM真实地捕捉到了每个湖的季节到年际变化, 以及湖泊之间的对比, 例如, 伊利湖的冰层比安大略更广泛。它还能在12月初产生准确的冰层形成, 并在3月份产生稍强的冰层融化。它在严冬(2003年、2009年和2014年)模拟广泛覆盖, 而在温和的冬季模拟覆盖有限

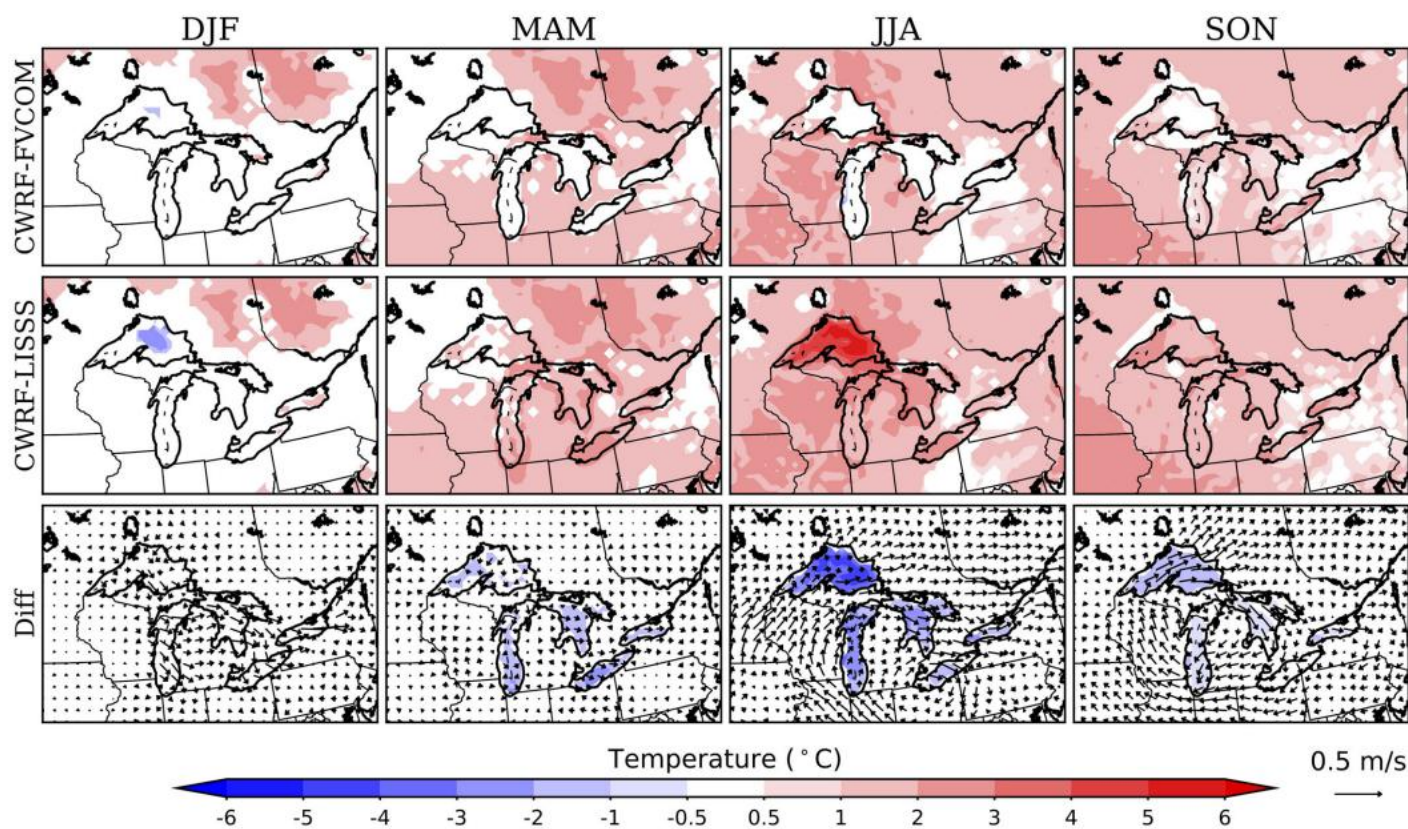


图10. CWRP-FVCOM和CWRP-LISS模拟的1999–2014年(2015年平均偏差(偏离MERRA2))的地理分布以及925hpa风覆盖的差异(m s^{-1})。在95%的置信水平上,温度偏差或颜色上显示的差异具有统计学意义。

温特斯(2006年和2009年)与观察结果很一致。另一方面,CWRP-LISS将LIC定义为顶层冻结的湖水的质量分数,大大低估了所有湖泊的年循环和年际变化的冰覆盖幅度。值得注意的是,CWRP-FVCOM在模拟2012–2014年的冰盖变化方面也显著改善了WRF-LISS(Xiao et al., 2016)。然而,确定哪些因素可能导致LISS偏差或改善其冰过程表征超出了本研究的范围。

图8比较了苏必利尔湖45006站CWRP-FVCOM和CWRP-LISS模拟的垂直温度曲线。在观测中(Austin & Colman, 2008),正分层季节的年长度(即, $\text{WST} > 3.98^\circ\text{C}$)约为170天,开始于6月中旬。与CWRP相结合,FVCOM忠实地再现了热特征,而LISS则产生了早期分层和过长的分层。FVCOM模拟的夏季上低层降水深度在30 ~ 40 m之间,与W的估算结果吻合较好。徐等人。(2019)基于现场测量。然而,LISS在金属离子层中产生的温度梯度不够尖锐,表明其垂直混合效率很低。由于缺乏水平过程和低估冰覆盖的综合影响,它模拟了春季变暖(图7)。这导致了冰的早期破裂,从而更早地开始分层,导致水过热。因此,LISS预测了一个更长的分层周期,一个更深的温斜,和更晚的秋季冷却。在气候变化和正冰反照率反馈的联合作用下,FVCOM在代表垂直热状态的年际变化方面也优于LISS。例如,它真实地再现了2009年和2014年(2006年和2012年)等冷(暖)年的延迟(提前)和弱(强)分层,导致夏季水温较低(较暖)。图S3比较了2011年密歇根湖45007站模拟的月平均垂直剖面,再次表明CWRP-FVCOM产生的分层开始和峰值比CWRP-LISS更接近CWRP-FVCOM的观测结果(Xiao et al., 2016)。

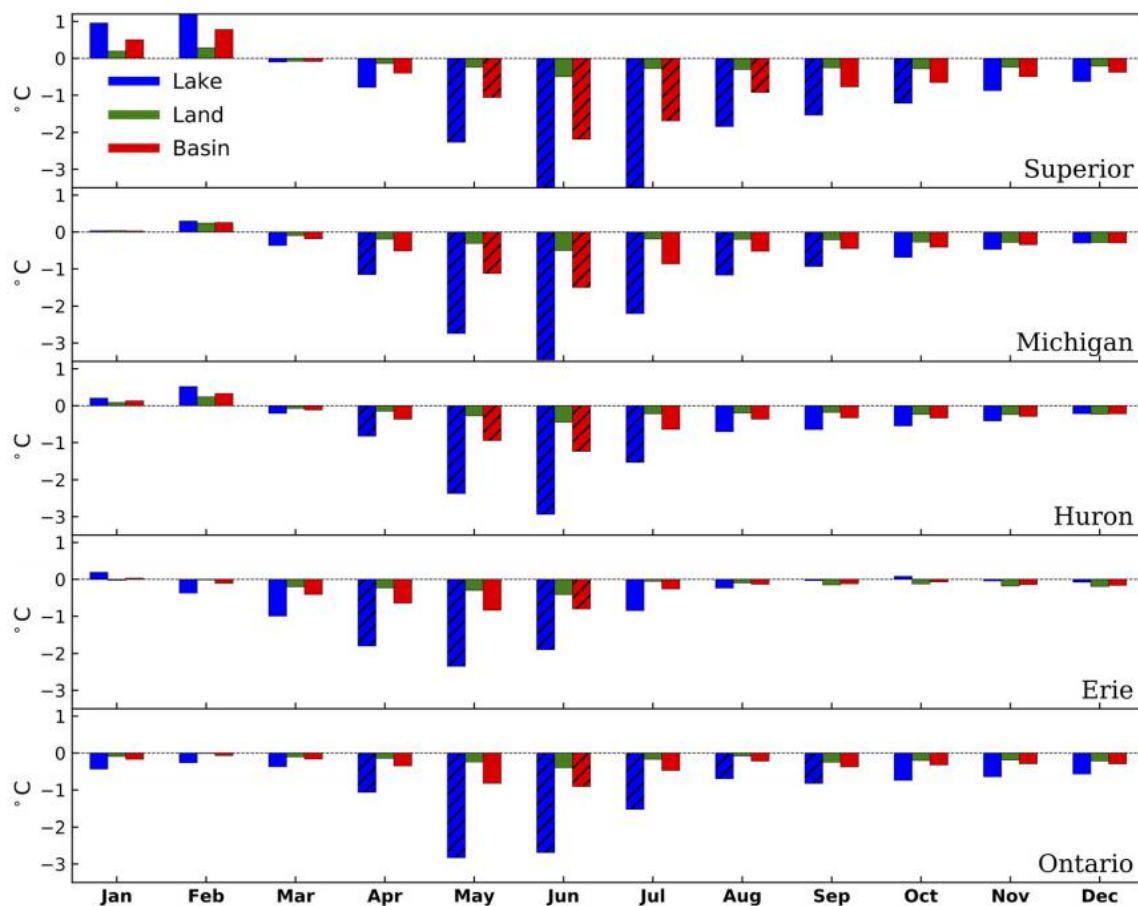


图11. 1999–2015年，苏必利尔湖、密歇根湖、休伦湖、伊利湖和安大略省的2米气温差（°C，CWRP-FVCOM减去CWRP-LISSS）的平均年周期。孵出的是那些在95%置信水平上具有统计显著性的差异。

在复杂的水深测量背景下，五大湖的长期洋流主要受风应力（风驱动）和表面热流（密度驱动）的调节（Beletsky et al., 1999; 皮克特, 1980）。特别是，在寒冷季节，由风应力和水平压力梯度控制的风驱动环流占主导地位，而在温暖季节，由水平压力梯度和科里奥利力调节的密度驱动环流则具有可比性。贝莱茨基等人。（1999）和Bai等人。（2013）基于观测和模拟对季节性气候进行了全面的环流模式。总的来说，CWRP-FVCOM产生的平均深度平均电流（图9）与Bai等人的气候环流图具有相似的模式。（2013）。在冬天，CWRP-FVCOM合理地再现了苏必利尔湖、密歇根湖和休伦湖的一般气旋环流，这些湖主要是由盛行的湖上风向西或向西北风驱动的。它还真实地捕捉到了基维诺半岛东部和密歇根湖东海岸等强烈的水流。夏季，由于风速的减小和斜压效应的增强，气流变得更弱和更复杂。密歇根湖的特点是北(南)盆地有一个深(浅)的气旋(反气旋)环流。伊利湖(安大略)的大部分地区有明显的反环流(环流)。总的来说，我们的模型模拟了与观测结果（Beletsky等人，1999）和其他模型研究（Bai等人，2013）相似的季节环流模式，表明了CWRP-FVCOM的可信度。由于模型配置、空间分辨率和时间周期等差异，模拟中存在一些差异。

4.2. 区域气候效应

图10比较了1999–2015年五大湖地区的CWRP-FVCOM和CWRP-LISSS地理分布的平均季节平均地表气温偏差，而图11描述了它们的地理分布

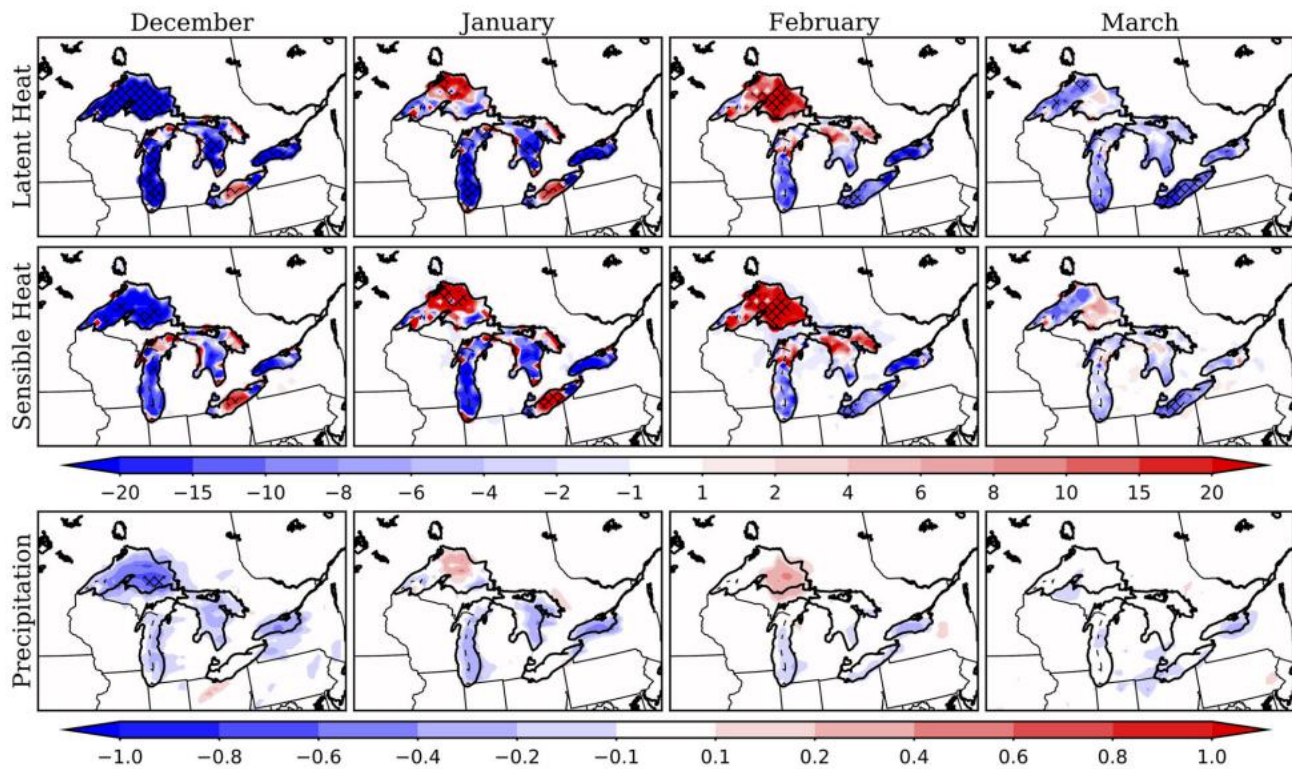


图12. 1999–2015年潜热流平均月平均差异 (CWRP-FVCOM-CWRP-LISSS) 的地理分布 $^{-2}$ 、感热通量(W m^{-2})，降水量(mm day^{-1})从12月到3月在五大湖区。孵化是指在95%置信水平上的差异具有统计学意义的区域。

月平均差异分别在湖泊、陆地和盆地网格上进行平均（边界见图1）。在冬季，CWRP-LISSS在苏必利尔湖产生冷偏置，CWRP-FVCOM通过 $\sim 1^\circ\text{C}$ 降低。在其他季节，CWRP-LISSS强烈高估了湖上的空气温度，CWRP-FVCOM分别比苏必利尔湖、密歇根湖、休伦湖、伊利湖和安大略湖显著提高了 4.7°C 、 3.5°C 、 2.9°C 、 2.3°C 和 2.8°C 。减少主要归因于改进的WST模拟，这大大降低了湍流热流通量（图S4和S5），特别是潜热（高达45、42、34、61和36 W m^{-2} 在各自的湖泊上）。主要在湖海岸线附近的陆地气温的系统CWRP高估（Liang et al., 2012）也减少了，特别是在6月份 $\sim 0.5^\circ\text{C}$ 。在陆地上，在温暖的季节，皮肤表面温度的增加超过了覆盖的空气温度（图S6），增强了局部感热通量（图S5）。此外，低层风对气温变化表现出地转响应，夏季和秋季由于降温，具有明显的反气旋结构（图10）。图S7进一步比较了在9个浮标上的模拟结果和现场测量结果（湖面以上 $\sim 4\text{m}$ ）。显然，CWRP-FVCOM比CWRP-LISSS产生更真实的气温变化，特别是在深湖位置的分层期间。

图12比较1999–2015年的地理分布平均月平均CWRP-FVCOM-CWRP-LISSS差异表面潜在和明智的热通量以及降水从12月到3月在大湖区，而图13描绘了相应的降水年周期平均差异分别在湖，土地和盆地网格。降水的响应总体上弱于气温。显著的降水变化只发生在7月份的爱尔兰湖上。在深秋和冬季，相对寒冷、干燥的气团被加热，湿润，导致湖泊下风岸的湖效应降水。CWRP-FVCOM和CWRP-LISSS都能重现降水的一般模式，如其从东南到西北的梯度和明显的逆风到顺风的对比（图S8）。CWRP倾向于高估下风岸的降水，尤其是休伦湖、伊利湖和湖区

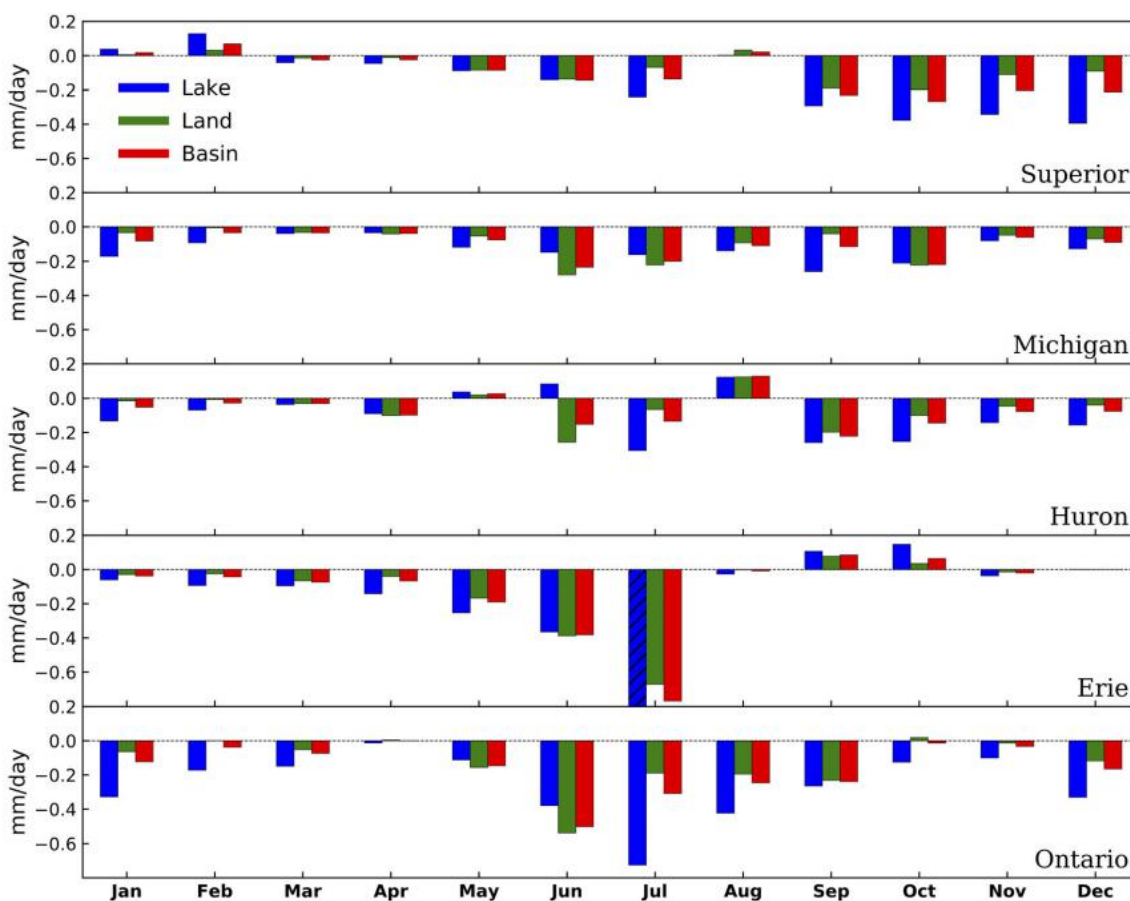


图13. 除降水(mm/天)不同, 与图11相同。

安大略省在WRF的降尺度研究中也发现了类似的高估(Gula & Peltier, 2012)。然而, 五大湖区的参考数据存在较大的不确定性(Gula & Peltier, 2012; Xiao et al., 2016), 我们无法将模型缺陷与数据误差分离出来。

尽管如此, CWRP - FVCOM减去CWRP - LISSS在湖泊和下风区域的冷季降水差异主要可以从热力学角度来解释(图12)。湍流热通量在寒冷季节通常是向上的。去年12月, CWRP-FVCOM相对于CWRP- LISSS模拟了除伊利湖中央盆地和几个近岸湖网格外的较小的湖上湍流通量, 这导致湖上和上风降水下降到0.4毫米/天。当气温变冷时, 通量差异在苏必利尔湖的标志发生逆转, 导致当地降水增加(~ 0.1 毫米/天)。CWRP-LISSS在1月和2月在苏必利尔湖上空产生了比CWRP-FVCOM更冷的气温(图11), 尽管它严重低估了冰的覆盖程度(图7)。随着分层的发生、加剧和崩塌(4月至11月), CWRP-FVCOM通常会减少每个湖盆地上来自CWRP-LISSS的降水。减少高峰主要出现在6月或7月, 湖泊陆地范围为0.25-1.0mm/天, 盆地陆地范围为0.19-0.67mm/天。地表和空气温差可以测量大气稳定性, 当其为负或正时, 有利于稳定或不稳定的状态(Holman et al., 2012)。因此, CWRP-LISSS的CWRP-FVCOM减少降水主要是由于湖泊上空水分和热流量的减少以及湖泊上空大气稳定性的增强(图S6)。

4.3. 湖泊水位

水动力模型通常用于预测由不同气象条件引起的湖泊水位短期波动, 但很少用于预测主要由NBS和连接河道流量驱动的长期变化, 因为这些变化难以确定。在这两种情况下, 流体动力学模型都可以运行

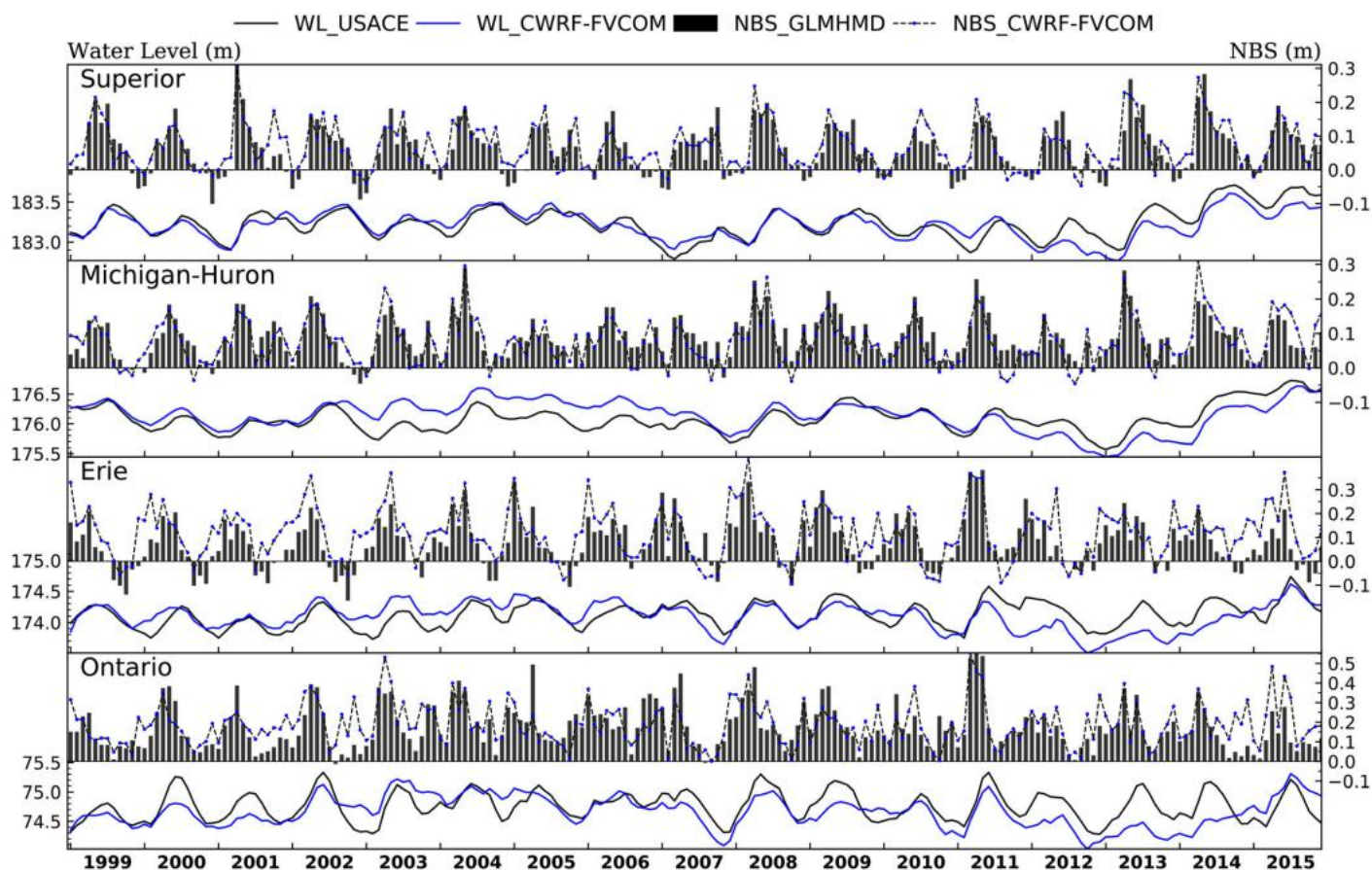


图14. CWRF-FVCOM模拟的月平均湖宽平均水位(m)和NBS (m)与苏必利尔湖、密歇根-休伦湖(包括格鲁吉亚湾)、伊利湖和安大略湖的参考估计计数进行了比较。

由各种数据源的强制输入驱动，但它们与提供水文气象力量的区域气候模型解耦。为了弥补这一差距，我们的全耦合系统将CWRF模拟的降水、蒸发和径流传输到FVCOM，用于地表水预算和横向流入。该系统使用协调的五大湖管制和路由模型(Clites & Lee, 1998; Quinn, 1978)中采用的阶段-下降-放电关系来解释连接通道流量

$$Q = K/Z_u * W_t [p_{\delta 1} - W_t p_{Z_d - Y_M}] * \delta Z_u^A - Z_d p_{Z_c}^B;$$

Z在哪里 u 和 Z_d 预测上下游湖泊的平均水位。 K 、 Y_M 、 A 、 B 和 Z_c 分别为方程系数、通道反转、深度指数、下降指数和下降调整常数。 W_t 是上游湖泊的加权因子。表1列出了本研究中使用的这些参数值。所有高程 Z_x 以米为单位参考国际大湖基准面(IGLD - 85)。密歇根湖和休伦湖(包括乔治亚湾)被认为是一个湖，因为它们是液压连接的。使用上述模型中建议的每月气候学，包括倾斜和冰延迟。其他次要成分，如地下水和消费性使用，都被忽略了。

图14比较了1999-2015年CWRF - FVCOM模拟与参考的月平均NBS和水位变化。请注意，参考估计包含很大的不确定性，特别是对于国家统计局(DeMarchi等人, 2009)。总体而言，耦合系统可以合理地再现NBS变率。它通常捕捉到春季到初夏的高NBS值，以及一年剩余时间的较低值(Neff&Nigal, 2005)，以及强烈的年际变化。特别是湖泊的模拟水位

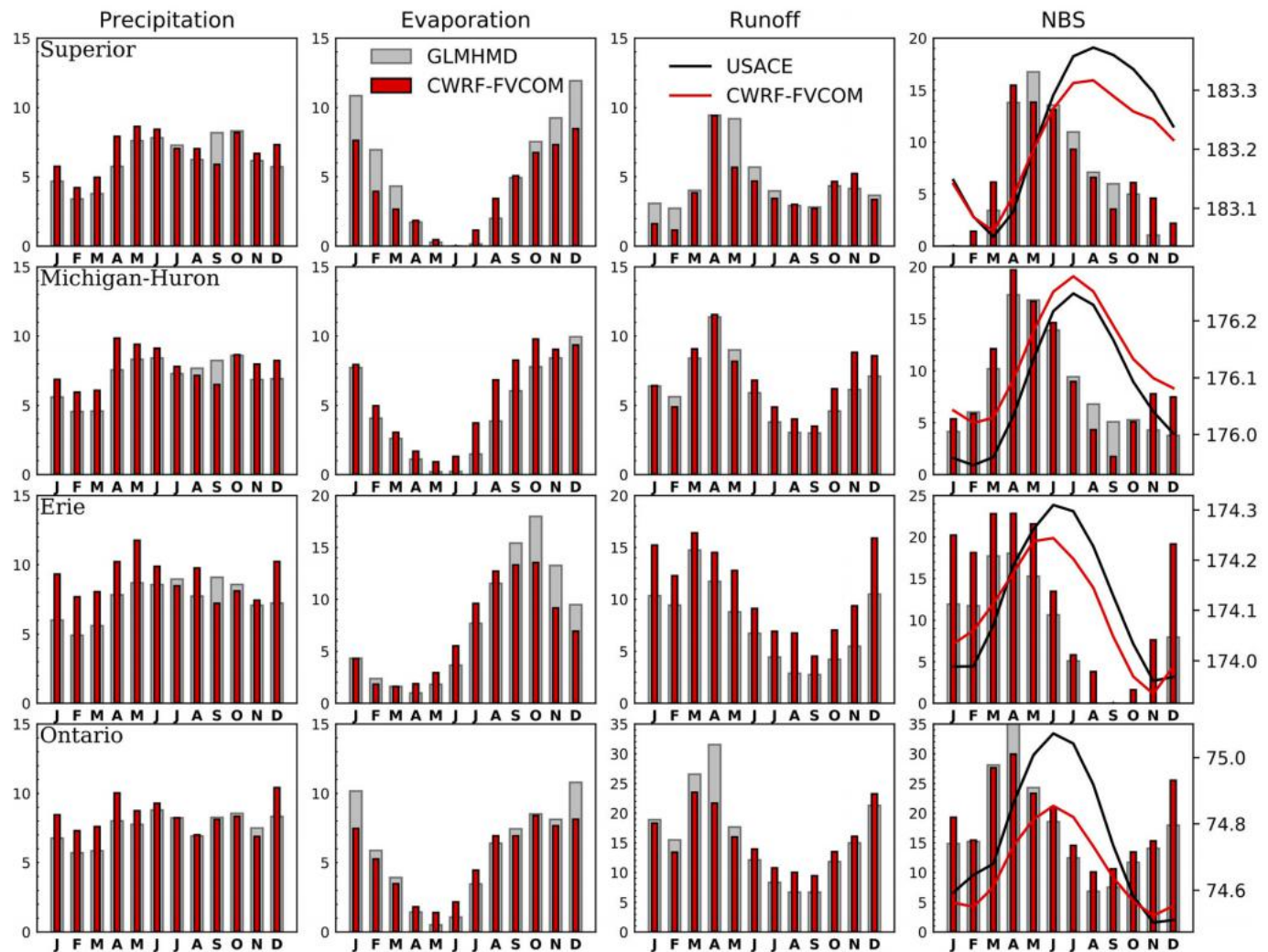


图15。观测（GLERL；灰色）和模拟（CWRP-FVCOM；红色）1999–2015年平均湖泊降水和蒸发、湖泊总径流和净盆地供应（NBS = 降水–蒸发+径流），均以每月为单位，使用左轴的尺度，以及水位（m，使用右轴的尺度；曲线）苏必利尔湖、密歇根–休伦湖（包括格鲁吉亚湾）、伊利和安大略省。

优越感在2011年之前是相当现实的，其次是低估。密歇根–休伦湖的水位在2002–2006年被高估了，而在2011–2015年被低估了。模拟结果往往更糟

与苏必利尔湖和密歇根–休伦湖（0.85和0.67）相比，伊利湖和安大略湖的相关性较小（0.58和0.59）。如下所述，水位预测严重依赖于每个湖泊中NBS变化的准确性。然而，改进NBS模拟仍然是一个挑战，因为难以准确地表示其贡献成分，特别是蒸发和径流，甚至缺乏高质量的观测作为参考(Notaro, Bennington, & Lofgren, 2015)。

图15将模拟的CWRP-FVCOM与参考文献中的1999–2015年国家统计局及其组成部分（降水、蒸发、径流）和每个湖泊的平均年循环和水位进行了比较。该模型通常代表了湖泊水位的季节变化，因为它总体上很好地捕捉到了国家统计局的年周期。年循环模拟对于苏必利尔湖和密歇根休伦湖的水位和NBS都是相当真实的，尽管前面指出了不足之处。g.，对后两个湖泊的高估和低估之间的抵消）。在这些湖泊中，考虑到观测的不确定性范围，降水预测是相当准确的。湖上蒸发和横向径流模型与参考的差异较大，两者都与较大的数据不确定性有关。伊利湖和安大略湖的NBS及其所有组成部分的参考模型偏差更为明显，可能是因为它们湖泊规模较小，数据不确定性较大。伊利湖被认为是明显更大的

蒸发和径流在苏必利尔湖的季节变化比苏必利尔湖和密歇根-休伦湖，以及更大的模拟国家统计局偏离参考。相比之下，安大略湖在所有五个湖泊中径流贡献最大。对其流出物的代表性不足，部分原因限制了该湖水位的模型预测能力 (Dupont et al., 2012)。事实上，该通道流经圣。玛丽和圣。劳伦斯河由国际联合委员会根据实时水位进行管理。这一规定还没有被纳入到该模型中。此外，我们的离线试验表明，非调控湖泊水位的年际趋势对深度指数A的指标高度敏感。因此，通过更准确地表示国家统计局的成分，以及连接通道流量参数的最佳规范，对水位预测仍有很大的改进空间。

5. 结论与讨论

迫切需要一个集成建模系统来提高对大湖地区的陆-湖-大气相互作用和水平衡的理解和预测 (Sharma et al., 2018)。尽管三维水动力模型在表示湖泊热结构方面比一维模型有显著改进，但由于在设计基础设施上存在显著差异的两个组成部分存在技术上的困难，将它们与区域气候模型结合起来具有挑战性。此外，由于需要考虑国家银行和难以准确确定的连接流量，因此很少采用水动力模型来预测五大湖的长期水位变化。本研究开发了一种交互式湖泊-大气-水文建模系统，将规则网格CWRP耦合与非结构网格FVCOM耦合，以预测五大湖区地区的大气-流域相互作用。将耦合的CWRP-FVCOM与CWRP-LISSS进行1999-2015年的历史模拟比较，以调查三维水动力过程如何改善湖泊热结构和区域气候模式的预测，并探索其预测季节性-年际水位变化的能力。

CWRP-FVCOM在模拟所有五大湖的季节到年际尺度的水面温度、冰覆盖和垂直热结构方面优于CWRP-LISSS。它还真实地再现了季节性的湖泊环流模式。改善湖泊条件反过来显著降低空气温度高估在温暖季节4.7° C, 3.5° C, 2.9° C, 2.3° C, 和2.8° C在苏必利尔湖，密歇根-休伦，伊利和安大略省，

分别对应主要减少表面潜热通量45、42、34、61和36 W m^{-2} 。低水平风对气温降低表现出地转反应，在夏季和秋季均有明显的反气旋结构。与此同时，降水普遍减少，尽管没有气温减少那么明显。只有在7月，爱尔兰湖上空的降水才会显著减少。在寒冷月份，湖泊和下风的降水变化与地面湍流热通量的变化高度相关。暖季湖盆降水总体减少主要与湖上水汽通量和热通量减少以及大气稳定性增强有关。虽然很难与其他离线 (Bai et al., 2013) 或在线 (Xue et al., 2017) 建模研究进行直接比较，但我们的结果至少显示出与可用测量相同 (如果不是更多) 的熟练性能。改进五大湖 (特别是苏必利尔湖) 建模的关键是纳入三维水动力模型，以解释一维湖泊模型中未解决的水平过程。因此，在一个或所有的五大湖上，几乎所有的3d建模工作都可以达到类似的良好性能。

对于五大湖流域的水平衡，CWRP通常能够捕捉到国家统计局的季节性到年际变化。耦合的CWRP-FVCOM，当采用阶段-流量方程来解释连接通道流量时，合理地代表了长期水位变化，特别是苏必利尔湖和密歇根-休伦湖。然而，需要改进NBS组分的建模，特别是蒸发和径流，以及河道流量，特别是伊利湖和安大略湖。这也有助于检验本研究中忽略的冰动力学的重要性。因此，该耦合系统可以预测湖泊的热结构和水位的变化，不仅可以响应当前的气候异常，还可以预测全球气候变化的区域后果。

考虑到我们的主要重点是开发一个可以应用于气候尺度的耦合系统，CWRP分辨率将不得不在限制 (在本研究中为30公里，尽管目前测试为10公里) 以满足计算需求。这也是我们寻求未构建网格FVCOM的原因之一

来解决大湖的动力学过程。理想情况下，CWRf的水文组件(CSSP)将以类似于FVCOM在近岸(~1公里)的精细分辨率运行，从而实现从路线河流到各自湖泊节点的自然连接。这一概念是我们最初设计的下一代区域地球系统模型(5-10公里的大气，1公里的陆地和1-10公里的湖泊和海洋)。另一方面，现实的模拟水面温度，垂直热结构，冰覆盖五大湖以及更大地区的季节性循环模式有利于我们的有效性当前的网格配置和CWRf-FVCOM耦合。考虑到五大湖的良好表现，正在进行的努力是改进CWRf网格分辨率和物理表示(特别是水文)，为U构建非结构化网格。年代。沿海海洋，并发展亚季节-季节的区域气候预测基础设施。最终，耦合CWRf-FVCOM系统可以应用于预测五大湖和美国的水位。S.沿海海洋及其与区域气候和流域的相互作用。

数据可用性声明

本研究中使用的观测数据和模型模拟可以在线访问(在ftp://eartch服务器.umd.edu/publish)。

参考文献

- 安吉尔, J. R. & Kunkel, K. E. (2010). 五大湖水位对未来气候情景的反应, 重点是湖泊 Michigan-Huron. 《五大湖研究杂志》, 36, 51-58. <https://doi.org/10.1016/j.jglr.2009.09.006>
- Anyah, R. O., Semazzi, F. H. M. 和谢, L. (2006). 模拟了与东非维多利亚湖盆地上空的气候变化相关的物理机制。每月天气回顾, 134 (12), 3588-3609. <https://doi.org/10.1175/MWR3266.1>
- 奥斯汀, J., & 科尔曼, S. (2008). 苏必利尔湖的温度变化已经持续了一个世纪。湖泊与海洋, 53(6), 2724-2730. <https://doi.org/10.4319/lo.2008.53.6.2724>
- 奥斯汀, J. A., & 科尔曼, S. M. (2007). 苏必利尔湖夏季水温的上升速度比地区气温要快: 一个积极的冰反照率反馈。《地球物理研究快报》, 34, L06604. <https://doi.org/10.1029/2006GL029021>
- 白, X., 王, 嘉信理财, D. 杨杰, 杨勇, 罗, L. Leshkevich, G. A., & 刘, S. (2013). 利用FVCOM对1993-2008年五大湖季节性一般环流和热结构的气候学进行建模。海洋模型, 65, 40-63. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.02.003>
- 班宗, V., 史密斯, T. M., 下巴, T. M., 刘, C. Y., & Hankins, W. (2016). 用于气候监测、建模和环境研究的混合卫星和现场海洋表面温度的长期记录。地球系统科学数据, 8(1), 165-176. <https://doi.org/10.5194/essd-8-165-2016>
- 贝茨, G. T., Giorgi, F., 和霍斯特勒, S. W. (1993). 五大湖对区域气候影响的模拟。每月天气回顾, 第121(5)号, 第1373-1387号。 [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1993\)121<1373:TTSOTE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1993)121<1373:TTSOTE>2.0.CO;2)
- 贝莱茨基, 霍利, 拉奥, Y. R. (2013). 对伊利湖的夏季环流和热结构进行建模。地球物理研究杂志: 海洋杂志, 118, 6238-6252. <https://doi.org/10.1002/2013JC008854>
- Beletsky, D., Saylor, J. H. 和施瓦布, D. J. (1999). 五大湖的平均血液流量。《大湖研究杂志》, 25(1), 78-93. [https://doi.org/10.1016/S0380-1330\(99\)70718-5](https://doi.org/10.1016/S0380-1330(99)70718-5)
- Beletsky, D., 施瓦布 D., & 麦考密克, M. (2006). 1998-2003年密歇根湖夏季环流和热结构的模拟。地球物理研究杂志, 111, C10010. <https://doi.org/10.1029/2005JC003222>
- V. 本宁顿, M. 诺塔罗和K. 霍尔曼. D. (2014). 区域气候模式下深湖气候敏感性的提高及其对模拟气候的影响。气候杂志, 27(8), 2886-2911. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00110.1>
- 比茨, C. M., & Lipscomb, W. H. (1999). 一个海冰的节能热力学模型。《地球物理研究杂志》, 104 (C7), 15669-15677. <https://doi.org/10.1029/1999JC900100>
- 卡萨诺, J. J., 维, A., 罗伯茨, A., 休斯, 西费尔特, M., 布伦克, 等. (2017). 区域北极系统模型(RASM)的发展: 近地表大气气候敏感性。气候杂志, 30 (15), 5729-5753. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0775.1>
- 你, 你, A., Gronewold, A. D., Lofgren, B. M. 安德森, E. J., 布兰肯, P. D., 以及其他 (2018). 评估和改进北美五大湖湍流热通量模型。水文地球系统科学, 22(10), 5559-5578. <https://doi.org/10.5194/hess-22-5559-2018>
- 陈, C., 考尔斯, G., 和比尔兹利, R. C. (2006). 一个非结构化的网格, 有限体积的沿海海洋模型: FVCOM用户手册。密执安快速乙醇中毒筛选试验[https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2003\)020<0159:AUGFVT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2003)020<0159:AUGFVT>2.0.CO;2)
- 陈, c., 刘, h., 和比尔兹利, R. C. (2003). 非结构网格、有限体积、三维、原始方程海洋模型: 在沿海海洋和河口的应用。大气海洋学报, 20(1), 159-186. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2003\)020<0159:augfvt>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2003)020<0159:augfvt>2.0.co;2)
- .-陈, L., 梁, XZ., 德威特, D., 萨梅尔, A. 王俊杰, 王俊杰. X. L. (2016). 用巢式CWRf-ECHAM系统模拟美国季节性降水和温度。《气候动力学》, 46 (3-4), 879-896. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2619-9>
- 崔H. I., Liang, XZ., & Kumar, P. .- (2013). 中尺度陆面模式的地表-地下联合流表示。水文气象学杂志, 14(5), 1421-1442年. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-0168.1>
- 崔H. I., Kumar, P., & Liang, XZ. .- (2007). 具有亚网格地形变异性可扩展参数化的三维体积平均土壤水分输送模型。水资源研究中心, 43, W04414. <https://doi.org/10.1029/2006WR005134>
- 崔, H. I. & Liang, XZ. .- (2010). 改进了中尺度地表模型中的陆地水文表示。水文气象学杂志, 11(3), 797-809. <https://doi.org/10.1175/2010JHM1221.1>
- .-周, 医学博士和苏亚雷斯, M. J. (1999). 一种用于大气研究的太阳辐射参数化方法, 第15卷. <https://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/19990060930>

- 周, M.-D. 苏亚雷斯, M. J., 梁, X. Z., Yan, M. M.-H., & Cote, C. (2001). 大气研究的热红外辐射参数化。阴蒂, H. 和李, D. H. (1998). 五大湖中部的协调水文响应模型。 https://www.glerl.noaa.gov/pubs/tech_reports/glerl-109
- 柯林斯, N., 特里奇, 德卢卡, C., 苏亚雷斯, 特拉亚诺夫, A., 巴拉吉, V., 等人。 (2005). 地球系统建模框架中组件的设计与实现。《国际高性能计算应用程序杂志》, 19(3), 341-350. <https://doi.org/10.1177/1094342005056120>
- 克雷格, P., Jacob, R., Kauffman, B., Bettge, T., Larson, J., Ong, E. 等 (2005). CPL6: 用于社区气候系统模型的新型可扩展、高性能并行耦合器。《国际高性能计算应用程序杂志》, 19(3), 309-327. <https://doi.org/10.1177/1094342005056117>
- 克雷格, 一个, P., 维尔滕斯坦, M., 和雅各布, R. (2012). 为CCSM4和CESM1开发了一种用于接地系统建模的新型柔性耦合器。国际高性能计算应用杂志, 26(1), 31-42. <https://doi.org/10.1177/1094342011428141>
- 克雷格, T. (2014). CPL7用户指南。更新为CESM版本。检索自<https://www.cesm.ucar.edu/models/cesm1.2/cpl7/doc/ug.pdf>
- 戴, 迪金森, R. 王毅, 王勇, 等。 (2004). 冠层温度、光合作用和气孔导度的双大叶模型。气候杂志》, 17(12), 2281-2299. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<2281:ATMFCT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<2281:ATMFCT>2.0.CO;2)
- 戴, 曾, x, 狄金森, 瑞, E., 贝克, 我, 博南, G. B., 博西洛维奇, M. G., 以及其他 (2003). 共同的土地模型。气象通报, 84(8), 1013-1024. <https://doi.org/10.1175/BAMS-84-8-1013>
- 道森, J. 和斯科特, D. (2010). 五大湖区的气候变化和旅游业: 风险和机遇的总结。海洋环境中的旅游, 6(2-3), 119-132. <https://doi.org/10.3727/154427310X12682653195087>
- 迪, D. P., 乌帕拉, S. M., 西蒙斯, J., 贝里斯福德, P., Poli, P., 小林, S., 等。 (2011). 中期再分析: 数据同化系统的配置和性能。英国皇家气象学会季刊, 137(656), 553-597. <https://doi.org/10.1002/qj8.82>
- 德马奇, C., 戴, Q., 梅洛, M. E., & 猎人, T. S. (2009). 湖上降水和盆地径流不确定性的估计。克利夫兰, 俄: 国际上五大湖研究, 凯斯西储大学。
- 杜邦, 奇蒂巴布, P., 福丁, V., 饶, Y. R. 和 Lu, Y. (2012). 基于NEMO的五大湖水动力模拟系统的评估。水质研究杂志, 47(3-4), 198-214. <https://doi.org/10.2166/wqrj.4.2012.01>
- 德恩福德, D., 福丁, V., 史密斯, G. C., Archambault, B., Deacu, D., Dupont, F. 等。 (2018). 五大湖和圣路易斯市可操作水循环环境报系统研究。劳伦斯河。美国气象学会公报, 99(3), 521-546. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0155.1>
- Fairall C. W., 布拉德利, E. F., 罗杰斯, D. P., 埃德森, J. B., & 年轻的, G. 年代。 (1996). 热带海洋-全球大气耦合-海洋大气响应实验的海空通量的批量参数化。《地球物理研究杂志》, 101(C2), 3747-3764. <https://doi.org/10.1029/95JC03205>
- 藤崎山, A., 王, 白, 莱什科维奇, G., 洛夫格伦, B. (2013). 2003-2012年, 伊利湖冰覆盖、循环计算和热结构对大气强迫的年际变化。地球物理学报: 海洋学报, 18(1), 4286-4304. <https://doi.org/10.1002/jgrc2.2031>
- 甘, 杨, 梁, X.-z., 段, Q., 崔, H. I., 戴, Y., 和吴, H. (2015). 从定性到定量的逐步敏感性分析: 地表-地下过程(CSSP)地表模型在陆地水文模拟中的应用。地球系统建模进展杂志, 7648-669. <https://doi.org/10.1002/2014MS000406>
- 高, 陈, 齐, 比尔兹利, R. C. (2011). 非结构化网格、有限体积海冰模型: 开发、验证和应用。地球物理研究杂志》, 116, C00D04. <https://doi.org/10.1029/2010JC006688>
- 吉拉罗, R., 麦卡蒂, W., Suárez, M. J., Todling, R., Molod, A., Takacs, L. 等。 (2017). 现代研究和应用的回顾性分析, 版本 2 (MERRA-2)。气候杂志》, 30(14), 5419-5454. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0758.1>
- Gerbush, M. R., Kristovich, D. A. R. 和 Laird, N. F. (2008). 在被包冰覆盖的伊利湖上的中尺度边界层和热通量的变化。应用气象学和气候学杂志, 47(2), 668-682. <https://doi.org/10.1175/2007JAMC1479.1>
- 格雷尔, G. A., & Devenyi, D. (2002). 结合集成和数据同化技术的对流参数化广义方法。《地球物理研究快报》, 第29(14)页, 1693年. <https://doi.org/10.1029/2002GL015311>
- 格罗沃尔德, A. D., & 装 C. A. (2014). 来自五大湖的水的流失。科学, 343(6175), 1084-1085. <https://doi.org/10.1126/science.124997>
- 顾, H. 金, J. 吴, Y. 艾, M. B., & Subin, Z. M. (2015). 利用耦合的WRF-lake模型对湖面温度模拟进行了校准和验证。气候变化, 129(3-4), 471-483. <https://doi.org/10.1007/s10584-015-0138-1>
- 古拉, J., 和佩尔蒂尔, W. R. (2012). 利用WRF区域气候模型对北美五大湖盆地进行动态缩小尺度: 五大湖系统对区域温室效应的影响。气候杂志》, 25(21), 7723-7742. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00388.1>
- 洗澡, J., 尼杰森, B., 布伦克, 卡萨诺, 克雷格, A., 杜维尔 A., 以及其他 (2016). 区域北极系统模型中的地表气候。气候杂志》, 29(18), 6543-6562. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0415.1>
- 汉拉汉, J. L., 克拉夫佐夫, S. v. r eber, P. J. (2010). 将过去和现在的气候变化与密歇根湖和休伦湖的水位联系起来。《地球物理研究快报》, 37, L01701. <https://doi.org/10.1029/2009GL041707>
- 他, J., 张, M., 林, W., 科尔, B., 刘, p., 和沃格尔曼, A. M. (2013). WRF嵌套在CESM: 模拟南部大平原的中纬度气旋。《地球系统建模进展杂志》, 5, 611-622. <https://doi.org/10.1002/jame.20042>
- 霍尔曼, K. dr., Gronewold, A., Notaro, M., & Zarrin, A. (2012). 改善对苏必利尔湖盆地的历史降水估计。《地球物理研究快报》, 39, L03405. <https://doi.org/10.1029/2011GL050468>
- 霍尔特雷奇, A. A. M., & Boville, B. A. (1993). 全球气候模型中的局部与非局部边界层扩散。《气候杂志》, 第6(10)期, 1825-1842年. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006<1825:LVNBLD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<1825:LVNBLD>2.0.CO;2)
- 霍斯特勒, S. W., 贝茨, G. T. & Giorgi, F. (1993). 湖泊热模型与区域气候模型的交互式耦合。《地球物理研究杂志》, 98(D3), 5045-5057. <https://doi.org/10.1029/92JD02843>
- 侯, 德, 查理, 罗, 李, 李, 朱, 李, 等。 (2014). 精细尺度上的气候学校准降水分析: 第四阶段对基于CPC测量的分析的统计调整。水文气象学杂志》, 15(6), 2542-2557. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-11-0140.1>
- 黄, A. 饶, Y. R., 卢, Y., 和赵, J. (2010). 安大略湖的水动力模型: 三个模型的相互比较。地球物理研究杂志》, 115, C12076. <https://doi.org/10.1029/2010JC006269>
- 亨克, E. C., & Lipscomb, W. H. (2008). 洛杉矶阿拉莫斯海冰模型用户手册。洛杉矶阿拉莫斯国家实验室技术公司。代表。

- 猎人, T. S., 精英, H., 坎贝尔, K. B., & Gronewold, A. D. (2015). 北美五大湖水文气象数据库的开发与应用-第一部分: 降水、蒸发、径流和气温. 湖泊研究, 41(1), 65-77. <https://doi.org/10.1016/j.jglr.2014.12.006>
- 雅各布, 拉尔森, J., 和昂格, E. (2005). 使用模型耦合工具包在社区气候系统模型版本3中进行M×N通信和并行插值. 《国际高性能计算应用程序杂志》, 19(3), 293-307. <https://doi.org/10.1177/1094342005056116>
- 季, 袁, 十, 亮, XZ. (2017). 横向流动对超分辨率地表建模有重要吗? 地球物理学杂志 [J]. 地球科学进展, 2016, 33(2):444 - 444. <https://doi.org/10.1002/2017JD027366>
- 琼斯, P. W. (1998). 一个抄写的用户指南: 一个球坐标重新映射和插值包. 洛斯阿拉莫斯, 纳米: 洛斯阿拉莫斯国家实验室.
- 约旦, R. E., 安德里亚斯, E. L., & Makshtas, A. P. (1999). 北极被雪覆盖的海冰的热量预算4. 地球物理学杂志研究, 104 (C4), 7785-7806. <https://doi.org/10.1029/1999JC900011>
- 国王, J. R., 快门, B. J. 和齐默尔曼, P. (1997). 南湾 (休伦湖) 热分层对气候的响应变化性《加拿大渔业和水生科学杂志》, 第54(8)页, 1873-1882年. <https://doi.org/10.1139/f97-093>
- 093 克劳斯, E. B. (1972). 大气-海洋相互作用 (p. 275). 牛津: 牛津大学出版社.
- 拉尔森, J., 雅各布, R., 和昂格, E. (2005). 模型耦合工具包: 一个新的Fortran90工具包, 用于构建多物理并行耦合模型. 《国际高性能计算应用程序杂志》, 19(3), 277-292. <https://doi.org/10.1177/1094342005056115>
- Li, H., Kanamitsu, M., Hong, SY., 吉村, K., 卡廷, D., -R., & Misra, V. (2014). 高分辨率的海洋大气加剧了加州目前气候的缩小. 气候动力学, 42 (3-4), 701-714. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1670-7>
- 梁, XZ., 崔, H., -I., Kunkel, K. E., 戴Y., 约瑟夫, E., 王, J. X. L., & Kumar, P. (2005). 中尺度区域气候模式的地表边界条件. 地球上的相互作用, 9 (18), 1-28. <https://doi.org/10.1175/E1151.1>
- 梁, XZ., 昆克尔, K. E., & Samel, N. (2001). 为美国中西部应用程序的区域气候模型的开发. 第一部分: 对缓冲区处理的敏感性. 气候杂志》, 14 (23), 4363-4378. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<4363:DOARCM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<4363:DOARCM>2.0.CO;2)
- 梁, X.-z., 孙, C., 郑, X., 戴, Y., 徐, M., 崔, H. I. 等人. (2019). CWRf在缩小中国气候特征上的表现. 气候动力学, 52 (3-4), 2159-2184. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4257-5>
- 梁, XZ., 徐, M., 高, W., 昆克尔, K., 斯鲁泽, J., 戴, Y., 等. (2005). 基于MODIS数据的地表反照率参数化研究进展. 地球物理研究杂志》, 110, D11107. <https://doi.org/10.1029/2004JD005579>
- 梁, X.-z., 徐, M., 孔克尔, K. E., 格瑞尔, G. A., & Kain, J. S. (2007). 利用两种积云参数化的最优集合进行美墨夏季降水的区域气候模型模拟. 气候杂志, 20 (20), 5201-5207. <https://doi.org/10.1175/JCLI4306.1>
- 梁, XZ., 徐, m., 袁, X., 凌, T., 崔, H., -I., Zhang, F., 等人. (2012). 区域气候天气研究与预报模型. 美国气象学会公报, 93(9), 1363-1387. <https://doi.org/10.1175/bams-d-11-00180.1>
- 梁, XZ., 和张, F. (2013). 云-气溶胶-辐射 (CAR) 集成建模系统. 大气化学与物理, 13(16), 8335-8364. <https://doi.org/10.5194/acp-13-8335-2013>
- 凌, T., 徐, M., 梁, XZ., 王, J., -X. L., & Noh, Y. (2015). 一个解决日循环的多层海洋混合层模型: 开发和验证. 地球系统建模进展杂志, 7, 1680-1692. <https://doi.org/10.1002/2015MS000476>
- 凌, T. J., Liang, XZ., 徐, M., 王, Z., & 王, B. (2011). 二维应用的多层海洋混合层模型. 海洋学报, 33(3), 1-10.
- 以至于, W. H. (2001). 在海冰模型中重新绘制厚度分布. 《地球物理研究杂志》, 106 (C7), 13989-14000. <https://doi.org/10.1029/2000JC000518>
- 刘树强, 王杰. X.-L., Liang, XZ., & Morris, V. (2015). 一种在区域尺度上提高季节性气候前景技能的混合方法. 《气候动力学》, 46 (1-2), 483-494. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2594-1>
- Lofgren, B. M., & Rouhana, J. (2016). 预测气候变化情景下五大湖水位变化的物理上合理的方法. 水文气象学杂志》, 17(8), 2209-2223. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0220.1>
- 朗, Z., 佩里, W., 嘉库姆, J., 卡亚, D., 和拉普里斯, R. (2007). 北湖对当地季节性气候的影响. 水文气象学杂志》, 8(4), 881-896. <https://doi.org/10.1175/JHM591.1>
- 野鸭, M. S., 诺尔特, C. G., 布洛克, O. R., Spero, T. L., & Gula, J. (2014). 基于WRF耦合湖泊模型的动态降尺度研究. 地球物理研究杂志: 大气》, 119, 7193-7208. <https://doi.org/10.1002/2014JD021785>
- 毛, M., 和夏, M. (2017). 密歇根湖波-浪涌相互作用的动力学: 模型比较. 海洋模型, 110, 1-20. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2016.12.007>
- 马丁诺夫, A., 苏沙马, 拉, 普里斯, 温格, k和杜加斯, B. (2012). 加拿大区域气候模型中的交互式湖泊, 第5版: 湖泊在北美区域气候中的作用. Tellus A: 动态气象学和海洋学, 64(1), 16, 226. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v64i0.16226>
- 马森, 南, 胡丁, C., Boushila, R., Maisonnave, E., Meurdesoif, Y., Mazauric, C., 以及其他 (2012). 热带通道NEMO-OASIS-WRF耦合模拟. 在第13届WRF用户的研讨会上 (pp. 25 - 29). 检索自<https://pdfs.semanticscholar.org/fde1/ac631de4ec07b779c2722807b6b41274d782.pdf>
- 梅勒, G. L., & 山田, T. (1982). 针对地球物理流体问题的湍流闭合模型的开发. 地球物理学评论》, 20(4), 851-875. <https://doi.org/10.1029/RG020i004p00851>
- 时候, F特哲·米勒德. (2011). 气候变化对五大湖地区国际航运的潜在影响. 气候变化, 104 (3-4), 629-652. <https://doi.org/10.1007/s10584-010-9872-z>
- Mironov, D., Heise, E., Kourzeneva, E., Ritter, B., Schneider, N., & Terzhevik, A. (2010). 将湖泊参数化方案FLake应用于数值天气预测模型COSMO中. 环境科学学报, 2016, 33(2):481 - 481. 检索自<http://www.borenav.net/BER/archive/pdfs/ber15/ber15-218.pdf>
- 内夫, B. P. 和尼古拉斯, J. R. (2005). 五大湖水平衡的不确定性. <https://doi.org/10.3133/sir20045100>
- 阮, T. D., 霍利, N., 法尼库马, M. S. (2017). 萨吉诺湾和休伦湖的冰盖、冬季环流和交换. 湖泊学和海洋学, 62(1), 376-393. <https://doi.org/10.1002/lno.10431>

牛, 问, 夏, m., 卢瑟福, E. 华盛顿州、华盛顿州、华盛顿州。M. 安德森, E. J. 和施瓦布, D. J. (2015)。利用非结构化网格水动力模型研究了伊利湖的盆地间交换和年际变化。地球物理研究杂志: 海洋, 120, 2212–2232。https://doi.org/10.1002/2014JC010457

- NiziolT. A., 施耐德, W. R. & 沃尔德斯特里希, J. S. (1995). 整个美国东部的冬季天气预报. 第四部分: 湖影响雪. 天气和天气预报, 10(1), 61-77. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1995\)010<0061:WWFTTE>2.0](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1995)010<0061:WWFTTE>2.0).
- 2 Notaro, M., Bennington, V., & Lofgren, B. (2015). 基于动态降尺度的五大湖水位预测. 杂志的气候, 28 (24), 9721-9745. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00847.1>
- 诺塔罗, M., 本宁顿, V., & 瓦夫鲁斯, S. (2015). 对五大湖盆地的湖效应雪的动态缩小投影. 《气候杂志》, 第28(4)期, 1661-1684年。<https://doi.org/10.1175/jcli-d-14-00467.1>
- 诺塔罗, M., 霍尔曼, K., 扎林, A., 弗拉克, E., 瓦夫鲁斯, S., 和本宁顿, V. (2013). 劳伦特五大湖对区域气候的影响. 气候杂志》, 26(3), 789-804. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-12-00140.1>
- 公园, 美国, 和布雷瑟顿, C. S. (2009). 华盛顿大学的浅层对流和潮湿湍流方案及其对使用社区大气模型进行的气候模拟的影响. 气候杂志》, 22 (12), 3449-3469. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2557.1>
- 彭, S., 刘, D., 孙, Z., 和李, Y. (2012). 区域空-海耦合模型的最新进展. 《中国地球科学》, 55(9), 1391-1405. <https://doi.org/10.1007/s11430-012-4386-3>
- 皮克特, R. L. (1980). 观察和预测了五大湖的冬季环流情况. 《物理海洋学杂志》, 10(7), 1140-1145. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010<1140:OAPGLW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010<1140:OAPGLW>2.0.CO;2)
- 乔, F., & 亮, XZ. (2015). 积云参数化对美国中部夏季洪水预报的影响. 气候变化与生态学报, 29(3), 344 - 344. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2301-7>
- 乔, F., & 亮, XZ. (2016). 积云参数化关闭对美国沿海海洋夏季降水模拟的影响. 《地球系统建模进展杂志》, 8, 764-785. <https://doi.org/10.1002/2015MS000621>
- 乔, F., & 亮, XZ. (2017). 积云参数化关闭对美国大陆夏季降水模拟的影响. 气候动力学, 49 (1-2), 225-247. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3338-6>
- 奎因, F. H. (1978). 北美五大湖的水文响应模型. 水文学报, 37(3), 295-307. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(78\)90021-5](https://doi.org/10.1016/0022-1694(78)90021-5)
- 雷诺兹, R. W. 史密斯, T. M., Liu, C., Chelton, D. B., 凯西, K. S., & Schlax, M. G. (2007). 每日高分辨率混合分析. 气候杂志》, 20 (22), 5473-5496. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1824.1>
- 萨马拉, B. K., 纳加拉朱州, C., 班纳吉, 卡吉纳尔卡尔, A., & 达尔维州, M. (2013). 利用WRF-ROMS区域耦合模式模拟研究印度夏季风. 《大气科学快报》, 14(1), 20-27. <https://doi.org/10.1002/asl2.409>
- 施瓦布, D. J., Leshkevich, G. A., & Muhr, G. (1992). 五大湖地表水温度的卫星测量: 五大湖海岸观察. 湖泊研究, 18(2), 247-258. [https://doi.org/10.1016/S0380-1330\(92\)71292-1](https://doi.org/10.1016/S0380-1330(92)71292-1)
- 斯科特, R. W. & Huff, F. A. (1996). 五大湖对区域气候条件的影响. 《五大湖研究杂志》, 22(4), 845 - 863. [https://doi.org/10.1016/S0380-1330\(96\)71006-7](https://doi.org/10.1016/S0380-1330(96)71006-7)
- 徐, H., 米勒, A. J. & Roads, J. O. (2007). 斯克里普斯海洋-大气耦合区域(SCOAR)模式的应用东太平洋部门. 气候杂志》, 20(3), 381-402. <https://doi.org/10.1175/JCLI4016.1>
- 沙玛, 《哈姆雷特》; F., 费尔南多, H. J. S., 卡特利特, C. E., 霍顿, D. E., Kotamarthi, V. R. 等人. (2018). 需要一个综合的陆地-湖泊-大气模拟系统, 以北美五大湖地区为例. 地球的未来, 6, 1366-1379. <https://doi.org/10.1029/2018EF000870>
- 坐, L. E., 迪桑特, 法内蒂, 法内蒂, 富恩特斯-弗朗科, 科波拉, E., 马里奥蒂, L., 等. (2017). 地球系统区域气候模型(RegCM-ES)的描述和评价. 地球系统模拟进展, 9, 1863-1886. <https://doi.org/10.1002/2017MS000933>
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., 巴克, D. M., 杜达, M. G., 以及其他 (2008). 高级研究WRF版本3, NCAR技术说明. 美国博尔德, 美国: 国家大气研究中心。
- 斯马戈林斯基, J. (1963). 用原始方程进行一般循环实验: 基本实验. 每月的天气回顾, 91(3), 99-164. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1963\)091<0099:GCEWTP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1963)091<0099:GCEWTP>2.3.CO;2)
- 宋, Y., Semazzi, F. H. M., Xie, L., & Ogallo, L. J. (2004). 东非维多利亚湖盆地的耦合区域气候模型. 气候学报, 24(1), 57-75. <https://doi.org/10.1002/joc.983>
- Subin, Z. M., 莱利, W. J., & 米罗诺夫, D. (2012). 一个用于气候模拟的改进湖泊模式: 模式结构、评估和CESM1的敏感性分析. 地球系统建模进展杂志, 4, M02001. <https://doi.org/10.1029/2011MS000072>
- 孙翀, 梁旭志. (2020). 改善美国. S. 极端降水模拟: 对物理参数化的敏感性. 气候动态, 54(11), 4891-4918. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05267-6>
- 孙, L., 梁, XZ., 凌, T., 徐, M., & 李, X. (2020). 与其他一维模型相比, 改进了浅湖的多层湍流闭合模型. 地球系统建模进展杂志, 12, e2019MS001971. <https://doi.org/10.1029/2019MS001971>
- 孙, 谢, 谢, 塞马齐, F. H. M. 和刘, B. (2014). 利用大气耦合-湖有限面积模型对维多利亚湖流域的降水进行了数值研究. 气象学进展, 2014年. <http://doi.org/10.1155/2014/960924>
- 一道, 工作., Simpson, J., Baker, D., Braun, S., Chou, MD., Ferrier, B., 等. (2003). 戈达德积云集合(GCE)模型中的微物理、辐射和表面过程. 气象学和大气物理学, 82(1), 97-137. <http://doi.org/10.1007/s00703-001-0594-7>
- Turuncoglu U. U., Giuliani, G., Elguindi, N., & Giorgi, F. (2013). 使用耦合器模拟里海及其集水区区域大气-海洋模型(RegCM4-ROMS): 模型设计和初步结果. 地球科学模型开发, 6(2), 283-299. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-283-2013>
- 瓦尔克, S. (2006). OASIS3用户指南(prism_2-5). PRISM支持倡议报告, 3, 64.
- 范·克利夫, K., 兰特斯, J. D., 王, 弗哈姆, E. M. (2014). 1997-1998年暖厄尔尼诺冬季苏必利尔湖冰盖、蒸发和水温的变化. 《湖沼学与海洋学》, 第59(6)页, 1889-1898年. <https://doi.org/10.4319/lo.2014.59.6.1889>
- Vavrus, S., Notaro, M., 和扎林, A. (2013). RegCM4模拟了在五大湖流域的重湖效应暴风雪中冰覆盖的作用. 每月天气回顾, 141(1), 148-165. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-12-00107.1>
- 墙, G. (1998). 全球气候变化对湿地旅游游憩的影响. 气候变化, 40(2), 371-389. <https://doi.org/10.1023/A:1005493625658>
- 华纳, J. C., 阿姆斯壮 B., 他, R., 和 Zambon, J. B. (2010). 海洋-大气-波-沉积物耦合运输技术的发展(COAWST)建模系统. 海洋模型, 35(3), 230-244. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2010.07.01>

魏志伟, 李, 李, 李, 李, 李. A. B., 薛、徐, D. (2014). 区域大气模型 (RegCM3) 和海洋大陆上的区域海洋模型 (FVCOM) 的耦合。气候
动态, 43 (5), 1575-1594。https://doi.org/10.1007/s00382-
013-1986-3

- 赖特, D. M., Posselt, D. J. 和斯坦纳, L. (2013). 五大湖区湖泊效应降雪对湖泊冰覆盖和温度的敏感性. 每月天气回顾, 141 (2), 670–689. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-12-00038.1>
- 肖, C., Lofgren, B. M., Wang, J., & Chu, P. Y. (2016). 在劳伦特五大湖的耦合WRF-lake模型中改进湖泊方案. 《地球系统建模进展杂志》, 1969–1985年. <https://doi.org/10.1002/2016MS000717>
- 徐, 梁, X. -Z., 萨梅尔, A., 和高, W. (2014). MODIS一致的植被参数规范及其对区域气候模拟的影响. 气候杂志, 27 (22), 8578–8596. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00082.1>
- 徐, W., 科林斯沃斯, P. D., & 明斯克, B. (2019). 从深层分析水质数据中获得的湖泊分层和深层叶绿素层的算法表征. 水资源研究部, 55, 3815–3834. <https://doi.org/10.1029/2018WR023975>
- 薛, P., 帕尔, J. S., Ye, X., Lenters, J. D., 黄, C., & 楚, P. Y. (2017). 改进在区域气候模型中对大型湖泊的模拟: 双向湖-大气耦合与五大湖的三维水动力模型. 《气候杂志》, 第30 (5) 期, 1605–1627年. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0225.1>
- 薛, P., 施瓦布, D. J. 和Hu, S. (2015). 苏必利尔湖水动力模型中对气象强迫的热响应的研究. 地球物理研究杂志: 海洋杂志, 120, 5233–5253. <https://doi.org/10.1002/2015JC010740>
- 袁、十、季、p、王、李、梁、十、-z、, 杨, K., 叶, A., 等. (2018). 青藏高原东部三江源地区水文变化的高分辨率地表模型: 1. 模型开发和评估. 《地球系统建模进展杂志》, 10, 2806–2828. <https://doi.org/10.1029/2018MS001412>
- 袁、梁、X. -Z. (2011). 在美国邻近地区的区域-局部尺度上对地表-地下过程联合模型(CSSP)的评估. 水文气象学报, 12 (4), 579–599. <https://doi.org/10.1175/2010JHM1302.1>
- 袁、梁、X. -Z. (2011b). 利用巢式CWRf-CFS系统改进冷季降水预测. 地球物理研究通讯, 38, L02706. <https://doi.org/10.1029/2010GL046104>
- 张, 梁, X. -Z. 李, 强, 曾, 问. (2013). 亚网格尺度云结构在云辐射效应模型多样性中的主导作用. 地球物理研究杂志: 大气, 118, 7733–7749. <https://doi.org/10.1002/jgrd4.5060>
- 赵, x., & 陈, J. C. L. (2017). 热带气旋强度随平移速度和混合层深度的变化: 理想的WRF-ROMS耦合模型模拟. 英国皇家气象学会季刊, 143 (702), 152–163. <https://doi.org/10.1002/qj.2905>
- 钟, 野太郎, 马, 马, 马, J. 和福斯特, M. J. (2016). 最近劳伦森五大湖加速变暖: 物理驱动因素. 湖沼学与海洋学, 61 (5), 1762–1786年. <https://doi.org/10.1002/lno.10331>