

不同分辨率下青藏高原对大西洋经向 翻转流影响的耦合模式研究

邵星 杨海军[†] 李洋 姜睿 姚杰 杨千姿

北京大学气候与海-气实验室, 北京大学物理学院大气与海洋科学系, 北京 100871;

[†] 通信作者, E-mail: hjyang@pku.edu.cn

摘要 利用耦合地球系统模式 CESM1.0, 探究不同分辨率下青藏高原对大西洋经向翻转流(AMOC)的影响。对比有青藏高原地形与无青藏高原地形的试验, 发现移除青藏高原后 AMOC 的变化与模式分辨率有关, 不同分辨率下 AMOC 的变化不一致, 低分辨率试验中 AMOC 强度降低 89%, 高分辨率试验中仅降低 13%。产生这种差异的原因是, 不同分辨率下对深水形成有重要贡献的混合层潜沉位置和强度的变化显著不同: 低分辨率试验主要位于格陵兰海-冰岛海-挪威海(GIN), 高分辨率试验主要位于拉布拉多海, 移除青藏高原后, 高、低分辨率试验中潜沉均减弱, 但低分辨率试验中减弱幅度大于高分辨率试验, 高分辨率试验中位于拉布拉多海的潜沉强度减弱最明显, 低分辨率试验中所有海域的潜沉强度均减弱, GIN 海域尤其明显。模拟结果与观测风场数据以及北大西洋深水形成最新观测结果的对比表明, 在所研究海域, 低分辨率耦合模式的模拟结果更接近观测值。

关键词 青藏高原; 大西洋经向翻转流(AMOC); 潜沉; 模式分辨率

Coupled Model Studies of the Tibetan Plateau Effect on the Atlantic Meridional Overturning Circulation under Different Resolutions

SHAO Xing, YANG Haijun[†], LI Yang, JIANG Rui, YAO Jie, YANG Qianzi

Laboratory for Climate and Ocean-Atmosphere Studies, Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871; [†] Corresponding author, E-mail: hjyang@pku.edu.cn

Abstract The effect of Tibetan Plateau on the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) under different resolutions is studied using the coupled Community Earth System Model (CESM1.0). Comparison of the results with and without the Tibetan Plateau tests shows that the changes of AMOC after the removal of the Tibetan Plateau are related to the resolution of the model. Under different resolutions, the changes of AMOC are inconsistent: AMOC Index decreases by 89% in the low resolution test, but only by 13% in the high resolution test. The reason for this difference is that there are significant differences in the changes of location and strength of the mixed layer subduction, which contributes to the deep water formation under different resolution test: the low resolution test is mainly located in the GIN seas, while the high resolution test is mainly located in the Labrador Sea. After removing the Tibetan Plateau, the subduction of both tests decreases, but the decrease of the low resolution test is larger than that of high resolution test. The subduction in the Labrador Sea of high resolution test decreases the most obviously, while the subduction in all sea areas decreases in the low resolution test, especially in the GIN seas. Comparison of the observed wind data and latest observational studies of deep water formation area over the North Atlantic shows that the results of low resolution coupled model are more similar to the actual observations in the seas studied in this paper.

Key words Tibetan Plateau; Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC); subduction; model resolution

前人通过移除青藏高原地形的试验研究,发现青藏高原对全球大气和海洋的运动都有重要影响。Wen^[1]等发现,移除青藏高原后,北太平洋埃克曼抽吸的增强和海水盐度的增加促进该海域深水形成,从而形成太平洋经向翻转流。Fallah等^[2]发现,移除青藏高原后,赤道太平洋 Walker 环流减弱,导致印度和中国东部的季风降雨减少。姚杰等^[3]通过模式试验发现,移除青藏高原会使北半球向极地的海洋经向热量输送减弱,北半球高纬度地区海表水温明显下降,同时北半球热带地区和北大西洋水汽减少,南半球热带地区水汽增多。

青藏高原平均海拔在 4000 m 以上,其显著抬升时期发生在 800 万到 1000 万年前^[4]。古气候研究表明,作为全球气候系统关键因素之一的大西洋经向翻转流(Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC)最初出现在 1200 万年前,完全建立的时间是在距今 300 万~400 万年前的上新世晚期,且其发生的海盆构造与现今相近^[5]。不难看出,青藏高原显著抬升的时间与 AMOC 建立的时间大致相近。前人通过地形敏感性试验研究发现,移除青藏高原地形后,大气和海洋的相互作用导致 AMOC 的变化^[2,6]。Yang 等^[6]发现,移除青藏高原后,东亚经向风的减弱使北半球中纬度西风增强,从而增强副极地北大西洋向南的埃克曼流和表层热量损失;同时,热带太平洋信风减弱使持续不断的水汽从该海域输送到北大西洋,使北大西洋表层海水变淡,引起 AMOC 减弱,而 AMOC 与海冰之间的正反馈最终导致 AMOC 关闭。Fallah 等^[2]同样发现,在大气和海洋运动的共同影响下,亚洲季风与 AMOC 之间存在遥相关关系,移除青藏高原后,亚洲季风减弱导致北大西洋反气旋减弱,同时北大西洋西南至东北部暖平流的减弱导致 AMOC 减弱。

上述研究证实青藏高原对 AMOC 有着显著的影响。但是,耦合模式分辨率提高导致 AMOC 的变化情况仍然不清楚,涉及青藏高原地形的研究更欠缺。因此,本文利用高、低分辨率的耦合气候模式,探究青藏高原对 AMOC 的影响是否一致,并初步分析其原因,进一步明确青藏高原对 AMOC 影响的重要性,探讨模式分辨率的不同是否会导致青藏高原对 AMOC 的影响不同。最后,将本文模拟结果与观测资料进行对比,探究分辨率提高后对气候要素的模拟是否更准确,以期对耦合模式的发展提供一定的参考。

1 模式和试验设计

本研究使用已广泛应用并得到验证^[3,6-8]的美国国家大气研究中心开发的耦合地球系统模式(Community Earth System Model, CESM1.0)(<http://www.cesm.ucar.edu/>)。低分辨率对比试验使用的格点为 T31_gx3v7,大气模块 CAM5 垂直方向分为 26 层,水平分辨率为 $3.75^\circ \times 3.75^\circ$ (纬度 \times 经度,下同);海洋模块 POP2 垂直方向分为 60 层,水平格点纬向分布均匀,间隔为 3.6° ,经向分布不均匀,在赤道附近间隔为 0.6° ,向两极逐渐增加,在 35°N 和 35°S 处达到最大值 3.4° ,然后向两极高纬地区逐渐减小。高分辨率对比试验使用的格点为 f19_gx1v6,大气模块 CAM5 垂直方向分为 26 层,水平分辨率为 $1.9^\circ \times 2.5^\circ$;海洋模块 POP2 垂直方向分为 60 层,水平格点纬向分布均匀,间隔为 1.125° ,经向分布不均匀,在赤道附近的间隔为 0.27° ,向两极逐渐增加,在 60°N 和 60°S 处达到最大值 0.65° ,然后向两极高纬地区逐渐减小。Danabasoglu 等^[9]对 POP2 模块的物理过程做过详细介绍。两组对比试验中,海冰模块 CICE4 均与海洋模块 POP2 具有相同的水平格点。CESM1.0 中没有通量调整。

两组对比试验中均包括一个 1900 年的参考试验(Real)以及一个 400 年的敏感性试验(NoTibet)。Real 试验积分到 1000 年达到准平衡态^[6-8]。NoTibet 试验从 Real 试验的第 1501 年开始积分,去掉青藏高原地形(海拔降至 50 m),其他条件不变,积分 400 年。300 年后,高、低分辨率试验均达到准平衡态。虽然不能达到绝对的平衡状态,但可以认为模式最终状态基本上与初始条件无关,气候漂移非常小。两组对比试验均取最后 100 年(1801—1900 年)的月数据进行分析。*t* 检验结果表明,在两种分辨率耦合模式下,NoTibet 试验中的变量相对 Real 试验的变化均显著,在本文研究海域都超过 95% 的显著性水平(图略)。

2 AMOC 的变化

AMOC 强度(AMOC Index)是表征 AMOC 的重要指标,其定义为大西洋 $20^\circ\text{--}70^\circ\text{N}$, 300~2000 m 深度范围内流函数的最大值^[8]。达到准平衡态后,Real 试验中,AMOC Index 在低分辨率试验中为 18 Sv ($1\text{ Sv}=10^6\text{ m}^3/\text{s}$),在高分辨率试验中为 24 Sv,耦合模式中同时提高大气和海洋分辨率导致 AMOC

增强。NoTibet 试验中, 移除青藏高原地形后, 低分辨率试验的 AMOC Index 为 2 Sv, 比真实地形下的 Real 试验减少 89%, AMOC 几乎崩溃, 与文献[6]中 AMOC 强度的变化一致; 高分辨率试验的 AMOC Index 为 21 Sv, 比 Real 试验减少 13%, AMOC 减弱不明显。从图 1(a)可见, 300 年后, 两组试验达到准平衡态, AMOC Index 在低分辨率试验中减少约 16 Sv, 在高分辨率试验中减少 3 Sv。由此可见, 青藏高原在低分辨率耦合模式中对 AMOC 具有显著的影响, 在高分辨率耦合模式中对 AMOC 的影响较小。

图 1(b)和(c)分别为低分辨率和高分辨率试验中 AMOC 空间模态的变化。可以看出, 移除青藏高原后, 北大西洋全海盆经向翻转流减弱, 在副极地北大西洋向下的体积输送明显减弱, 但是, 高分辨率试验的减弱幅度明显小于低分辨率试验, 与图 1(a)中 AMOC Index 的变化相呼应。

3 混合层潜沉变化

学界普遍认为, AMOC 主要是由北大西洋深水 (North Atlantic Deep Water, NADW) 形成维持的, AMOC 下沉支的水源地可以追溯到北大西洋的高纬度地区, 在那里水质点通过混合层的潜沉进入下层水体^[10-14], 所以潜沉过程发生的区域即可粗略地认为是 NADW 的形成区。潜沉过程与混合层的分布有关^[14], 北大西洋最深的混合层发生在 3 月^[15], 因此本文取北大西洋 3 月气候态平均的混合层深度 (mixed layer depth, MLD) 进行研究(如果没有特别交代, 本文中数据变量均为 3 月的气候态平均值)。采用 Large 等^[16]的方法计算 MLD, 结果如图 2 所示。

对比图 2(a)和(b)可以看出, Real 试验中, MLD 极大值的分布在低、高分辨率情况下显著不同, 低分辨率试验中主要分布在 GIN 海域, 高分辨率试验中不仅比低分辨率试验分布范围广, 而且 MLD 值更大, 主要分布在 GIN 海域和拉布拉多海。去掉青藏高原后, 低分辨率试验中 MLD 在原来出现极大值处均变小(图 2(c)和图 2(e)), 高分辨率试验中 MLD 变小的区域集中在拉布拉多海(图 2(d)和(f))。

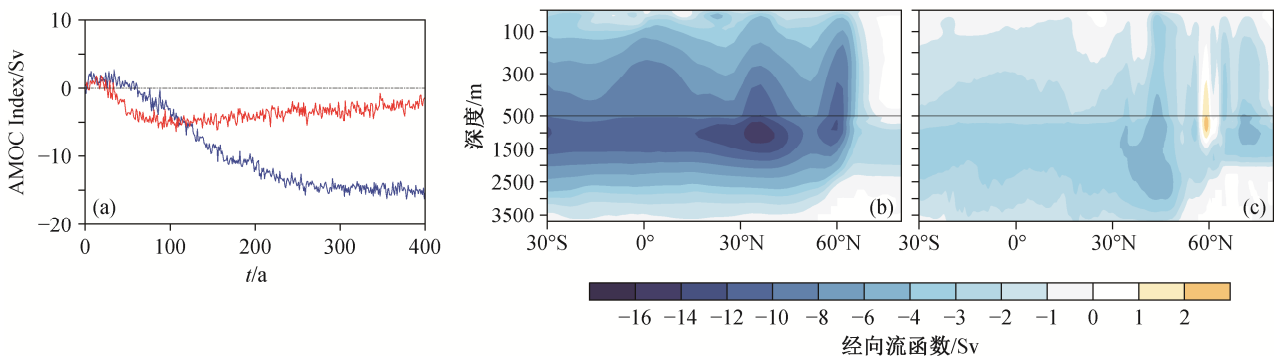
混合层潜沉速率的计算公式^[12]如下:

$$S = -\partial h / \partial t - u_b \cdot \nabla h - w_b, \quad (1)$$

其中, S 为潜沉速率, h 为混合层深度, u_b 和 w_b 分别为混合层底的水平速度分量和垂直速度分量。

为了更好地展示潜沉速率的空间分布, 图 3(a)~(d)中将所有计算得出的 S 负值(表示潜涌, 本文不讨论)区域设为 0。对比图 2 和 3 可以看出, 3 月潜沉速率极大值区域与 MLD 极大值区域基本上一致。

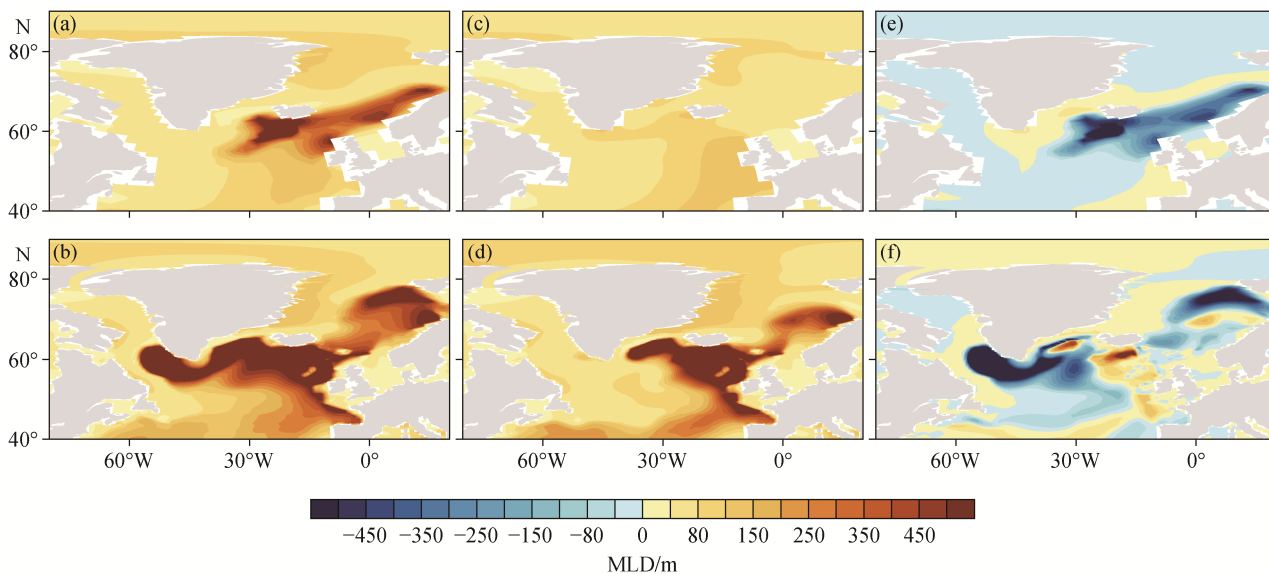
低分辨率 Real 试验(图 3(a))中, 北大西洋潜沉主要发生在 GIN 海域, 潜沉速率极大值(超过 300 m/月)出现在冰岛西南部海域以及挪威海, 大西洋 40°—60°N 海域的潜沉速率相对较小。低分辨率 NoTibet 试验(图 3(c))中, 40°N 以北的大西洋海域潜沉速率均有一定程度的减小。原有潜沉最强烈的区域减小幅度最大, GIN 海域比 Real 试验减少 100 m/月以上, 挪威海和冰岛西南部的部分海域减小幅度超过 300 m/月(图 3(e))。因此, 移除青藏高原地形后, 低分辨率试验中北大西洋潜沉几乎全部减弱, 造成 NADW 减弱, 最终导致 AMOC 崩溃(图 1(a)中蓝色曲线)。



(a)为 AMOC Index 时间序列, 蓝线为低分辨率试验, 红线为高分辨率试验, 两条曲线均为 NoTibet 试验减去相应 Real 试验平衡态的平均值; (b)和(c)分别为低分辨率试验和高分辨率试验中 AMOC 空间模态的变化。NoTibet - Real

图 1 AMOC 强度和空间模态的变化

Fig. 1 Changes of AMOC Index and AMOC pattern



(a) 低分辨率 Real 试验; (b) 高分辨率 Real 试验; (c) 低分辨率 NoTibet 试验; (d) 高分辨率 NoTibet 试验; (e) 低分辨率 NoTibet 试验相对于 Real 试验的变化(NoTibet - Real); (f) 高分辨率 NoTibet 试验相对于 Real 试验的变化(NoTibet - Real)。图 3 同

图 2 不同试验中 3 月混合层深度分布

Fig. 2 Distribution of March mixed layer depth in different tests

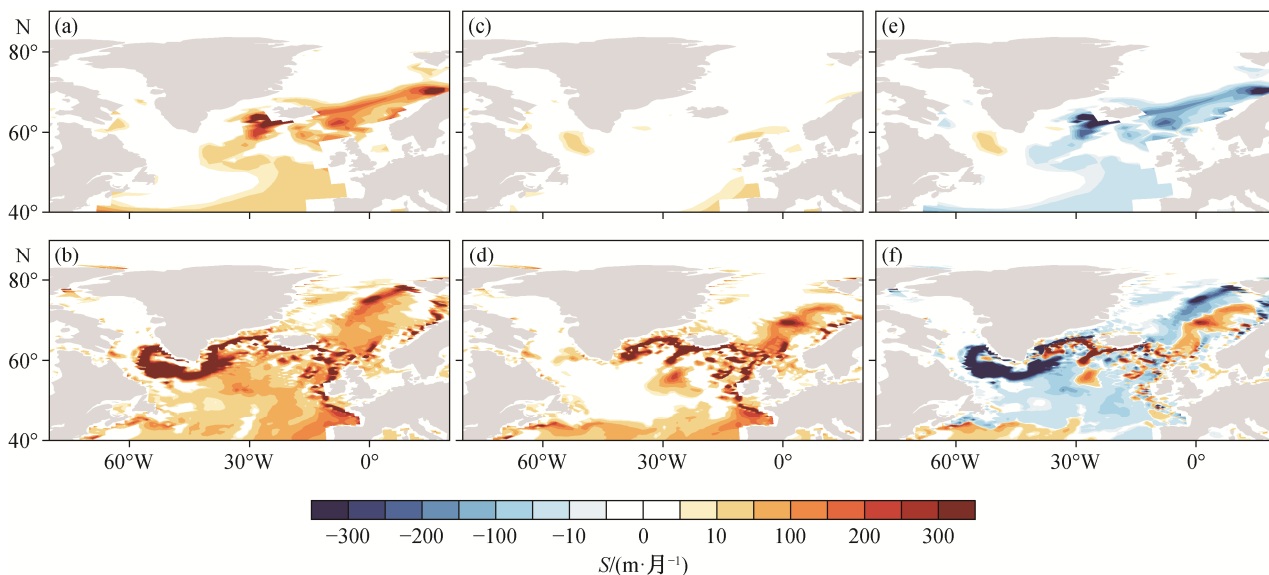


图 3 不同试验中 3 月潜沉速率分布

Fig. 3 Distribution of March subduction rate in different tests

与低分辨率 Real 试验相比, 高分辨率 Real 试验(图 3(b))中潜沉分布范围更广, 潜沉速率更大。模式分辨率提高导致潜沉增强, 与 Liu 等^[10]的结论相近。高分辨率 Real 试验中, 潜沉主要分布在 40°N 以北的大西洋、拉布拉多海、丹麦海峡和 GIN 海域, 极大值(超过 300 m/月)出现在拉布拉多海。高分辨率 NoTibet 试验(图 3(d))中, 变化最明显的是拉布拉多海, 移除青藏高原导致拉布拉多海的潜沉急

剧减弱, 但挪威海、丹麦海峡和冰岛西南部的部分海域出现新的潜沉区域, 这种变化在图 3(f)中更明显。总体来看, 移除青藏高原后, 高分辨率试验中北大西洋潜沉的强度响应弱于低分辨率试验, 潜沉减弱的海域主要为拉布拉多海, 因此高分辨率试验中 AMOC 强度的减弱幅度也小于低分辨率试验。

对图 3(a)~(d)中北大西洋 40°—80°N, 60°W—20°E 范围内的潜沉海域进行区域求和, 该区域潜沉

强度(向下的总体积通量)在高分辨率 Real 试验中为 448 Sv, 在低分辨率 Real 试验中为 123 Sv, 在高分辨率 NoTibet 试验中为 300 Sv, 在低分辨率 NoTibet 试验为 8 Sv。移除青藏高原后, 潜沉强度在高分辨率试验中减弱 33%, 在低分辨率试验中减弱 93%, 导致 AMOC 在高分辨率试验中变化较小, 在低分辨率试验中几乎崩溃, 与前面的结论相符。

式(1)中, 右边第一项 $\partial h/\partial t$ 表示瞬时混合层深度变化, 第二项 $u_b \cdot \nabla h$ 表示混合层底水平通量, 第三项 w_b 表示混合层底的垂直运动。通过计算可知, Real 试验中, $\partial h/\partial t$ 为潜沉速率的主要贡献项, 高、低分辨率情况下, 潜沉过程主要由混合层深度的变化控制; 移除青藏高原后, NoTibet 试验中 $\partial h/\partial t$ 项仍处于主导地位, 但是占比减少(表 1)。

图 4 和 5 分别展示式(1)中各分量在 Real 和 NoTibet 试验中的空间分布。对比图 4(a)~(b)与图 3(a)~(b)以及图 5(a)~(b)与图 3(c)~(d)可以发现, 由 $\partial h/\partial t$ 项计算得出的潜沉分布与 $\partial h/\partial t$, $u_b \cdot \nabla h$ 和 w_b 三项相加得出的潜沉分布情况基本上一致。从表 1 看出, 对于该海域 3 月的潜沉过程, 高分辨率 Real 试验中, $u_b \cdot \nabla h$ 项的贡献仅次于 $\partial h/\partial t$ 项, 移除青藏高原后, $u_b \cdot \nabla h$ 项的贡献占比减少, w_b 项的贡献略有增加; 低分辨率 Real 试验中, w_b 项的贡献占次要地位, 移除青藏高原后, w_b 项的贡献占比减少, $u_b \cdot \nabla h$ 项的贡献占据次要地位。

已有研究表明, 在高纬地区, 对潜沉影响较大的是 $u_b \cdot \nabla h$ 项^[11-12], 上述研究主要针对年潜沉速率, 忽略了 $\partial h/\partial t$ 项的作用。本文仅粗略地计算北大西洋 3 月的潜沉速率(潜沉速率极大值在北大西洋主要发生在 3—4 月很短的时间内^[12-14]), 不仅 $\partial h/\partial t$ 项占主导地位, 3 月的潜沉速率也明显比前人得出的年潜沉速率大, 与 Thomas 等^[14]计算月潜沉速率得出的结论相似。Thomas 等^[14]进一步指出, 潜沉的强度取决于 MLD, 存在强烈的季节循环, 年潜沉强度明显比月潜沉强度小。同时, 数据的选取范围不同或时间不同, 也会导致 $\partial h/\partial t$, $u_b \cdot \nabla h$ 和 w_b 三项的

主次地位不同^[10]。

4 海表浮力变化

移除青藏高原后, 在 40°—80°N 的大面积海域, 高、低分辨率试验中均出现海表温度(sea surface temperature, SST)降低(图 6(a)和(b))、海表盐度(sea surface salinity, SSS)减小(图 6(c)和(d))以及海表密度(sea surface density, SSD)减小(图 6(e)和(f))的现象, 但是低分辨率试验中海表浮力变化幅度大于高分辨率试验, 这与前面 AMOC 在高、低分辨率试验中变化幅度不同的结果相呼应。

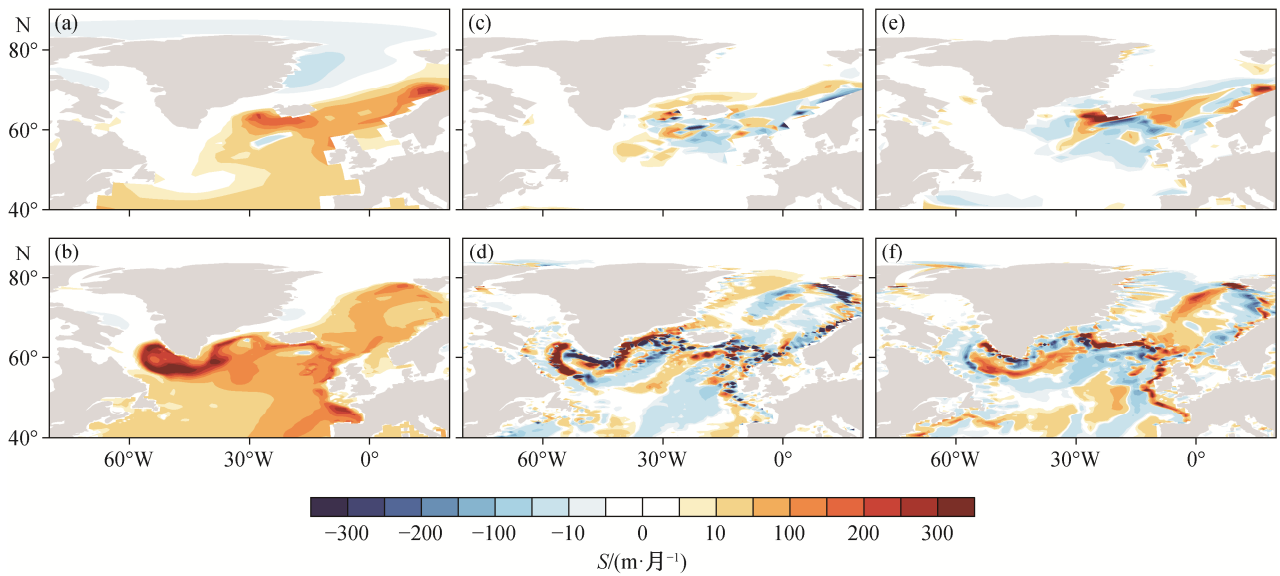
低分辨率试验中, SST 降低的海域主要为挪威海至北大西洋东北部, 降温极大值出现在冰岛东南部海域, 降低幅度超过 10℃; SSS 减小的海域为挪威海、冰岛东部至北海, 极大值出现在北海, 减小幅度超过 4 PSU; SSD 减小的海域与 SSS 相似, 极大值在北海。

高分辨率试验中, SST 降低的海域主要为 GIN 海域、拉布拉多海、北大西洋中部至丹麦海峡, 降温极大值出现在拉布拉多海和 60°N 的大西洋中部, 降低幅度达到 8℃; SSS 减小的海域主要为 GIN 海域、拉布拉多海、北大西洋中部至丹麦海峡, 极大值出现在拉布拉多海和 60°N 的大西洋中部, 减小幅度约为 2 PSU; SSD 减小的海域同样与 SSS 相似。

从图 6 不难看出, 在 SST 和 SSS 的共同作用下, SSD 减小, 导致海水变轻, 混合层深度变小(图 2(e)和(f))。在高纬度地区, 与 SST 相比, SSS 对 SSD 的影响更大^[6]。由于 3 月的潜沉速率主要受 $\partial h/\partial t$ 项的影响, 移除青藏高原使得 MLD 变小, 因此潜沉变弱(图 3(e)和(f)), NADW 形成减弱, 从而导致 AMOC 减弱。对比图 6(e)~(f)与图 3(a)~(b)发现, SSD 减弱区域在主要潜沉区域(低分辨率试验中为 GIN 海域, 高分辨率试验中为拉布拉多海)最明显, 且高分辨率试验的减小幅度小于低分辨率试验, 故高分辨率试验中潜沉强度的减弱幅度也小于低分辨率试验, 导致 AMOC 的减弱幅度小于低分辨率试验(图 1)。

表 1 不同试验中潜沉速率各分量强度(Sv)
Table 1 Strength of each component of subduction rate in different tests (Sv)

分辨率	Real 试验				NoTibet 试验			
	$\partial h/\partial t$	$u_b \cdot \nabla h$	w_b	总和	$\partial h/\partial t$	$u_b \cdot \nabla h$	w_b	总和
低	94	9	20	123	6	2	0	8
高	269	105	74	448	135	90	75	300



(a) 低分辨率试验中 $\partial h / \partial t$ 项; (b) 高分辨率试验中 $\partial h / \partial t$ 项; (c) 低分辨率试验中 $u_b \cdot \nabla h$ 项; (d) 高分辨率试验中 $u_b \cdot \nabla h$ 项; (e) 低分辨率试验中 w_b 项; (f) 高分辨率试验中 w_b 项。图 5 同

图 4 Real 试验中式(1)各分量的分布

Fig. 4 Distribution of each term in Equation 1

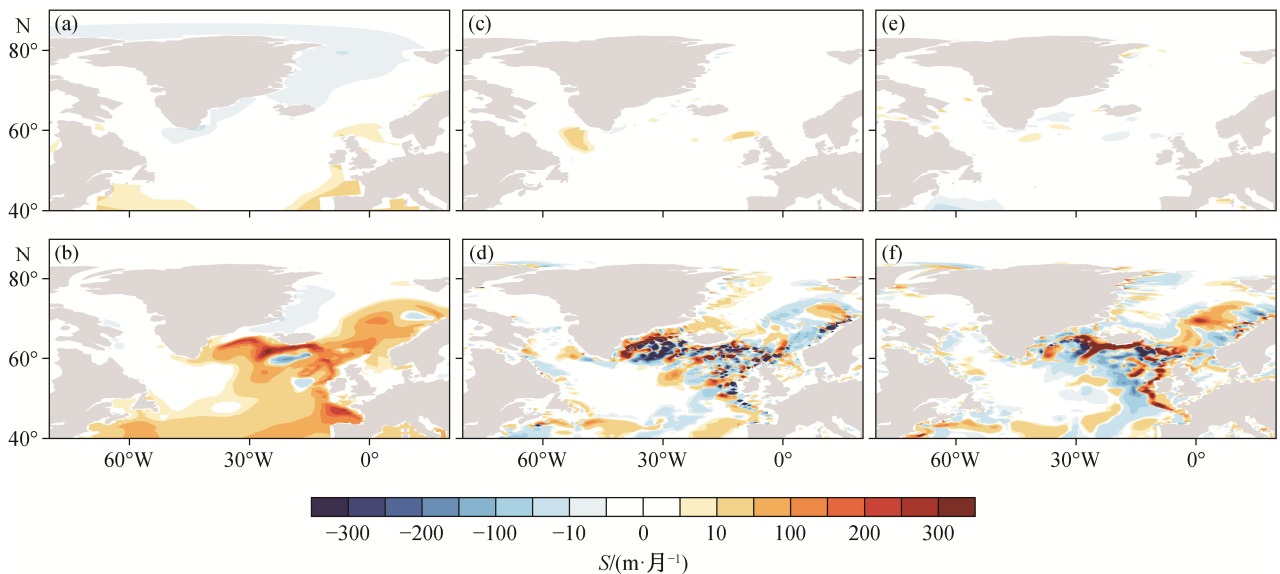


图 5 NoTibet 试验中式(1)各分量的分布

Fig. 5 Distribution of each term in Equation 1

5 海冰和风应力变化

模式格点内海冰面积的占比为 15% 的等值线即为海冰边界线^[6,8]。对比图 7(a)~(b)与图 3(a)~(b)可以发现,海冰边界出现在潜沉极大值附近,在高分辨率试验中表现尤其明显。移除青藏高原后,两组试验中北大西洋海冰均向南扩张。

低分辨率试验中,冰岛南部海域海冰边界(图 7(c)和(e)中红线)向南扩张显著,由于增强的西风(图 8(c)和(e)中矢量箭头),导致该海域产生偏南方向的 Ekman 输送增强,海冰向东南方向移动(图 7(c)中矢量箭头)。海冰携带冷而淡的海水进入北大西洋,使得该海域 SSS 减小,进而导致 SSD 减小,潜沉过程减弱,最终 AMOC 减弱。同时,海冰运动

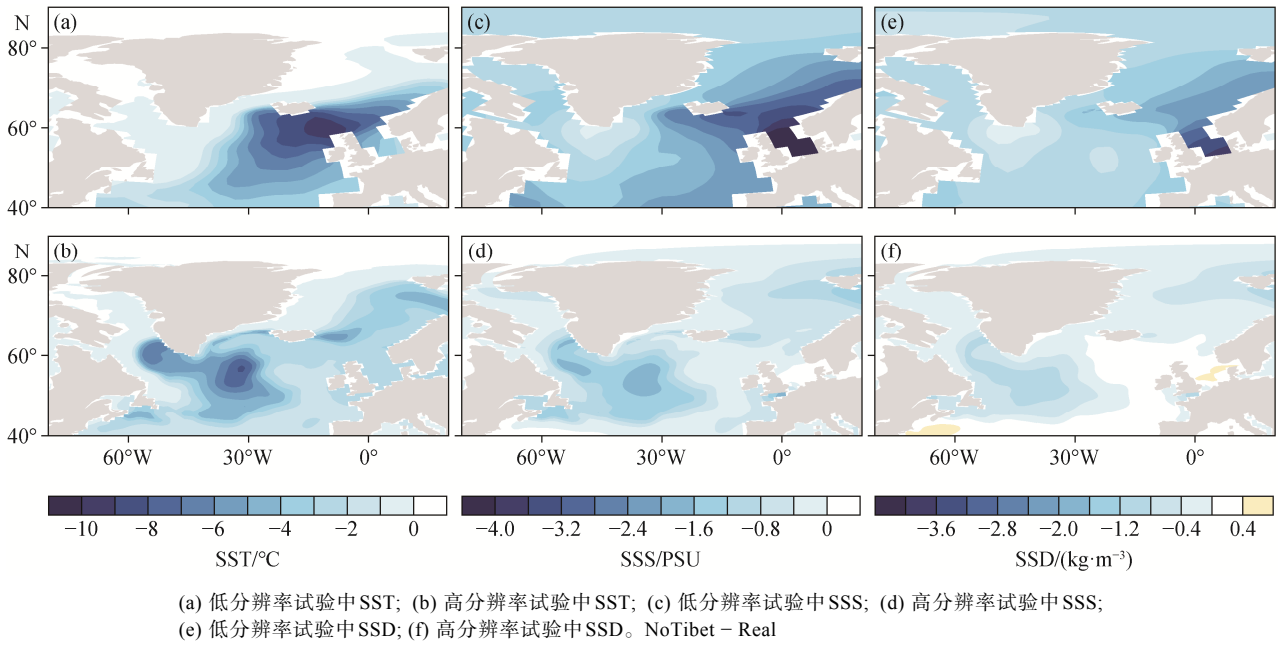


图 6 3 月海表温度、盐度和密度的变化
 Fig. 6 Changes of March SST, SSS and SSD

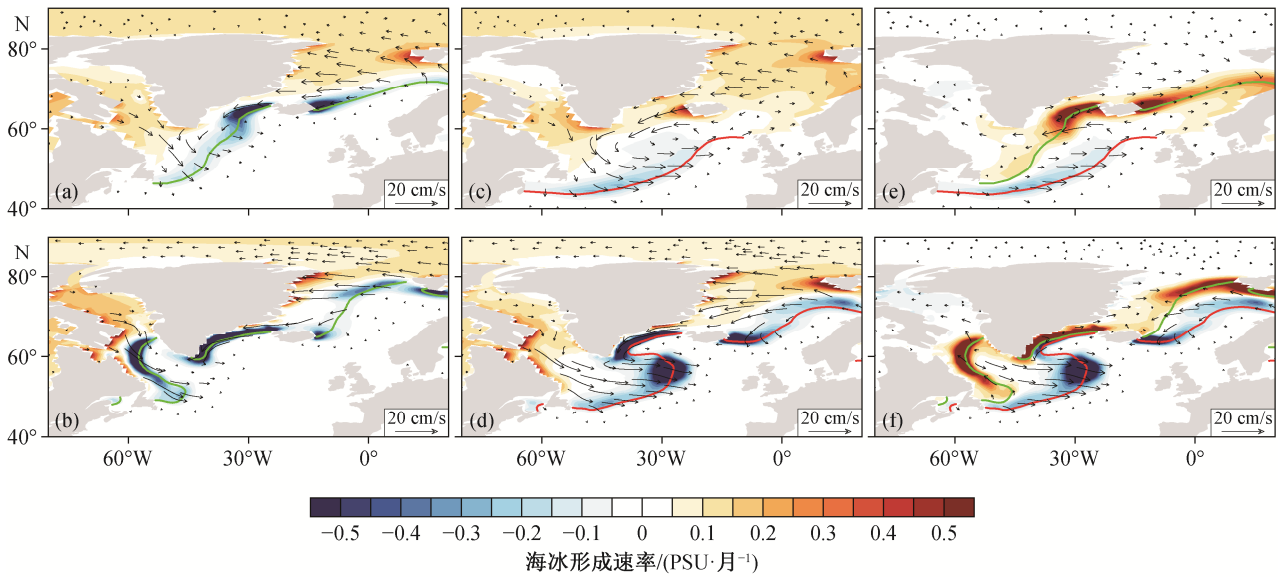
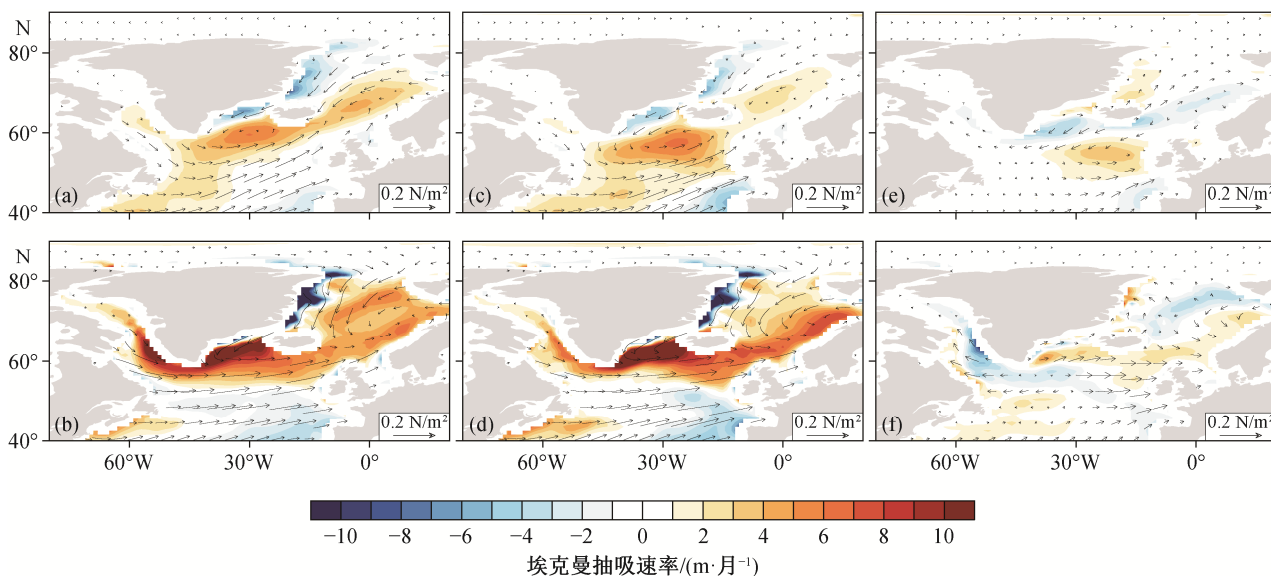


图 7 海冰形成、海冰速度和海冰边界
 Fig. 7 Sea ice formation, sea ice velocity and sea ice margin

到温度略为升高的海面后进一步融化(图 7(c)中填色区域), 海水密度减小, 从而导致潜沉继续减弱, AMOC 进一步减弱。这种 AMOC 和海冰之间的正反馈过程与前人的研究结果^[6,8]相似。GIN 海域海冰边界向南扩张, 主要由 AMOC 减弱后向北的经向

热量输送减弱导致^[2-3]。由此可见, 海冰的变化并不是导致 AMOC 变化的直接原因, 而是移除青藏高原后 AMOC 变化的结果。

高分辨率试验中, 海冰边界变化最明显的区域为拉布拉多海和 GIN 海域(图 7(d)和(f)中红线), 丹



(a) 低分辨率 Real 试验; (b) 高分辨率 Real 试验; (c) 低分辨率 NoTibet 试验; (d) 高分辨率 NoTibet 试验; (e) 低分辨率 NoTibet 试验相对于 Real 试验的变化(NoTibet - Real); (f) 高分辨率 NoTibet 试验相对于 Real 试验的变化(NoTibet - Real)。填色区域正值表示向上, 负值表示向下

图 8 不同试验中风应力和埃克曼抽吸速率的分布

Fig. 8 Distribution of wind stress and Ekman pumping in different tests

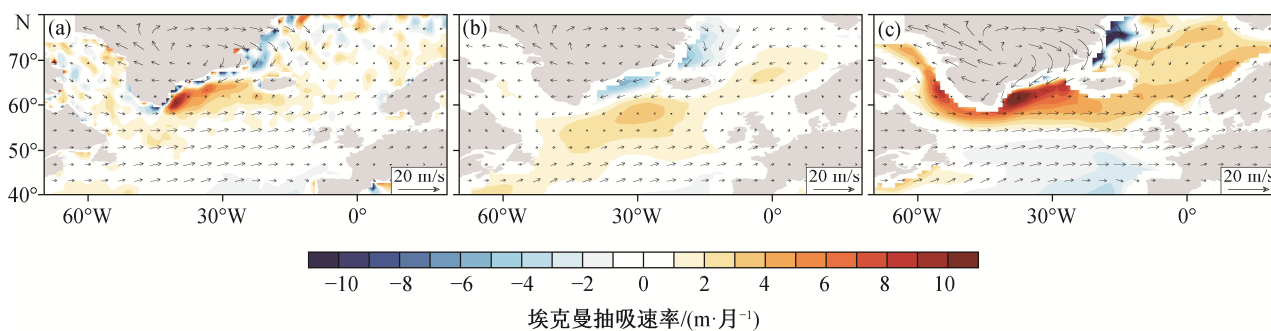
麦海峡变化较小。对比图 7(e)与(f)可知, 除拉布拉多海外, 高分辨率试验中其余海域的海冰向南扩张的程度均小于低分辨率试验, 与前面移除青藏高原后高分辨率试验中 AMOC 减弱幅度小于低分辨率试验相呼应。从图 7(f)看出, 移除青藏高原后, 拉布拉多海的海冰向东南移动速度增大, 海冰扩张并融化, 导致该区域 SSD 减小, 进一步减弱 AMOC。

移除青藏高原后, 北大西洋出现西风异常(图 8(e)和(f)中矢量箭头), 加强的西风导致向南的 Ekman 输送将更多的高纬度地区冷水向低纬度地区输送, 并导致该海域的海冰向南运动。这一结果与 Cessi^[17]的结论基本上相似, 不同的是高分辨率试验

中西风强度的变化幅度大于低分辨率试验, 导致海冰的移动速度大于低分辨率试验(图 7(e)和(f))。西风加强的同时, 表层海水混合作用加强。对比图 8(e)~(f)与图 7(e)~(f)可以发现, 向上的埃克曼抽吸异常导致下层暖水向上扩散, 海冰融化增强。同时, 从图 8(a)~(d)可以看出, 移除青藏高原后, 海表风应力和埃克曼抽吸的空间分布变化不明显。

6 模式数据和观测数据

图 9(a)为美国国家海洋和大气管理局(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)国家环境预测再分析信息中心(National Center for



(a) 观测值; (b) 低分辨率 Real 试验; (c) 高分辨率 Real 试验

图 9 实际观测和模式试验中年平均近地面风场和埃克曼抽吸速率的分布

Fig. 9 Distribution of annual mean near surface wind and Ekman pumping in observations and model outputs

Environmental Prediction Reanalysis Information) (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/>)的近地面风场(水平分辨率: $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$; 时间: 1979—2018年)以及国际海洋大气综合数据集(International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>)中由海表风应力(水平分辨率: $2^{\circ} \times 2^{\circ}$; 时间: 1979—2018年)计算得到的埃克曼抽吸的年平均。对比图 9(b)与(c)可知, 低分辨率 Real 试验中近地面风场更接近观测值, 高分辨率 Real 试验中近地面风场与实测结果差距较大, 格陵兰岛高压系统明显增强; 与观测值相比, 高分辨率 Real 试验中埃克曼抽吸的强度明显增大, 尤其是拉布拉多海最为明显。海表风场和埃克曼抽吸的变化会对深水形成造成一定的影响, 高分辨率试验中拉布拉多海域的埃克曼抽吸模拟偏差较大, 这可能是该海域深水形成比低分辨率试验模拟结果差异大的原因之一。

另外, 一项 2014 年开始部署的副极地北大西洋翻转观测计划(OSNAP)^[18]中较长时间的实际观测资料表明, 影响 AMOC 变化的 NADW 形成区域不在拉布拉多海, 而在伊尔明厄和冰岛海域, 即本文中低分辨率试验中的主要潜沉区域。

综上所述, 在本文研究海域, 同时提高大气和海洋分辨率的高分辨率耦合模式试验结果与观测结果的偏差较大, 而低分辨率耦合模式的试验结果与观测结果更接近。

7 结论和讨论

7.1 结论

本研究利用耦合地球系统模式 CESM1.0, 设计高、低分辨率两组对比试验, 探析不同分辨率耦合模式下青藏高原对 AMOC 的影响, 并初步解释其原因, 结论如下。

1) 青藏高原对 AMOC 的影响与耦合模式的分辨率有关, 在低分辨率耦合模式中, 青藏高原对 AMOC 有显著的影响; 在同时提高大气和海洋分辨率的高分辨率耦合模式中, 青藏高原对 AMOC 的影响较小。移除青藏高原后, AMOC 强度在低分辨率试验中减弱 89%, AMOC 几乎崩溃; 在高分辨率试验中减弱不明显, 只有 13%。

2) 在不同分辨率耦合模式中, AMOC 对移除青藏高原地形的响应不一致, 主要是由对 NADW 形成有重要贡献的潜沉过程不一致造成的。低分辨率试验中, 3 月的潜沉过程主要发生在 GIN 海域, 移除

青藏高原后, GIN 海域潜沉速率均有一定程度的减小; 高分辨率试验中, 3 月的潜沉主要发生在 40°N 以北的大西洋、拉布拉多海、丹麦海峡和 GIN 海域, 移除青藏高原后, 拉布拉多海的潜沉减弱最明显。移除青藏高原后, 高分辨率试验中潜沉强度减弱 33%, 低分辨率试验中减弱 93%, 与 AMOC 强度的变化相呼应。

3) 移除青藏高原后, 北大西洋 3 月 SST, SSS 和 SSD 均下降, 北大西洋海表变冷, 变淡, 变轻, 海冰边界向南扩张, 但是高分辨率试验中变化幅度均小于低分辨率试验, 与 AMOC 在高、低分辨率试验中的变化幅度不同相呼应。北大西洋海表西风异常, 在风应力作用下, 海冰携带淡水向南扩张进入北大西洋, SSD 进一步减小, 潜沉作用进一步变弱, 从而导致 AMOC 进一步减弱。

4) 在本文研究海域, 低分辨率耦合模式的试验结果与观测结果更接近, 更加可信。

7.2 讨论

青藏高原使 AMOC 得以存在, 移除青藏高原后, 不同研究者得到的结果中 AMOC 的变化却不尽相同。Fallah 等^[2]的研究中 AMOC 强度约减弱 30%, 而 Yang 等^[6]的研究中 AMOC 几乎崩溃。这种差异的产生可能与试验设置有关, 同样使用 CESM1.0 模式, 前者将青藏高原海拔降低为 500 m, 后者将青藏高原海拔降低为 50 m; 也可能与模式的分辨率有关, 两者使用的大气分辨率相同(均为 $3.75^{\circ} \times 3.75^{\circ}$), 海洋分辨率略有不同(前者纬向分布均匀(2.8125°), 经向分布不均匀, 10°N — 10°S 之间约为 0.5° , 其余约为 2.8125° ; 后者与本文低分辨率试验相同)。然而, 两者均得出移除青藏高原后 AMOC 减弱、北大西洋 SST 降低的结论。姚杰等^[3]采用与 Yang 等^[6]相同的地形设置和模式分辨率, 得出移除青藏高原后北大西洋 SST 降低的结论。本文低分辨率试验模式和设置与姚杰等^[3]和 Yang 等^[6]相同, 同样得出移除青藏高原后北大西洋 SST 降低、AMOC 几乎崩溃的结论。

本文在低分辨率试验的基础上, 高分辨率试验中同时提高大气和海洋的分辨率, 发现移除青藏高原后 AMOC 变化较小。AMOC 在不同分辨率耦合模式中对移除青藏高原的响应不一致, 主要是因为移除青藏高原地形后高、低分辨率试验中混合层潜沉变化不一致造成的。在本文 Real 试验中, 同时提高大气和海洋的分辨率导致 AMOC 增强。Sein 等^[19]

利用比本文高分辨率试验更高分辨率(低分辨率: 大气为 $1.9^{\circ}\times 1.9^{\circ}$, 海洋在全球大部分区域为 1° , 在赤道带为 $1/3^{\circ}$, 在 50°N 以北为 25 km ; 高分辨率: 大气为 $0.9^{\circ}\times 0.9^{\circ}$, 海洋在局部涡旋解析分辨率的基础上, 水平分辨率根据观测到的海面高度变化而变化, 最粗约为 60 km , 最细约为 10 km)的模拟数据进行研究, 发现耦合模式分辨率提高导致AMOC增强需要在提高海洋分辨率的同时降低大气分辨率, 而大气分辨率的提高会使AMOC减弱。不难看出, 海洋和大气分辨率的提高对AMOC的影响是非常复杂的, 可能是相互独立的。

在本文研究海域以及试验设置下, 低分辨率耦合模式的试验结果更接近观测值。然而, 本研究也存在一定的局限性, 试验设置中同时提高大气和海洋的分辨率, 未探讨单独提高大气或海洋分辨率对AMOC的影响。同时, 将两组试验的风场数据与观测结果进行比较时, 试验结果与实测数据分辨率的不同, 也可能是产生误差的原因之一。

本文有青藏高原地形的Real试验中, 潜沉过程仍然存在显著的差别, 高分辨率试验中潜沉主要发生在拉布拉多海, 低分辨率试验中主要发生在GIN海域。由此可见, 因耦合模式分辨率不同, 造成潜沉过程模拟结果存在差异, 从而导致深水形成的差异。Hodson等^[20]对比两组试验数据(低分辨率大气为 $1.25^{\circ}\times 1.875^{\circ}$, 海洋纬向分布均匀, 为 1° , 经向分布不均匀, 从 30°N 和 30°S 至极地为 1° , 从 30°N 和 30°S 向赤道逐渐增加到 $1/3^{\circ}$; 高分辨率大气为 $0.83^{\circ}\times 1.25^{\circ}$, 海洋为 $1/3^{\circ}\times 1/3^{\circ}$)后发现, 北大西洋的深水形成区域在高分辨率试验中位于拉布拉多海和GIN海域北部, 在低分辨率试验中位于GIN海域和拉布拉多海, 拉布拉多海在两种分辨率模式中都有深水形成。虽然Hodson等^[20]用更高分辨率的耦合模式模拟出深水形成的位置, 但与Lozier等^[18]最新的观测结果仍然存在显著的差异, 尤以拉布拉多海最为明显。

耦合模式水平分辨率的提高会使海岸线和海底地形的模拟更准确。本文高分辨率试验中, 由于将GIN海域的部分海脊模拟出来, 导致海域之间的连通性变差, 海水的流动受到地形的阻挡(图略)。冰岛海和挪威海在移除青藏高原后出现异常的深水区域可能与此有关, 而低分辨率耦合模式中不存在这种异常情况。另外, Jung等^[21]发现, 在大气模式中, 提高水平分辨率有助于更好地模拟温带气旋, 但在

墨西哥湾流地区, 此结论并不成立, 并且随着分辨率的提高, 研究对象对分辨率的敏感性将降低。由此可见, 模式分辨率的精细化并不一定能将所有大气或海洋运动模拟得更准确。分辨率提高产生的效果可能取决于初始分辨率的选取范围, 也可能与模式的选取、研究区域的范围以及时间尺度有关。当前, 气候模式的分辨率对其保真度产生根本性的限制, 耦合模式分辨率的提高是否意味着对真实世界的气候模拟更准确? 究竟哪一种分辨率模式的结果更可信? 了解分辨率的提高如何影响气候模拟结果是一个值得深入研究的问题, 对耦合模式的发展具有重要意义。

参考文献

- [1] Wen Qin, Yang Haijun. Investigating the role of the Tibetan Plateau in the formation of Pacific meridional overturning circulation. *J Climate*, 2020, 33: 3603–3617
- [2] Fallah B, Cubasch U, Prömmel K, et al. A numerical model study on the behaviour of Asian summer monsoon and AMOC due to orographic forcing of Tibetan Plateau. *Climate Dynamics*, 2016, 47(5/6): 1485–1495
- [3] 姚杰, 温琴, 沈星辰, 等. 青藏高原对全球大气温度和水汽分布的影响. *北京大学学报(自然科学版)*, 2018, 54(6): 46–52
- [4] Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, et al. Raising Tibet. *Science*, 1992, 255: 1663–1670
- [5] Ferreira D, Cessi P, Coxall H K, et al. Atlantic-Pacific asymmetry in deep-water formation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2018, 46(1): 327–352
- [6] Yang Haijun, Wen Qin. Investigating the role of the Tibetan Plateau in the formation of Atlantic meridional overturning circulation. *J Climate*, 2020, 33: 3585–3601
- [7] Yang Haijun, Li Qing, Wang Kun, et al. Decomposing the meridional heat transport in the climate system. *Climate Dynamics*, 2015, 44(9): 2751–2768
- [8] Yang Haijun, Wang Kun, Dai Haijin, et al. Wind effect on the Atlantic meridional overturning circulation via sea ice and vertical diffusion. *Climate Dynamics*, 2016, 46(11/12): 3387–3403
- [9] Danabasoglu G, Bates S C, Briegleb B P, et al. The CCSM4 ocean component. *Journal of Climate*, 2012, 25(5): 1361–1389

- [10] Liu Lingling, Huang Ruixin, Wang Fan. Subduction/obduction rate in the North Pacific diagnosed by an eddy-resolving model. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 2016, 34(4): 835–846
- [11] Williams R G. Ocean subduction [EB/OL]. (2001–12) [2019–01–13]. <https://www.researchgate.net/publication/288194943>
- [12] Marshall J, Williams R G, Nurser A J, et al. Inferring the subduction rate and period over the North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 1993, 23(7): 1315–1329
- [13] Qiu Bo, Huang Ruixin. Ventilation of the North Atlantic and North Pacific: subduction versus obduction. *Journal of Physical Oceanography*, 1995, 25(10): 2374–2390
- [14] Thomas M D, Treguier A, Blanke B, et al. A lagrangian method to isolate the impacts of mixed layer subduction on the meridional overturning circulation in a numerical model. *Journal of Climate*, 2015, 28(19): 7503–7517
- [15] Brady E C, Otto-Bliesner B L. The role of meltwater-induced subsurface ocean warming in regulating the Atlantic meridional overturning in glacial climate simulations. *Climate Dynamics*, 2011, 37(7/8): 1517–1532
- [16] Large W G, Danabasoglu G, Doney S C, et al. Sensitivity to surface forcing and boundary layer mixing in a global ocean model: annual-mean climatology. *Journal of Physical Oceanography*, 1997, 27(11): 2418–2447
- [17] Cessi P. The effect of northern hemisphere winds on the meridional overturning circulation and stratification. *Journal of Physical Oceanography*, 2018, 48(10): 2495–2506
- [18] Lozier M S, Li F, Bacon S, et al. A sea change in our view of overturning in the subpolar North Atlantic. *Science*, 2019, 363: 516–521
- [19] Sein D V, Koldunov N V, Danilov S, et al. The relative influence of atmospheric and oceanic model resolution on the circulation of the North Atlantic Ocean in a coupled climate model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2018, 10(8): 2026–2041
- [20] Hodson D L, Sutton R. The impact of resolution on the adjustment and decadal variability of the Atlantic meridional overturning circulation in a coupled climate model. *Climate Dynamics*, 2012, 39(12): 3057–3073
- [21] Jung T, Gulev S K, Rudeva I, et al. Sensitivity of extratropical cyclone characteristics to horizontal resolution in the ECMWF model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2006, 132: 1839–1857