



北京大学学报(自然科学版)

Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis

ISSN 0479-8023, CN 11-2442/N

《北京大学学报(自然科学版)》网络首发论文

题目: 青藏高原对北大西洋深水形成影响机制的季节差异
作者: 邵星, 杨海军
DOI: 10.13209/j.0479-8023.2021.062
收稿日期: 2020-08-11
网络首发日期: 2021-08-06
引用格式: 邵星, 杨海军. 青藏高原对北大西洋深水形成影响机制的季节差异. 北京大学学报(自然科学版). <https://doi.org/10.13209/j.0479-8023.2021.062>



网络首发: 在编辑部工作流程中, 稿件从录用到出版要经历录用定稿、排版定稿、整期汇编定稿等阶段。录用定稿指内容已经确定, 且通过同行评议、主编终审同意刊用的稿件。排版定稿指录用定稿按照期刊特定版式(包括网络呈现版式)排版后的稿件, 可暂不确定出版年、卷、期和页码。整期汇编定稿指出版年、卷、期、页码均已确定的印刷或数字出版的整期汇编稿件。录用定稿网络首发稿件内容必须符合《出版管理条例》和《期刊出版管理规定》的有关规定; 学术研究成果具有创新性、科学性和先进性, 符合编辑部对刊文的录用要求, 不存在学术不端行为及其他侵权行为; 稿件内容应基本符合国家有关书刊编辑、出版的技术标准, 正确使用和统一规范语言文字、符号、数字、外文字母、法定计量单位及地图标注等。为确保录用定稿网络首发的严肃性, 录用定稿一经发布, 不得修改论文题目、作者、机构名称和学术内容, 只可基于编辑规范进行少量文字的修改。

出版确认: 纸质期刊编辑部通过与《中国学术期刊(光盘版)》电子杂志社有限公司签约, 在《中国学术期刊(网络版)》出版传播平台上创办与纸质期刊内容一致的网络版, 以单篇或整期出版形式, 在印刷出版之前刊发论文的录用定稿、排版定稿、整期汇编定稿。因为《中国学术期刊(网络版)》是国家新闻出版广电总局批准的网络连续型出版物(ISSN 2096-4188, CN 11-6037/Z), 所以签约期刊的网络版上网络首发论文视为正式出版。

北京大学学报(自然科学版)

Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis

doi: 10.13209/j.0479-8023.2021.062

青藏高原对北大西洋深水形成影响机制的季节差异

邵星¹ 杨海军^{2,†}

1. 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;
2. 复旦大学大气与海洋科学系, 上海 200438; † 通信作者, E-mail: yanghj@fudan.edu.cn

摘要 利用耦合地球系统模式(CESM1.0), 通过对比有青藏高原的控制试验和无青藏高原的敏感性试验, 定性分析青藏高原对不同季节北大西洋深水(NADW)形成的影响机制。研究表明, 青藏高原对NADW形成的影响机制因季节而异。移除青藏高原后, NADW形成将会减弱, 冷季(北半球10月—次年3月)NADW形成的显著减弱是由海洋表面净热通量显著增加引起的, 而暖季(4—9月)由于海冰大量融化引起淡水通量显著增加, 导致NADW形成的显著减弱。低分辨率耦合模式中, 青藏高原对NADW形成的这种季节性影响更加显著。不同季节青藏高原对NADW形成的影响机制主要区别在于, 青藏高原地形的存在使得冷季NADW形成区域的海洋表面失热增加, 在暖季造成该区域来自北部海冰的淡水输入减少。

关键词 青藏高原; 北大西洋深水(NADW)形成; 季节尺度; 淡水通量; 热通量

Diverse Mechanism of the Tibetan Plateau Effect on the North Atlantic Deep Water Formation on Seasonal Timescale

SHAO Xing¹, YANG Haijun^{2,†}

1. Laboratory for Climate and Ocean-Atmosphere Studies, Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871;
2. Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, Fudan University, Shanghai 200438;

† Corresponding author, E-mail: yanghj@fudan.edu.cn

Abstract Using the fully coupled model CESM1.0, the seasonal difference of the Tibetan Plateau (TP) effect on the North Atlantic deep water (NADW) formation mechanism is investigated qualitatively by comparing the sensitivity test without the TP and the control test with realistic topography. The result shows that the TP effect on the mechanism of the NADW formation varies with the seasons. The NADW formation decreases when the TP is removed, the significant increase of net surface heat flux in cold season (October to March of two consecutive years in the Northern Hemisphere) dominates the prominent decrease of the NADW formation, however, the significant increase of freshwater flux due to the mass of sea ice melting leads to the remarkable decrease of the NADW formation in warm season (April to September of the same year). The TP has a more significant effect on the NADW formation in the low resolution coupled model. The main difference of the TP effect on the NADW formation mechanism in different seasons is that the presence of TP topography increases the sea surface heat loss of the NADW formation region in cold season, also leads to decrease of the freshwater input from the northern sea ice in warm season.

国家自然科学基金(91737204, 41376007, 41725021)资助

收稿日期: 2020-08-11; 修回日期: 2021-02-06

Key words Tibetan Plateau; North Atlantic deep water (NADW) formation; seasonal timescale; freshwater flux; heat flux

青藏高原平均海拔 4000 m 以上, 最高可以延伸到对流层上部, 其地理位置、海拔高度以及复杂多样的地形地貌, 使它不仅对周边和下游地区, 甚至对上游的西亚、欧洲、非洲以及北大西洋地区大气和海洋运动也产生重要影响^[1]。

随着耦合模式的快速发展, 研究者开始关注地形对全球海洋运动的影响。然而, 有关青藏高原对海洋环流影响的研究最近 20 年才逐步发展起来^[1-6]。移除青藏高原后, 地形强迫的定常波展现出沿着东北方向, 从青藏高原所在区域向北大西洋的波动能量(即群速度)传播结构, 由此建立起青藏高原与北大西洋之间的遥相关关系^[2]。移除青藏高原导致大西洋经向翻转流(Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC)几乎崩溃^[3]以及太平洋经向翻转流的产生^[4], 主要原因是青藏高原的存在使得北大西洋和北太平洋的深水形成存在“跷跷板”现象, 而且这种现象已经存在 200~300 万年^[7]。Yang 等^[3]发现, 移除青藏高原后, 准平衡态阶段北大西洋深水(North Atlantic Deep Water, NADW)形成的显著减弱是由深水形成区域海冰的大量融化导致的。Su 等^[5]则发现, 移除青藏高原后, 平衡态阶段 NADW 形成的显著减弱不仅与海冰变化有关, 还与热通量的减少有关, NADW 形成的变化最终导致 AMOC 崩溃。NADW 形成对 AMOC 至关重要, 模式试验中, NADW 形成发生的位置和强度因模式分辨率不同而存在很大的差异^[8], 但都发生在副极地环流区内和格陵兰海-冰岛海-挪威海(GIN)海域^[9]。海表热通量和淡水通量强迫对 NADW 形成的瞬态变化至关重要^[10], 局地风应力对 NADW 形成的影响尚不明确, 但风应力旋度对深水形成有一定程度的影响^[11]。

前人已经证实青藏高原的存在对 NADW 形成有重要的影响, 但有关这种影响的季节性变化规律尚缺乏研究。本文利用高、低分辨率耦合地球系统模式, 定性地分析北半球冷季和暖季青藏高原对 NADW 形成机制的影响, 并探讨以下问题: 青藏高原对 NADW 形成机制的影响是否因季节而不同, 这种季节性差异是否与模式的分辨率有关, 青藏高原对北大西洋的气候是否存在季节性影响。

1 模式和试验设置

使用美国国家大气研究中心开发的地球系统模式(Community Earth System Model, CESM1.0, <http://www.cesm.ucar.edu/>), 该模式已得到广泛应用和验证^[2-4,12-13]。本文设置一组低分辨率(low resolution, LR)对比试验和一组高分辨率(high resolution, HR)对比试验, 每组试验均包括控制试验(Real)和地形敏感性试验(NoTibet)^[6], 试验中地形设置如图 1 所示。Real 试验积分 1900 年, 到 1000 年达到准平衡态; NoTibet 试验从 Real 试验的第 1501 年开始积分, 将青藏高原(Tibetan Plateau, TP)区域地形减少到 50 m, 其他条件不变, 积分 400 年, 300 年后达到准平衡态, 均取最后 100 年的月数据进行分析。本研究中的季节根据北半球春、秋分时间节点划分, 冷季为 10 月一次年 3 月, 暖季为 4—9 月。

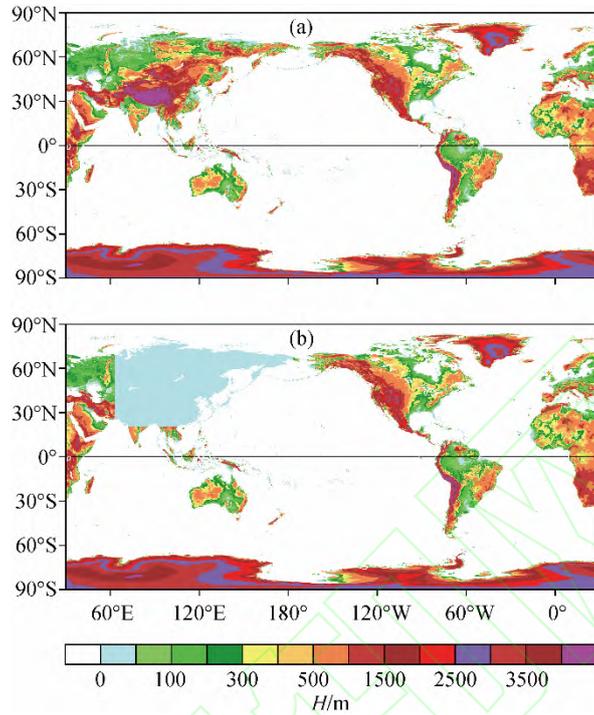
2 NADW 形成平衡态响应

大西洋的通风过程由高纬地区的深水形成(NADW)和极地到极地的经向翻转流驱动^[7]。NADW 形成需要两步, 首先海洋表层高盐度高密度水团形成, 随后被海水的潜沉过程带入下层水体, 混合层的潜沉过程在 NADW 形成中发挥着重要作用。瞬时潜沉速率 S 的计算公式^[14]如下:

$$S = -\partial h / \partial t - \mathbf{u}_b \cdot \nabla h - \mathbf{w}_b, \quad (1)$$

其中, h 为混合层深度(采用 Large 等^[15]的计算方法得到), \mathbf{u}_b 和 \mathbf{w}_b 分别为混合层底的水平运动速度和垂直运动速度。鉴于潜沉过程在 NADW 形成中的重要作用, 本文将由式(1)计算得出的下沉速率粗略地理解为 NADW 瞬时形成速率, 冷、暖季的平均瞬时 NADW 形成速率为相应季节逐月瞬时潜沉速率的平均值。NADW 形成区域分别为 LR 试验和 HR 试验中冷、暖季的 Real 中 $S > 0$ 的海域(图 2(a1)和(b1)及图 3(a1)和(b1)即为各自试验中的 NADW 形成区域, 潜沉向下为正)。不难看出, LR 试验中, 冷、暖季 NADW 形成区域主要位于 GIN 海域; HR 试验中冷、暖季 NADW 形成区域主要位于副极地环流区内和 GIN 海域。Yang 等^[3]在研究 TP 对 NADW 形成影响时, 定义的 NADW 形成区域与本文 HR 试验相似, 但模式分辨率与本文 LR

试验相同,不能很好地模拟拉布拉多海的深水形成,本文按照分辨率和季节,分别定义 NADW 形成区域,以便更准确地探讨 TP对NADW形成的影响。积分 40°N — 80°N , 60°W — 20°E 的海域,从表 1 可知,Real 中,LR 试验和 HR 试验的暖季潜沉速率均强于冷季,HR 试验中冷、暖季的潜沉速率强于 LR 试验。



(a) Real 试验地形; (b) NoTibet 试验地形

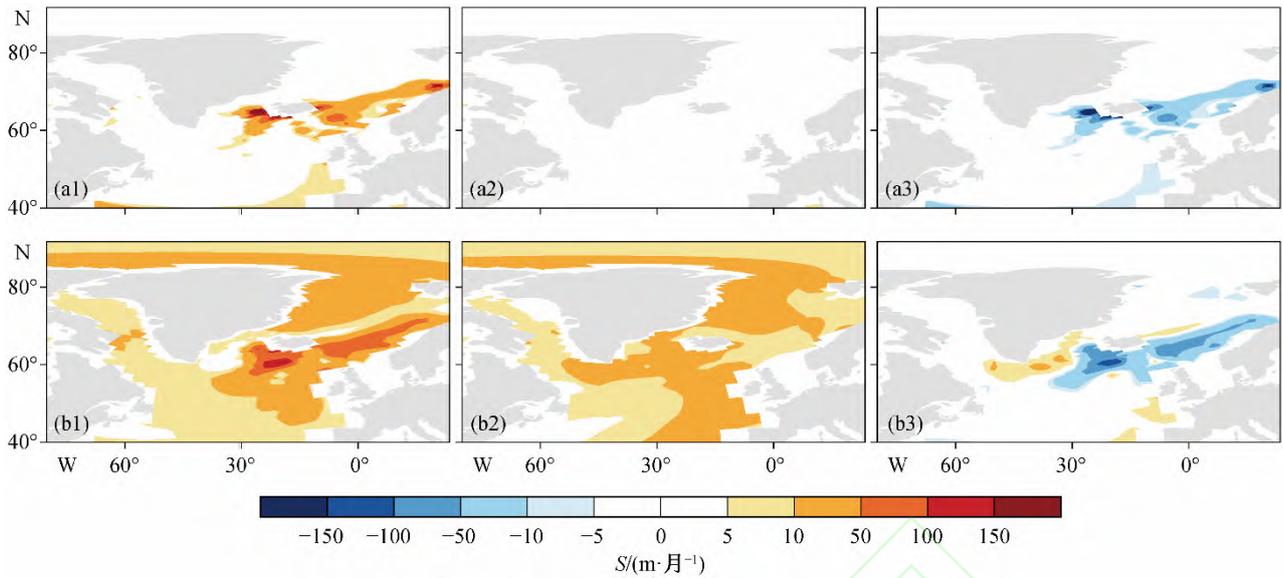
图 1 试验中地形设置

Fig. 1 Topography configuration in experiments

TP 与北大西洋之间的遥相关主要通过大气过程实现。移除 TP 后,地形强迫的定常波呈现从 TP 区域沿着东北方向向北大西洋的波动能量(即群速度)传播结构,导致北太平洋和副极地北大西洋大气环流改变^[2]。本文试验中同样发现,冷季和暖季的波列结构都可以在 500 hPa 和 850 hPa 的位势高度场中清晰地表示出来(图略)。表 1 显示,移除 TP 后,LR 和 HR 试验中冷季和暖季潜沉强度均有一定程度的减弱:LR 试验中,冷季减弱 94.1%,暖季减弱 36.1%;HR 试验中,冷季减弱 23.4%,暖季减弱 23.9%。冷季和暖季 HR 试验潜沉强度的变化幅度均小于 LR 试验,从而导致在移除 TP 后,HR 试验中 NADW 形成的变化幅度小于 LR 试验。从潜沉速率的水平分布来看,LR 试验中冷季和暖季 GIN 海域均减弱(图 2(a3)和(b3));HR 试验中冷季减弱最明显的是拉布拉多海(图 3(a3)),暖季减弱最明显的是拉布拉多海和 GIN 海域(图 3(b3))。

将式(1)分解,探讨其中每一项对潜沉速率减弱的贡献。LR 和 HR 试验中,导致冷季和暖季潜沉速率减弱(表 2 中“*NoTibet - Real*”)的主要项均为混合层深度变化项($\partial h / \partial t$)。暖季,由于 TP 的移除,该项的变化要比其余两项大 1~2 个量级;冷季,除 $\partial h / \partial t$ 为主导项外,其余两项的贡献,因模式分辨率的不同而不同:LR 试验中混合层底垂直运动项(w_b)减弱占次要地位,HR 试验中则是混合层底平流项($u_b \cdot \nabla h$ 项,又叫侧向诱导项)占次要地位。

在不同的季节,各分量对潜沉减弱的贡献不同。这在一定程度上提醒我们,TP 对 NADW 形成的影响机制可能存在季节差异。通常,淡水通量、海表热通量以及风应力等因素都会在一定程度上对潜沉速率产生影响。接下来,我们将通过不同季节导致潜沉减弱的主次项来确定外部强迫的主次地位,继而理解移除 TP 后导致 NADW 形成变化的主导机制。



(a1)~(a3) 冷季试验, (b1)~(b3) 暖季试验; (a1)~(b1) Real 试验, (a2)~(b2) NoTibet 试验, (a3)~(b3) NoTibet 试验相对于 Real 试验的变化。为了更好地展示潜沉速率的空间分布, 将(a1)和(a2)及(b1)和(b2)中 S 负值设为 0。图 3 同

图 2 LR 试验中瞬时潜沉速率的水平分布

Fig. 2 Instantaneous subduction rate in the LR test

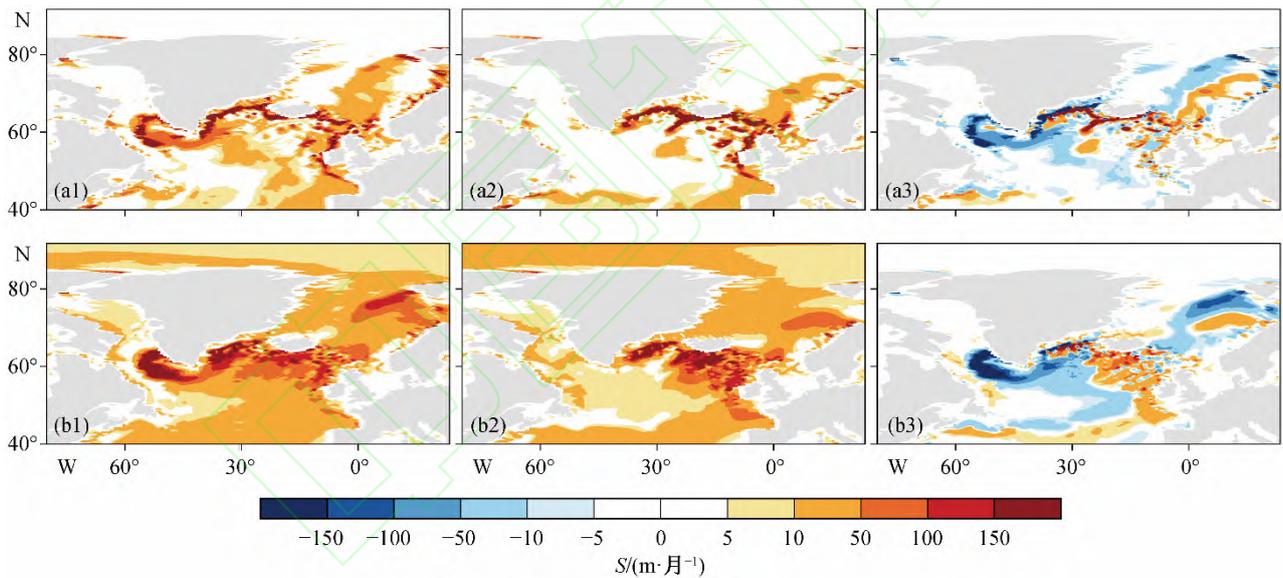


图 3 HR 试验中瞬时潜沉速率的水平分布

Fig. 3 Instantaneous subduction rate in the HR test

表 1 瞬时潜沉速率(Sv)

Table 1 Instantaneous subduction rate (Sv)

分辨率	冷季			暖季		
	Real	NoTibet	NoTibet - Real	Real	NoTibet	NoTibet - Real
低	29.3	1.7	-27.6	70.2	44.8	-25.4
高	138.3	105.9	-32.4	178.3	135.7	-42.6

说明: $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 。

表 2 瞬时潜沉速率各分量(Sv)

Table 2 Components of instantaneous subduction rate (Sv)

试验	冷季			暖季			
	$\partial h / \partial t$	$\mathbf{u}_b \cdot \nabla h$	w_b	$\partial h / \partial t$	$\mathbf{u}_b \cdot \nabla h$	w_b	
LR	Real	13.3	4.3	11.7	70.3	1.3	-1.4
	NoTibet	1.0	0.8	-0.1	45.4	0.6	-1.2
	NoTibet - Real	-12.3	-3.5	-11.8	-24.9	-0.7	0.2
HR	Real	34.7	63.0	40.6	159.0	11.9	7.4
	NoTibet	14.2	47.7	44.0	117.3	13.3	5.1
	NoTibet - Real	-20.5	-15.3	3.4	-41.7	1.4	-2.3

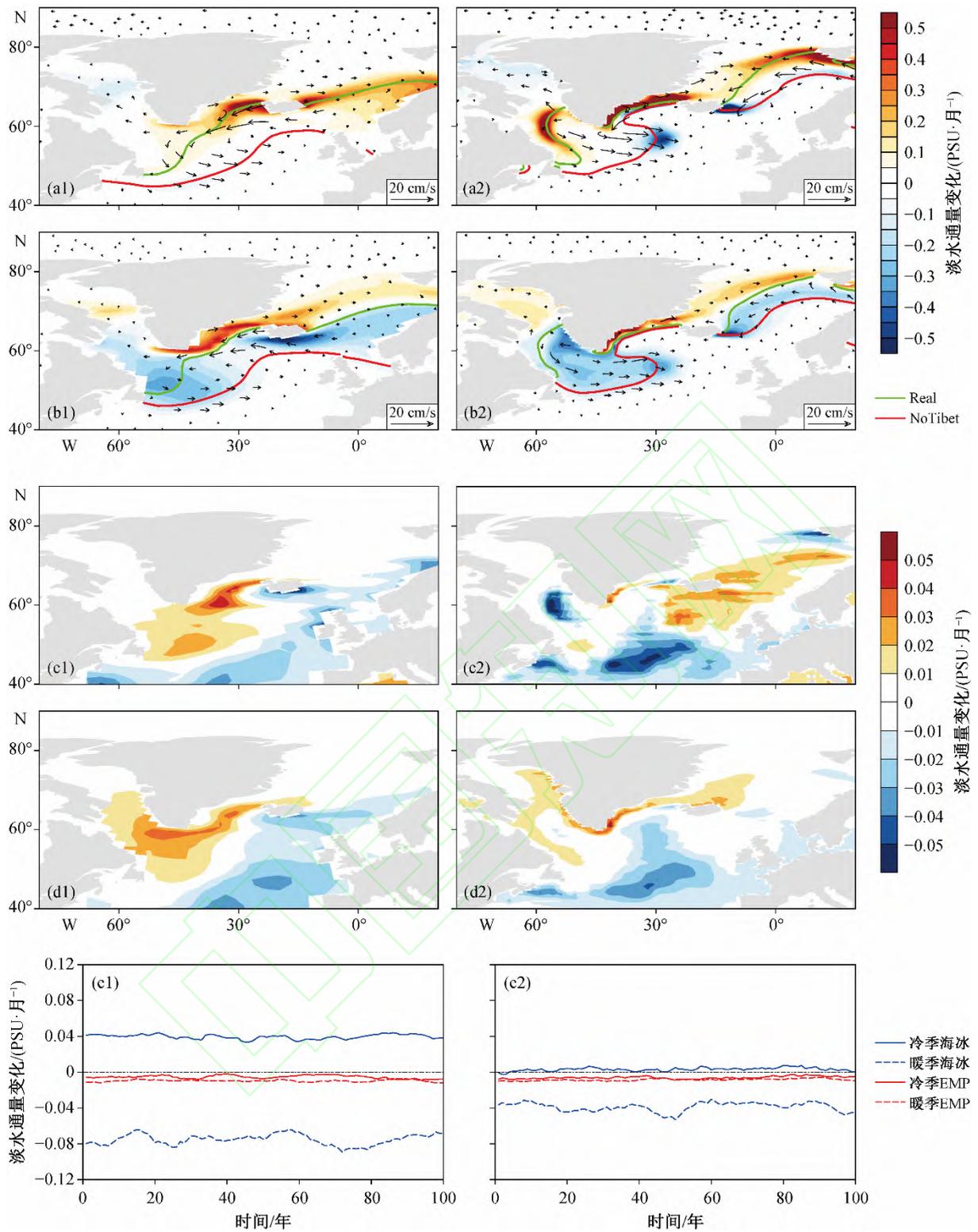
3 NADW 形成变化的原因

3.1 淡水通量

本文中表淡水通量包括海冰生成与消失(简称海冰生消)以及净蒸发(蒸发量减去降水量, evaporation minus precipitation, EMP)两部分。移除 TP 后, LR 试验中冷季海冰边界向南扩张(图 4(a1))(本文中表淡水通量与 Yang 等^[3]的定义相同, 模式格点内海冰面积占比为 15%时的等值线即为海冰边界线); 相对于冷季, 暖季(图 4(b1))海冰边界略有收缩, 但不明显。但是, 海冰生消在冷季与暖季有显著的差异。对比图 4(a1)与(b1)中填色区域, 在 Real 与 NoTibet 海冰边界之间的海域, 暖季海冰融化明显, 冷季则海冰生成明显。对 NADW 形成区域的海冰变化做区域平均, 结果如图 4(e1)所示, 准平衡态 100 年内, 冷季海冰(蓝色实线)对 NADW 形成区域淡水的贡献约为 0.04 PSU/月, 是盐化作用, 而暖季海冰(蓝色虚线)对 NADW 形成区域淡水的贡献为约-0.08 PSU/月, 是淡化作用。相对于 LR 试验, HR 试验(图 4(a2)和(b2))中海冰边界变化最明显的是拉布拉多海, 暖季海冰的融化也集中在该海域。对比图(e1)和(e2)中蓝色曲线, HR 试验中, 虽然冷季和暖季海冰对淡水的贡献也分别是盐化和淡化作用, 但海冰生消对淡水通量的影响始终小于 LR 试验, 对淡水通量的贡献冷季约为 0.01 PSU/月, 暖季则约为-0.04 PSU/月。

LR 试验(图 4(e1))中, EMP 在平衡态 100 年内对 NADW 形成区域淡水通量的影响主要是淡化作用, 冷季(红色实线)与暖季(红色虚线)差别不大, 均为约-0.01 PSU/月。在 HR 试验(图 4(e2))中, EMP 对淡水通量的影响也是淡化作用, 影响程度与 LR 试验相似。从 EMP 的水平分布变化看, LR 试验中冷季(图 4(c1))和暖季(图 4(d1))均是东北大西洋至 GIN 海域淡化作用明显; HR 试验中淡化作用明显的海域, 冷季(图 4(c2))主要位于北大西洋中部和拉布拉多海, 暖季(图 4(d2))则位于北大西洋中部。北大西洋贯穿全年的 EMP 对淡水通量的淡化贡献, 主要是由于移除 TP 后热带太平洋持续不断地输送水汽到北大西洋^[3], 当不考虑陆地降水和河流径流时, EMP 对海表淡水的影响等价于垂直积分的水汽输送散度^[12]。

移除 TP 后, 海冰的变化对 NADW 形成产生重要影响。LR 试验中, 冷季海冰显著向南扩张, 暖季海冰大量融化, 导致表层海水的淡化增强, 海水层结性显著增强, 使混合层变浅变轻。暖季, 式(1)中混合层深度变化项 $\partial h / \partial t$ 的减小主导潜沉速率的减小, 故海冰的显著融化主导暖季 NADW 形成速率的减弱。虽然 EMP 对 NADW 形成区域也是起淡化的作用, 但其暖季对淡水的贡献明显小于海冰的影响。HR 试验中海冰融化对 NADW 形成区域的影响比 LR 试验小, 从而导致 HR 试验中暖季 NADW 形成速率的变化幅度小于 LR 试验。



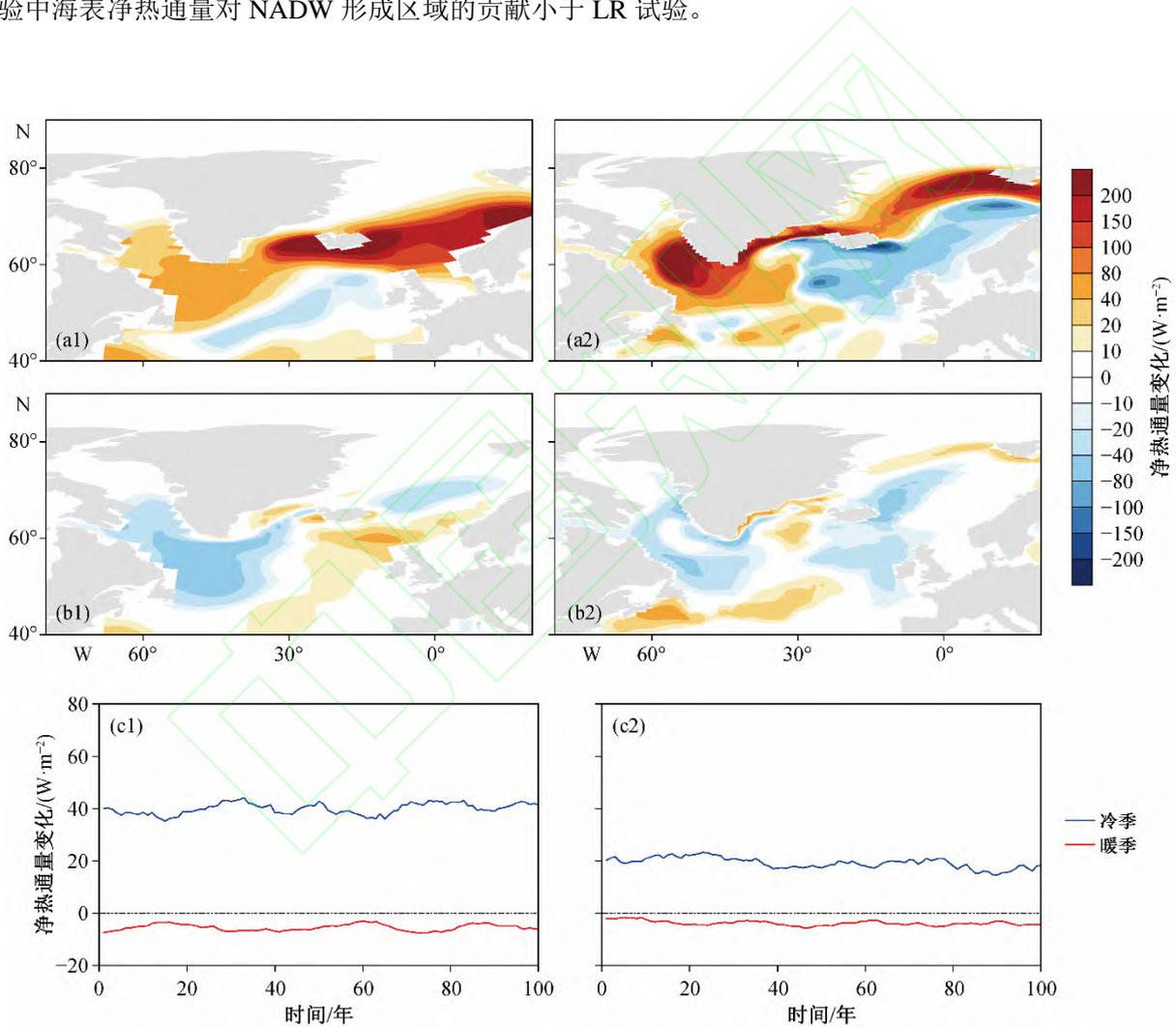
(a1)~(e1) LR 试验, (a2)~(e2)HR 试验; (a1)和(a2) 冷季海冰变化, (b1)和(b2) 暖季海冰变化, 包括海冰消融(填色区域正值表示海冰生成, 负值表示海冰融化、海冰移动速度变化(矢量箭头)和海冰边界变化; (c1)和(c2) 冷季 EMP 变化; (d1)和(d2) 暖季 EMP 变化, 正值表示海表失去淡水, 负值表示海表获得淡水; (e1)和(e2) NADW 形成区域淡水通量变化的时间序列

图4 海表淡水通量的变化

Fig. 4 Changes of the surface freshwater flux

3.2 海表热通量

移除 TP 后, NADW 形成区域海表净热通量冷季与暖季存在显著的差异。LR 试验中, 冷季(图 5(a1)), NADW 形成区域海表获得热量非常显著。净热通量的增加与海表感热、潜热以及向外的长波减少有关^[2], 是由冷季海冰扩张面积增多导致的。与图 2(a3)相比, 图 5(a1)中海表净热通量增加的海域与潜沉速率减弱的区域基本上一致。海表热通量的增加会使混合层变浅, 从而导致潜沉速率减弱, 这与 Liu 等^[16]研究全球潜沉速率的结论相似。冷季, 式(1)中混合层深度变化项 $\partial h/\partial t$ 的减小主导潜沉速率的减小, 海表净热通量显著增加是潜沉速率减小的主要原因, 从而导致 NADW 形成速率减小。暖季(图 5(b1)), 与图 2(b3)相比, 潜沉速率减小区域海表热通量增、减现象相间存在, 说明海表净热通量对暖季 NADW 形成速率变化的贡献不明显。从海表净热通量变化的时间序列(图 5(c1))可以更清楚地看出冷季与暖季海表净热通量对 NADW 形成区域贡献的差异, 冷季约为 40 W/m^2 , 暖季约为 -5 W/m^2 , 仍然说明暖季海表净热通量对 NADW 形成减弱的贡献不明显。HR 试验中, 海表净热通量变化对 NADW 形成区域的影响与 LR 试验相似, 冷季海表净热通量增加区域为拉布拉多海和格陵兰海(图 5(a2)), 与冷季潜沉速率减小区域相近。对比图 5(c1)与(c2), HR 试验中海表净热通量对 NADW 形成区域的贡献小于 LR 试验。



(a1)~(c1) LR 试验, (a2)~(c2) HR 试验; (a1)和(a2) 冷季海表净热通量变化, (b1)和(b2) 暖季海表净热通量变化, 正值表示海表净获得能量, 负值表示海表净失去能量; (c1)和(c2) NADW 形成区域海表净热通量变化时间序列

图 5 海表净热通量的变化

Fig. 5 Changes of the net surface heat flux

移除 TP 后, 冷季海表净热通量显著增加, 使混合层变浅, 潜沉速率减小, 导致 NADW 形成减弱。HR 试验中, 热通量对 NADW 形成区域的影响小于 LR 试验。也就是说, TP 的存在使得冷季海表净热通量显著减少, 导致 NADW 的逐渐形成。Torben 等^[8]的研究虽然未涉及地形的影响, 但他们也发现在较冷的季节, 海表净热通量在不同分辨率耦合模式中对 NADW 形成有重要贡献。

3.3 海表风应力

移除 TP 后, 北大西洋的海表风应力以及埃克曼抽吸冷季与暖季存在着显著的差异。当北半球缺少 TP 大地形的阻挡时, 风向会更偏向纬向型^[2]。LR 试验中, 冷季北大西洋西风显著增强(图 6(a1)), 而暖季(图 6(b1))变化较小。西风增强导致偏南的埃克曼输送增强, 使北大西洋北部海冰向南扩张, 对暖季海冰的大量融化有重要贡献。

埃克曼抽吸速率 w_e 的计算公式^[4]如下:

$$w_e = \text{curl}(\boldsymbol{\tau}/f)/\rho_0, \quad (2)$$

其中, $\boldsymbol{\tau}$ 是海表风应力矢量, f 是科氏力参数, ρ_0 是平均的海水密度。埃克曼抽吸的上涌或下沉运动, 会导致海水垂直运动速度变化。埃克曼抽吸与式(1)中垂直运动项 w_b 有直接联系, 不同海域对潜沉速率的贡献不同^[17], 而 w_b 项在 LR 试验中对冷季潜沉速率的减弱起次要作用。对比图 2(a3)与图 6(a1)可知, 在潜沉速率减弱的区域, 埃克曼抽吸产生向下的作用。北大西洋高纬度地区向上的埃克曼抽吸可以将下层密度较大的海水带到上层, 减弱局地海水层结, 促进海洋的垂直对流、混合和扩散, 从而改变海水的垂直运动速度, 增大潜沉速率。向下的埃克曼抽吸作用不利于海水层结减弱, 对式(1)的垂直运动项有一定的抑制作用, 从而减小潜沉速率。海表热通量的显著增强是对流减弱的另一个原因, 也会导致海水垂直运动速度的减弱。

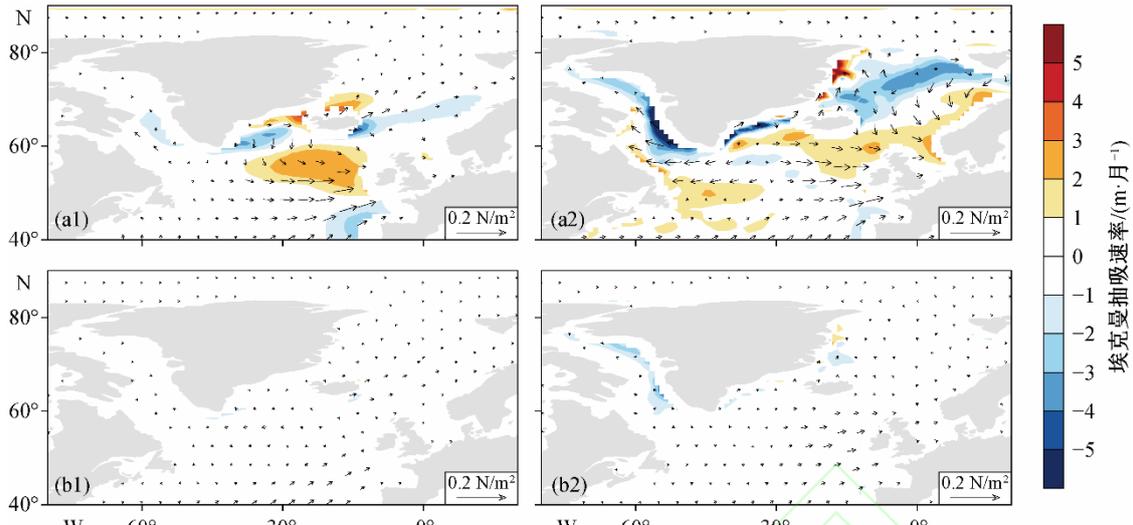
HR 试验中, 平流项 $\mathbf{u}_b \cdot \nabla h$ 减弱对 NADW 形成减弱的贡献占次要地位, 主要是由拉布拉多海边缘混合层底平流输送显著减弱导致的(图 3(a3)中拉布拉多海西南部边缘最明显), 平流项的水平分布变化对这一点体现得更明显(图略)。Courtois 等^[18]也提到, 平流项 $\mathbf{u}_b \cdot \nabla h$ 在混合层深度加大的季节(即本文中冷季)对拉布拉多海边界洋流的潜沉速率有着很大的影响。式(1)不能给出平流输送的来源, 但我们可以定性地分析一下。首先, 海表净热通量显著增加导致混合层变浅是平流项 $\mathbf{u}_b \cdot \nabla h$ 减弱的主要原因, Liu 等^[16]同样得出海表热通量的变化主导平流项变化的结论; 其次, 平流项的变化还与水平运动速度有关。移除 TP 后, 拉布拉多海局地偏南方向风应力显著增强(图 6(a2)), 在一定程度上改变海水水平运动速度, 部分地抑制 NoTibet 试验中向拉布拉多海西南边缘的洋流输送, 从而对该区域深水形成速率产生影响。总的来说, HR 试验中冷季平流项的减弱也是由海表净热通量增加引起的。

冷季混合层底的垂直运动项和平流运动项也不可忽视。TP 移除后, LR 试验中垂直运动项对 NADW 形成起减弱的作用, 这与局地埃克曼抽吸变化导致的动力强迫有关; HR 试验中则是混合层底平流项对 NADW 形成的减弱起次要的作用, 仍然是海表热通量增加引起的。也就是说, 真实地形下的冷季, TP 使得混合层底的垂直运动项和平流运动项对 NADW 形成起促进作用。

3.4 经向热量输送

大气和海洋运动将赤道的热量输送到极地, 维持着地球气候系统的稳定, AMOC 在经向热量输送(meridional heat transport, MHT)过程中发挥着重要的作用。AMOC 跨越赤道向北半球输送比南半球多约 0.5 PW (年平均)的热量, 导致北半球比南半球稍暖^[19]。

如图 7(a)所示, LR 试验中移除 TP 后, 北半球 MHT 变化强度大于南半球。北半球 40°N 以南的 MHT (绿色曲线)季节差异显著, 40°N 以北冷季(绿色实线)和暖季(绿色虚线) MHT 均减小, 冷季减小幅度大于暖季。MHT 的大气热量输送部分(atmosphere heat transport, AHT)和海洋热量输送部分(ocean heat transport, OHT)在不同的纬度有不同的变化趋势。暖季 AHT (蓝色虚线)在北半球增强, 而冷季(蓝色实线)在 20°—40°N 增强, 40°N 以北减弱。OHT 在北半球大部分纬度均减小, 不同纬度减小程度不同, 40°N 以北冷季(红色实线)与暖季(红色虚线)减小程度相近。移除 TP 后 AMOC 将会减弱^[3], 从而导致向北的 OHT 减少, 这也引起 NADW 形成区域海冰边界向南扩张。如图 7(b)所示, HR 试验中 40°N 以北冷季和暖季 OHT 的减弱幅度略小于 LR 试验, 导致海冰向南扩张的强度小于 LR 试验; 而 Real 中 AMOC 将热量向北输送, 使得 NADW 形成区域的海冰不能因海表冷却而向南扩张。



(a1)~(a2) 冷季, (b1)~(b2) 暖季; (a1)~(b1) LR 试验, (a2)~(b2) HR 试验。填色区域正值表示向上, 负值表示向下

图 6 海表风应力(矢量箭头)和埃克曼抽吸速率(填色区域)的变化

Fig. 6 Changes of the wind stress (vector) and Ekman pumping velocity (shading)

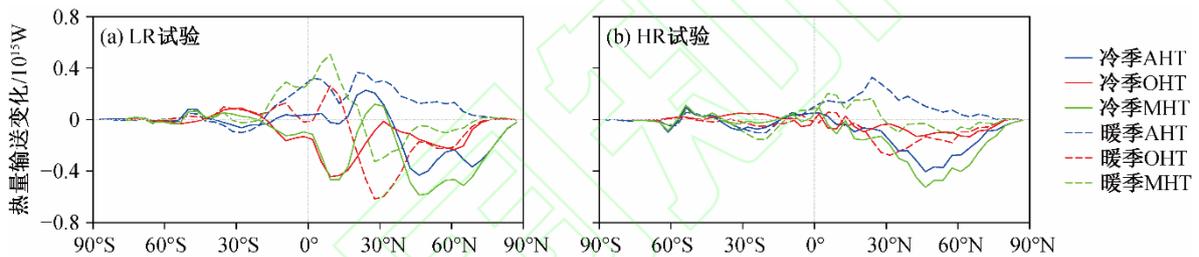


图 7 经向热量输送变化

Fig. 7 Changes of the meridional heat transport

4 结论和讨论

4.1 结论

本文利用耦合地球系统模式 CESM1.0, 定性分析青藏高原地形在不同季节对北大西洋深水形成机制的影响, 得到如下结论。

1) 青藏高原地形对 NADW 形成的影响机制具有季节差异。移除青藏高原地形后, 海冰在冷季向南扩张, 在暖季显著融化, 引起淡水通量增加, 导致 NADW 形成减弱, 在冷季则是海表净热通量的显著增加引起 NADW 形成减弱, LR 试验中这种影响更加显著。

2) 青藏高原地形对北大西洋气候影响的季节差异非常显著。移除青藏高原地形后, 海冰的生消、风应力、埃克曼抽吸以及海表净热通量都存在显著的季节差异。LR 试验中, 青藏高原地形对北大西洋气候的影响程度通常强于 HR 试验, 但也因区域而异。

4.2 讨论

虽然本文仅定性分析 TP 对 NADW 形成机制影响的季节差异, 但仍然可以提供一定的启示: 在研究 TP 对海洋环流的影响时, 区分季节的讨论是非常必要的, 有助于更全面地了解 TP 在塑造现代海洋环流中

扮演的角色。

耦合模式分辨率的提高可以使海底地形以及狭窄边界流的模拟更准确。相对于涡旋解析模式,本文 HR 试验中所研究海域的分辨率(纬度约 0.65°, 经度 1.125°)还是比较低,不能很好地解析涡旋和狭窄的边界流,可能会使拉布拉多海深水的平流运动项贡献模拟结果产生较大的误差。

高分辨率耦合模式中,通常可以模拟出拉布拉多海强烈的深水形成,其强度可能因模式不同而不同^[8]。但是,Lozier 等^[20]通过实际观测发现,对 AMOC 有影响的 NADW 形成区域不在拉布拉多海,而在伊尔明厄海和冰岛海。针对实测时拉布拉多海深水的缺失,Charlène 等^[21]认为拉布拉多海深水形成的季节差异显著,而文献[20]中并不包括季节和年际变化,系泊处没有足够的垂直分辨率,密度测量可能不够精确,不能与层厚度的变化相匹配,这些因素可能会低估拉布拉多海深水形成及其对局地 AMOC 的贡献。Courtois 等^[18]认为,拉布拉多海潜沉和潜涌过程的季节差异导致年度净潜沉较小,拉布拉多海深水形成较少,因此该海域对 AMOC 的影响较小。

由此可见,研究 NADW 形成时,区分季节和耦合模式分辨率的讨论皆非常必要。根据 Courtois 等^[18]的研究结果,不仅潜沉过程的季节差异对 NADW 形成和 AMOC 有重要影响,潜涌的影响也不可忽视。因此,本研究存在一定的局限性,在研究 TP 对 NADW 形成影响机制的季节差异时,未考虑潜涌过程在冷季和暖季对 NADW 形成的影响,尤其在冷季混合层加深阶段会发生潜涌过程。因此,本文中 NADW 形成的变化存在一定的误差。

另外,虽然本文定义的 NADW 形成区域与 Yang 等^[3]相似,但本文的 NADW 形成区域只是一个粗略的定义,其范围可能比实际观测区域略大,这也是本文误差的一个来源。本文旨在定性分析 TP 对 NADW 形成机制的季节影响,进一步明确 TP 在 NADW 形成中的重要作用,希望给后续研究一定的启示。

参考文献

- [1] Liu Yimin, Lu Mengmeng, Yang Haijun, et al. Land-atmosphere-ocean coupling associated with the Tibetan Plateau and its climate impacts. *National Science Review*, 2020, 7: 534–552
- [2] Yang Haijun, Shen Xingchen, Yao Jie, et al. Portraying the impact of the Tibetan Plateau on global climate. *Journal of Climate*, 2019, 33(9): 3565–3583
- [3] Yang Haijun, Wen Qin. Investigating the role of the Tibetan Plateau in the formation of Atlantic meridional overturning circulation. *Journal of Climate*, 2020, 33(9): 3585–3601
- [4] Wen Qin, Yang Haijun. Investigating the role of the Tibetan Plateau in the formation of Pacific meridional overturning circulation. *Journal of Climate*, 2020, 33(9): 3603–3617
- [5] Su Baohuang, Jiang Dabang, Zhang Ran, et al. Difference between the North Atlantic and Pacific meridional overturning circulation in response to the uplift of the Tibetan Plateau. *Climate of the Past*, 2018, 14(6): 751–762
- [6] 邵星, 杨海军, 李洋, 等. 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. *北京大学学报(自然科学版)*, 2021, 57(1): 121–131
- [7] Ferreira D, Cessi P, Coxall H K, et al. Atlantic-Pacific asymmetry in Deep-Water formation. *Annual Review of Earth & Planetary Sciences*, 2018, 46(1): 327–352
- [8] Torben K, Ramon F F, Virna M, et al. Deep water formation in the North Atlantic Ocean in high resolution global coupled climate models [EB/OL]. (2020–05–13) [2020–06–15]. <https://doi.org/10.5194/os-2020-41>
- [9] Cédine H. North Atlantic deep water formation and AMOC in CMIP5 models. *Ocean Science Discussions*, 2017, 13: 609–622
- [10] Kuhlbrodt T, Griesel A, Montoya M, et al. On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation. *Reviews of Geophysics*, 2007, 45(2): 1–32
- [11] 邵秋丽, 赵进平. 北欧海深层水的研究进展. *地球科学进展*, 2014, 29(1): 42–55
- [12] Yang Haijun, Li Qing, Wang Kun, et al. Decomposing the meridional heat transport in the climate system.

Climate Dynamics, 2015, 44(9/10): 2751–2768

- [13] 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
- [14] Thomas M D, Tréguier A M, 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] 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
- [16] Liu Lingling, Huang Ruixin. The global subduction/obduction rates: their interannual and decadal variability. *Journal of Climate*, 2012, 25(4): 1096–1115
- [17] Liu Lingling, Huang Ruixing, Wang Fan. Ventilation of a monsoon dominated ocean: subduction and obduction in the North Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2018, 123(7): 4449–4463
- [18] Courtois P, Yarisbel G Q, Hu X, et al. Kinematic subduction rate of labrador sea water from an eddy-permitting numerical model. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2020, 125(7): 1–21
- [19] Buckley M W, Marshall J. Observations, inferences, and mechanisms of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: a review. *Reviews of Geophysics (1985)*, 2016, 54(1): 5–63
- [20] 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
- [21] Charlène F, Yarisbel G Q, Yashayaev I, et al. Labrador sea water formation rate and its impact on the local meridional overturning circulation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2019, 124(8): 5654–5670