

温琴, 何国瑞, 杨海军. 2022. 青藏高原和落基山脉对 ENSO 影响的比较研究 [J]. 大气科学, 46(5): 1–16. WEN Qin, HE Guorui, YANG Haijun. 2022. Comparison Studies of the Effect of Tibetan Plateau and Rocky Mountains on ENSO Variability [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 46(5): 1–16. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2101.21109

青藏高原和落基山脉对 ENSO 影响的比较研究

温琴¹ 何国瑞² 杨海军²

1 南京师范大学地理科学学院/江苏省地理信息资源开发与利用协同创新中心/虚拟地理环境教育部重点实验室(南京师范大学), 南京 210023

2 复旦大学大气与海洋科学系, 上海 200438

摘要 本文利用耦合气候模式研究了“有/无”青藏高原和落基山脉对厄尔尼诺—南方涛动(ENSO)的影响, 并从温度变率方程的角度详细分析了 ENSO 变化的成因, 结果表明: 移除青藏高原或落基山脉均会造成 ENSO 变率增强; ENSO 变率在无青藏高原试验中增强的幅度比在无落基山脉试验中更大。ENSO 变率在地形敏感性试验中的变化与热带太平洋平均气候态的改变密切相关。移除青藏高原后热带太平洋信风减弱, 大气对流中心东移, 混合层变浅, 温跃层变平, 呈现出 El Niño 型海温分布, 这些平均态的变化使海表风应力敏感性, Ekman 抽吸敏感性以及温跃层敏感性幅度增强, 最终导致 ENSO 振幅增大 60%。然而, 在移除落基山脉的情景下, 热带太平洋信风变化更加复杂, 大气对流中心稍有东移, 混合层加深, 温跃层变平, 呈现出类 La Niña 型海温分布。这些变化增强了风应力敏感性和温跃层敏感性, 最终导致 ENSO 振幅仅增大 15% 左右。本文研究表明, 在地质时间尺度上青藏高原和落基山脉的抬升均抑制了 ENSO 变率。

关键词 青藏高原 落基山脉 ENSO 变率

文章编号 1006-9895(2022)05-0001-16

中图分类号 P467

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2101.21109

Comparison Studies of the Effect of Tibetan Plateau and Rocky Mountains on ENSO Variability

WEN Qin¹, HE Guorui², and YANG Haijun²

1 School of Geography, Nanjing Normal University/Jiangsu Center for Collaborative Innovation in Geographical Information Resource Development and Application/Key Laboratory of Virtual Geographic Environment (Nanjing Normal University), Ministry of Education, Nanjing 210023

2 Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, Institute of Atmospheric Science and CMA-FDU Joint Laboratory of Marine Meteorology, Fudan University, Shanghai 200438

Abstract In this study, the influence of the Tibetan Plateau and the Rocky Mountains on ENSO variability is investigated using a fully coupled climate model. Compared to that in the real world, the amplitude of ENSO variability becomes larger after removing the Tibetan Plateau or the Rocky Mountains. The ENSO amplitude is considerably stronger in a world without the Tibetan Plateau than that without the Rocky Mountains. The ENSO variability is closely linked with the mean climate in the tropical Pacific. The removal of the Tibetan Plateau results in weakened trade winds,

收稿日期 2021-06-28; 网络预出版日期 2022-03-17

作者简介 温琴, 女, 1992 年出生, 博士, 主要从事古气候和未来气候变化方面的研究。E-mail: 90776@njnu.edu.cn

通讯作者 杨海军, E-mail: yanghj@fudan.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 91737204、41725021、91937302、42106016, 博士后基金 2021M691623

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 91737204, 41725021, 91937302, 42106016), China Postdoctoral Science Foundation (Grant 2021M691623)

an eastward shift of the atmospheric convection center, a shallower mixed layer depth, and an El Niño-like sea surface temperature (SST) distribution. These mean climate changes result in enhanced wind-stress sensitivity, Ekman upwelling sensitivity, and thermocline sensitivity, finally leading to a 60% increase in the ENSO amplitude. However, without the Rocky Mountains, the tropical Pacific shows a more complicated trade wind change, with a slight eastward shift of the atmospheric convection center, a deeper mixed layer depth, a flattened thermocline, and a La Niña-like SST distribution. These mean climate responses strengthen the wind stress and thermocline sensitivities, leading to a 10% increase in the ENSO amplitude. This study suggests that the uplift of the Tibetan Plateau and the Rocky Mountains during the geological period has played an important role in suppressing the ENSO variability.

Keywords Tibetan Plateau, Rocky Mountain, ENSO variability

1 引言

厄尔尼诺—南方涛动 (ENSO) 是热带太平洋最强的年际气候变率异常信号, 它可以通过改变大气环流造成东亚高温热浪、强暴雨等极端事件, 对我国人民生活、社会经济和生态环境等构成严重威胁 (王绍武和龚道溢, 1999; 李艳等, 2019)。研究 ENSO 变化的机制并预测其长期趋势具有重要的科学价值和现实意义。理论和模式研究均表明 ENSO 的性质, 如其强度和周期很大程度上取决于平均背景气候态 (Li and Hogan, 1999; Fedorov and Philander, 2000; Chen et al., 2013), 包含热带太平洋信风强度 (Guilyardi, 2006)、温跃层深度 (Latif et al., 1993)、纬向海表温度梯度 (Knutson et al., 1997)、以及海气相互作用的稳定性 (Kim and Jin, 2011) 等。在全球变暖的背景下, 热带太平洋平均气候态与 ENSO 之间的关系已经有大量的研究 (Tett, 1995; Knutson et al., 1997; Meehl and Arblaster, 1998; Timmermann et al., 1999; Yang and Zhang, 2008; Collins et al., 2010)。然而, 不同的研究对应的结论不同, 其中涉及到的机制也大相径庭。因此, ENSO 与热带太平洋背景场之间存在错综复杂的关系, 还需要更多外强迫敏感性试验的研究。

地质时间尺度上高大地形隆升是地气系统非常重要的外强迫因子。目前已经有大量的研究表明高大地形隆升可以导致热带太平洋背景场的变化。例如, 海—气耦合气候模式的研究结果表明, 移除全球山脉可以导致热带东太平洋增暖, 这能产生很强的西风异常, 从而使热带太平洋 Walker 环流减弱 (Kitoh, 1997; Abe et al., 2004; Schmittner et al., 2011; Maffre et al., 2017)。近十年来, 更多的研究将目光聚焦于某一高大山脉的气候效应, 这其中备受关注的就是青藏高原。Fallah et al. (2016) 和 Su

et al. (2018) 的研究结果表明, 在仅没有青藏高原的情景下, 热带东太平洋海表温度增暖会产生西风异常, 从而抑制 Walker 环流。尽管这些工作采用了不同的模式, 但移除青藏高原产生的气候效应与移除全球山脉产生的气候效应基本一致, 这说明了青藏高原在全球气候系统中的重要地位。基于青藏高原对气候背景场的显著影响, Wen et al. (2020) 详细探讨了青藏高原的移除对 ENSO 的影响。他们的结果表明, 移除青藏高原后, 热带太平洋信风减弱, 大气对流中心东移, 赤道太平洋混合层变浅, 温跃层变平。这些背景场的变化使东太平洋温跃层反馈以及中东太平洋的 Ekman 抽吸反馈增强, 从而产生很强的 ENSO 变率。尽管 Wen et al. (2020) 的工作是基于理想的模式试验, 但这一结果能在古气候研究中得到一些验证: Huber and Caballero (2003) 利用代用资料和模式模拟发现在距今约 5300~3650 万年的始新世, 也就是青藏高原还没有抬升的时期, ENSO 表现出很强的振幅, 这一结论与 Wen et al. (2020) 的结果一致。除青藏高原对 ENSO 的影响外, Feng and Poulsen (2014) 研究了安第斯山脉隆升对 ENSO 的影响, 其结果表明, 安第斯山脉隆升可以增强热带太平洋东西温度梯度和 Walker 环流, 从而改变 El Niño 事件发生的频率和强度。然而, 前人的研究均没有探讨落基山脉对 ENSO 的影响。

落基山脉位于美洲西部, 与青藏高原分别坐落于太平洋的东西部。落基山脉平均海拔 2000~3000 米, 早在 4500 万年前就已经抬升到现在的高度。由于落基山脉抬升发生的时间较青藏高原 (约 1000 万年前) 更早, 其对地球气候的影响很少被学者关注。落基山脉特殊的地理位置被认为是阻挡太平洋水汽向大西洋输送的天然屏障, 这一作用也被认为是可导致大西洋经圈翻转流和太平洋经圈翻转流间“跷跷板效应”的重要因素 (Kittel et

al., 2002; Schmittner et al., 2011; Sinha et al., 2012)。最近, Jiang and Yang (2021) 利用复杂气候模式详细探讨了落基山脉对北大西洋和北太平洋海表浮力以及大西洋经圈翻转流和太平洋经圈翻转流形成的作用, 但对热带太平洋气候背景场的变化关注较少。前文提到, 始新世时期 ENSO 变率较现代气候更强, 这一时期没有青藏高原地形, 可以解释当时 ENSO 变率较强这一特征。但值得注意的是, 这一时期刚好涵盖了落基山脉隆升 (4500 万年左右) 的阶段。因此, 落基山脉的隆升又会对 ENSO 造成何种影响值得研究。并且, 落基山脉是北半球除青藏高原外的第二大山脉, 它对 ENSO 的影响与青藏高原相比的不同之处可以加深我们对热带太平洋背景场与 ENSO 关系的理解。基于此, 本文将详细研究落基山脉对 ENSO 变率的影响, 并定量对比青藏高原和落基山脉这两大山脉在 ENSO 演变中的重要性。第二节将详细介绍本文使用的模式和相关试验设计; 第三节给出 ENSO 的周期和振幅以及热带太平洋平均气候态的变化; 第四节将利用温度变率方程诊断 ENSO 响应的机制; 第五节是结论和讨论。

2 模式简介和试验设计

2.1 模式简介

本文采用美国国家大气研究中心开发的通用地球系统模式 CESM (1.0 版本) 研究青藏高原和落基山脉对 ENSO 的影响。CESM1.0 目前已经被广泛运用于对地球气候过去、现在和未来的模拟, 其对气候系统很好的模拟性能已经被许多研究证实 (<http://www2.cesm.ucar.edu/>[2021-09-16])。在 ENSO 模拟方面, CESM 模拟的 Niño-3 指数功率谱周期主要峰值集中在 3~6 年, 与实况较相符 (Gent et al., 2011; Deser et al., 2012)。该模式由大气 (CAM5)、海洋 (POP2)、陆地 (CLM4)、海冰 (CICE4) 和陆冰 (Glimmer-CISM) 这五个模块和一个耦合器 (CPL7) 组成 (Smith and Gregory, 2009; Hunke and Lipscomb, 2010; Lawrence et al., 2012; Park et al., 2014)。耦合器将不同模块连接起来, 完成不同模块之间质量和动量的交换。本文采用其低分辨率版本 T31_gx3v7。在低分辨率版本中, 大气模块垂直具有 26 层, 水平采用有限体积法, 分辨率为 $3.75^{\circ} \times 3.75^{\circ}$ 。陆地模块和大气模块的水平分辨率一致。海洋模块垂直具有 60 层, 水平纬向网格格

距为 3.6° , 水平经向网格格距不是均匀的: 在赤道附近, 格距为 0.6° , 逐渐向极增加, 在 35°N/S 附近达到最大格距 3.4° , 在更向极的纬度带又逐渐减小。海冰模块的水平格点和海洋模块一致。CESM 模式不采用通量调整。

2.2 试验设计

本文包含了一个基准试验和两个地形敏感性试验 (图 1)。基准试验又称为控制试验, 该试验采用真实的地形高度和海陆分布 (图 1a), CO_2 浓度采用工业革命前 1850 年的 285 ppm。控制试验的气候态在积分 2000 年后达到平衡 (Yang et al., 2015), 之后再积分 400 年用于与地形敏感性试验作对比分析。从控制试验第 2001 年起, 我们分别

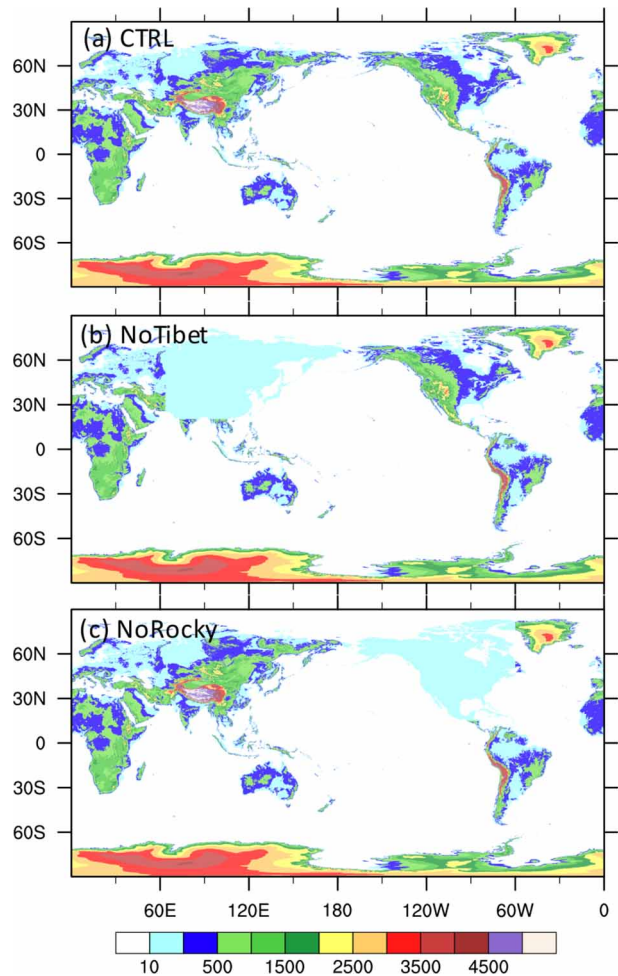


图 1 试验地形设置 (单位: m): (a) 控制试验; (b) 无青藏高原试验; (c) 无落基山脉试验

Fig. 1 Topographical configuration in model experiments (units: m): (a) Control simulation with realistic topography (CTRL); (b) experiment without the Tibetan Plateau (NoTibet); (c) experiment without the Rocky Mountains (NoRocky)

将青藏高原地区和落基山脉地区地形高度设置为 10 米并积分 400 年。这两个地形敏感性试验分别为无青藏高原试验和无落基山脉试验 (图 1b 和 c)。地形试验和控制试验相比, 只有地形高度被修改, 海陆分布、行星反照率和轨道参数等其他参数保持与控制试验一致。试验最后 100 年大气和海洋气候态基本达到准平衡态, 本文将这一时期用作后文的平衡态分析。

3 平衡态响应

3.1 ENSO 振幅的变化

落基山脉与青藏高原的存在都对 ENSO 变率的振幅有抑制作用, 青藏高原的影响远大于落基山脉的影响。图 2 展示了三个试验中 ENSO 变率的时间序列。作为对比, 1901~2000 年期间观测的海表温度异常 (SSTA) 也画在图 2 中 (Huang et al., 2015)。1982/83 以及 1997/98 年的强 El Niño 事件在观测资料中均有体现 (图 2a)。控制试验中 SSTA 的振幅和观测基本一致。控制试验中 Niño-3 区 SSTA 的标准差约为 0.6°C (图 2b 中黑线), 与观测的 0.65°C 基本一致 (图 2b 中绿线)。二者的一致性表明 CESM 模式对热带太平洋变率的模拟是可靠的。与控制试验相比, 移除落基山脉后 SSTA 的振幅略微增加, 其标准差约为 0.7°C , 比 CTRL 试验大了 0.1°C (图 2b 中蓝线), 增幅约为 15%。移除青藏高原后 SSTA 振幅变化非常显著, 约为 1°C , 比控制试验增强了近 60% (图 2b 中红线)。青藏高原大地形相比于落基山脉大地形对 ENSO 变率的影响更加显著。对 SSTA 的功率谱分析结果再一次验证了这一结论 (图 2c)。图 2c 也表明, 模式模拟的 ENSO 主周期为 2-4 年, 与观测结果一致。移除了青藏高原和落基山脉之后, ENSO 的主周期没有显著变化。因此, 本文着重探讨两大山脉对 ENSO 振幅的影响。

热带太平洋 SST 标准差 (σ) 的空间分布如图 3 所示。CESM 模式能够模拟到两个变率中心, 分别位于 120°W 和 180° (图 3a), 这与前人的研究结果类似 (Vega-Westhoff and Sriviver, 2017; Wen et al., 2020)。这两个中心分别代表东太平洋和中太平洋的 El Niño 事件 (Ashok et al., 2007; Guan and McPhaden, 2016)。去掉落基山脉后, ENSO 的变率在两个中心均略有增强, 最大值中心出现在热带东太平洋海域 (图 3c)。而去掉青藏高原之后,

热带太平洋 SST 标准差在整个中东太平洋均增强 (图 3b)。鉴于两个地形敏感性试验与控制试验相比, SST 标准差的最大异常值发生在热带中东太平洋区域, 后文将重点关注 Niño-3 区温度变率变化的机制。

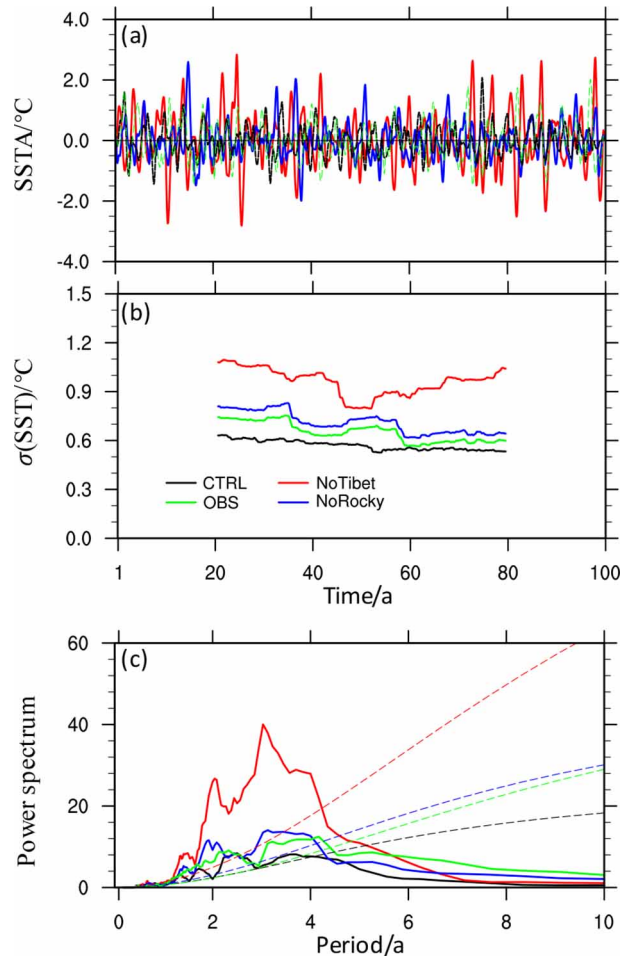


图 2 Niño-3 区域 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{W}$) 平均的 (a) SSTA 异常 (SSTA, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 及 (b) SSTA 标准差 (σ , 单位: $^{\circ}\text{C}$) 和 (c) 功率谱的时间序列。为了能清楚地呈现 ENSO 的信号, SSTA 已进行 5~85 月的带通滤波; (b) 中, σ 的计算选取了 41 年的滑动窗口, 分别计算每一个时间窗口的 SSTA 方差, 进而得到图中的时间序列;。图中绿实线、黑实线、红实线和蓝实线分别代表 ERSST 在 1901~2000 年间的观测结果、控制试验、无青藏高原试验和无落基山脉试验。图 (c) 中虚线代表对应试验 95% 的置信水平 Fig. 2 Time series of (a) SSTA anomalies (SSTA, units: $^{\circ}\text{C}$), (b) standard deviation of SSTA σ (SST, units: $^{\circ}\text{C}$), and (c) power spectrum of SSTA averaged over the Niño-3 region ($150^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{W}$, $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$). The SSTA field is smoothed with a 5–85-month band-pass filter. In (b), the σ (SST) field is smoothed with a sliding window of 41 years. In (a–c), the green, black, red, and blue curves represent data from ERSST observation (1901–2000), CTRL, NoTibet, and NoRocky experiments, respectively. In (c), the dashed curves represent 95% confidence levels

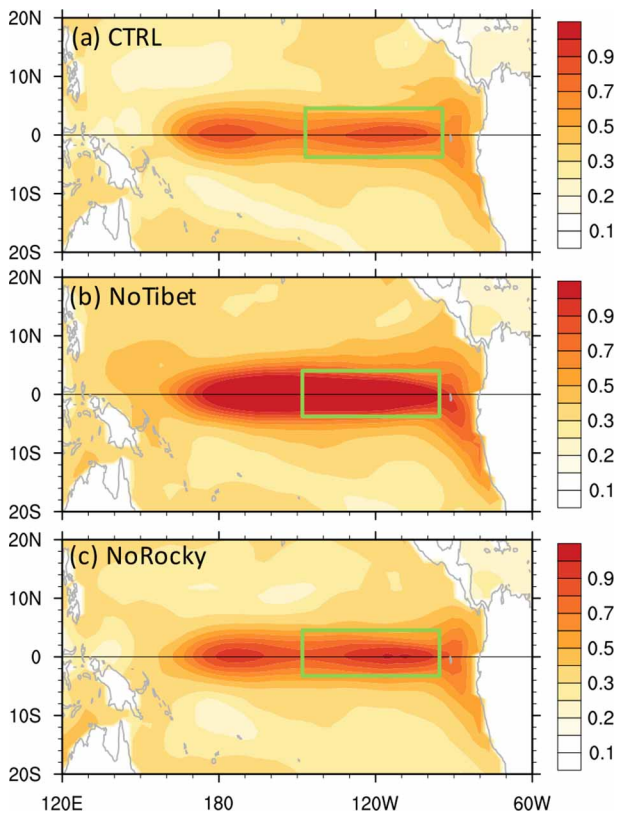


图3 准平衡态 SSTA 标准差 (单位: °C) 的空间分布: (a) 控制试验; (b) 无青藏高原试验; (c) 无落基山脉。绿框代表 Niño-3 区域

Fig. 3 Spatial patterns of the standard deviations of SSTA (units: °C) in the tropical Pacific: (a) CTRL experiment; (b) NoTibet experiment; (c) NoRocky experiment during quasi-equilibrium stage. The green box outlines the Niño-3 region

图4进一步展示了 Niño-3 区域 SSTA 的直方图分布。在观测和模式模拟中, SSTA 倾向于向正的极大值倾斜 (图4a和4b), 这表明极端 El Niño 事件发生的频次相对较高。去掉青藏高原或落基山脉后, SSTA 更加倾向于向极大值和极小值分布, 这表明 SSTA 变率增大, ENSO 事件发生的频次增加。而无青藏高原试验跟无落基山脉相比, ENSO 事件发生的频次将更高。

总的来说, 我们的模拟结果表明, 移除落基山脉之后, ENSO 变率略有增强, 移除青藏高原后, ENSO 变率显著增强。青藏高原对 ENSO 的影响要显著强于落基山脉对 ENSO 的影响。如前所述, ENSO 性质的变化与热带太平洋背景场紧密关联 (Collins et al., 2010; Cai et al., 2018)。为了理清青藏高原和落基山脉大地形对 ENSO 变率的影响机制, 下面将进一步分析热带太平洋背景场的变化。

3.2 平均气候态的变化

移除青藏高原和落基山脉后均会导致热带太平洋背景场发生改变。移除青藏高原后, 热带太平洋信风减弱, 出现西风异常。异常西风导致西太平洋的暖水向东回流, 造成 El Niño 型的海温异常分布 (图5a), 这一现象与前人的研究结果一致 (Su et al., 2018; Yang et al., 2020)。SST 和信风的变化表明大气 Walker 环流减弱, 这将抑制 ENSO 变率 (Vecchi and Soden, 2007), 因此我们认为本文中 ENSO 变率增强可能是海洋过程所致。此外, 青藏高原的移除能够导致热带太平洋水汽辐合, 海表得到更多的淡水, 从而减小该区域的盐度 (图5b)。热带太平洋海表温度和盐度的共同作用使该区域海水密度减小, 混合层变浅 (图5c), 层结增强 (图5d)。过去许多研究均表明, 热带太平洋上层海水层结增强有利于削弱海水的垂直混合过程, 即次表层的冷水更难进入到混合层, 从而有利于强 ENSO 的发生 (Carton, 1991; Kang et al., 2014)。此外, Im et al. (2015) 的研究也表明, 当热带太平洋混合层变浅, 海洋动力过程对表层风的敏感性会加强, 一系列的正反馈过程会导致强 El Niño 事件发生。后文的研究也将表明, 混合层深度变浅是导致无青藏高原试验中强 ENSO 变率的重要因素。受到表层海水温度变化的影响, 去掉青藏高原还将导致温跃层变平, 即产生西浅东深的温跃层深度异常 (图5d)。事实上, ENSO 振幅与温跃层深度之间存在稳健的关系, 这已经被许多研究所证实。例如, Zebiak and Cane (1987) 以及 Latif et al. (1993) 均指出, 热带太平洋东部温跃层变浅有利于 SST 局地模态的变化, 从而使 ENSO 变率发生改变。Philip and van Oldenborgh (2006) 的研究工作表明, 热带西太平洋温跃层变浅, 有利于增强 SST 对温跃层深度的敏感性。而 Kirtman and Schopf (1998), Barnett et al. (1999) 以及 Fedorov and Philander (2001) 的研究则表明热带东太平洋温跃层加深往往对应强的 ENSO 事件。本文后面的研究也将表明, 变平的温跃层将使 SST 对海表风应力的敏感性增加, 这也将有利于 ENSO 振幅增大。

移除落基山脉引起的热带太平洋背景场的变化表现出与移除青藏高原完全不一样的特征, 这是由大气环流的调整所致。图6a展示了无落基山脉试验中大气环流的响应。移除落基山脉之后, 在山脉

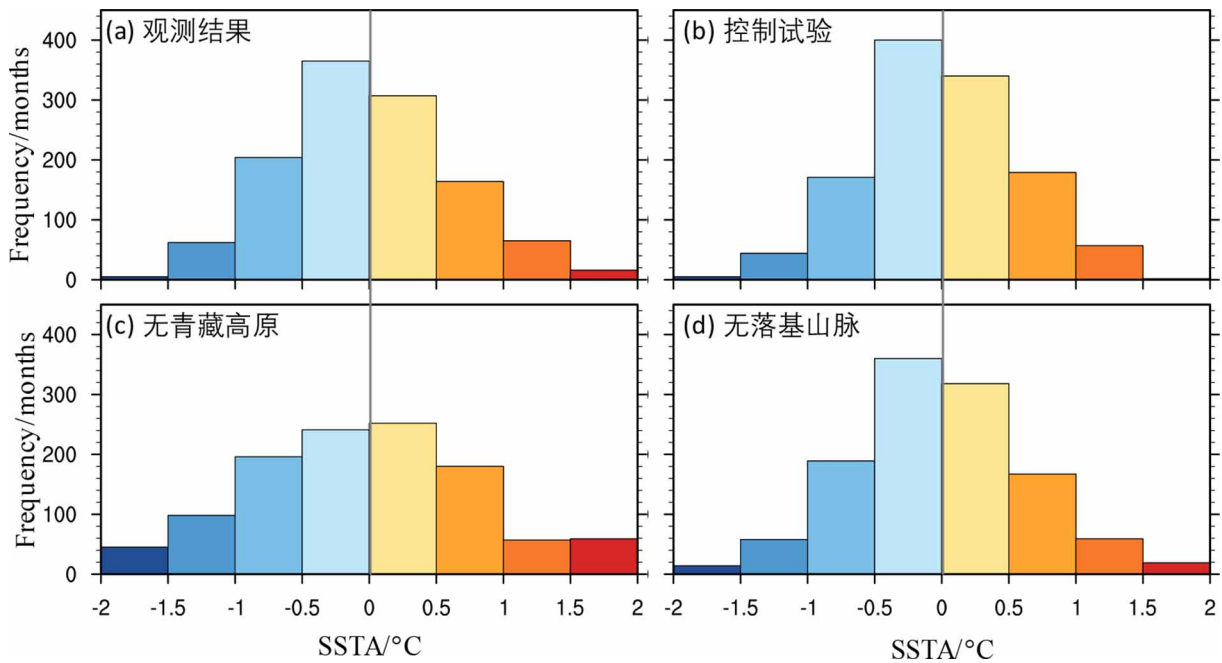


图4 准平衡态月数据求得的 Niño-3 区域 SSTA 的分布: (a) 观测结果; (b) 控制试验; (c) 无青藏高原试验; (d) 无落基山脉试验。SSTA 进行了 5~85 个月的带通滤波。按照李艳等 (2019) 的做法, 本文将每个月距平大于 1 定义为 El Niño 事件, 小与 1 定义为 La Niña 事件

Fig. 4 Distributions of SSTA in the Niño-3 region in (a) observation, (b) CTRL, (c) NoTibet, and (d) NoRocky experiments based on the monthly data during the quasi-equilibrium stage. The SSTA field is smoothed with a 5–85-month band-pass filter. The ENSO event represents the magnitude of SSTA larger than 1°C, following Li et al. (2019)

的西北侧和东南侧产生异常低压和高压系统, 形成围绕山脉的“偶极子”结构, 这与移除青藏高原的大气环流响应一致 [Yang and Wen (2020) 的 Fig. 10]。Valdes and Hoskins (1991) 早在 1991 年就指出, 纬向西风气流在水平偏转的影响下, 往往在地形的北部形成北风, 南部形成南风, 由于大气位涡守恒, 这会导致地形北部产生反气旋环流, 南部产生气旋性环流。去掉落基山脉之后, 纬向气流变得更加平直, 山脉北侧和南侧的气旋和反气旋环流也会随之减弱, 因此在落基山脉的西北部和东南部会形成异常气旋性环流 (低压) 和反气旋环流 (高压)。落基山脉南侧的高压向南延伸到赤道太平洋, 在赤道东太平洋造成东风异常。异常东风进一步将东太平洋表层暖水向西输送, 而赤道东太平洋次表层冷水则会继续上翻补充, 因此热带太平洋表现出类 La Niña 型的海温异常分布, 即西太平洋增暖, 东太平洋变冷, 这与无青藏高原试验结果完全相反 (图 5e 与 5a 相比)。此外, 落基山脉西北侧的低压也会向南延伸到热带西太平洋, 在热带西太平洋造成西风异常。因此, 无落基山脉试验中信风的变化较无青藏高原更加复杂: 在无落基山脉试验中,

西太平洋信风减弱, 东太平洋信风增强。风的变化导致水汽在热带中东太平洋辐散 (图 6b), 对应该地区降水减少, 盐度升高, 混合层深度加深 (图 5f 和 5g)。受到海表温度变化的影响, 无落基山脉试验中温跃层加深的位置较无青藏高原试验更加偏西 (图 5h)。鉴于热带太平洋混合层和温跃层在无落基山脉试验中表现出与在无青藏高原试验中不一样的变化特征, 其中对应 ENSO 的增强机制也会不同。

4 机制

为了搞清 ENSO 在移除青藏高原和落基山脉中振幅变化的机制, 本文将诊断温度变率方程各项的变化。该方程由 Yang and Zhang (2008) 首次提出:

$$\frac{\partial[\sigma^2(t)]}{\partial t} = \frac{2}{N-1} \sum_{t=-\frac{N}{2}}^{t+\frac{N}{2}} [(\bar{u}T'T'_x - u'T'\bar{T}_x - u'T'T'_x) + (-\bar{v}T'T'_y - v'T'\bar{T}_y - v'T'T'_y) + (-\bar{w}T'T'_z - w'T'\bar{T}_z - w'T'T'_z) + A_h T'T'_{xx} + A_h T'T'_{yy} + T'Q'_F + T'R'_E], \quad (1)$$

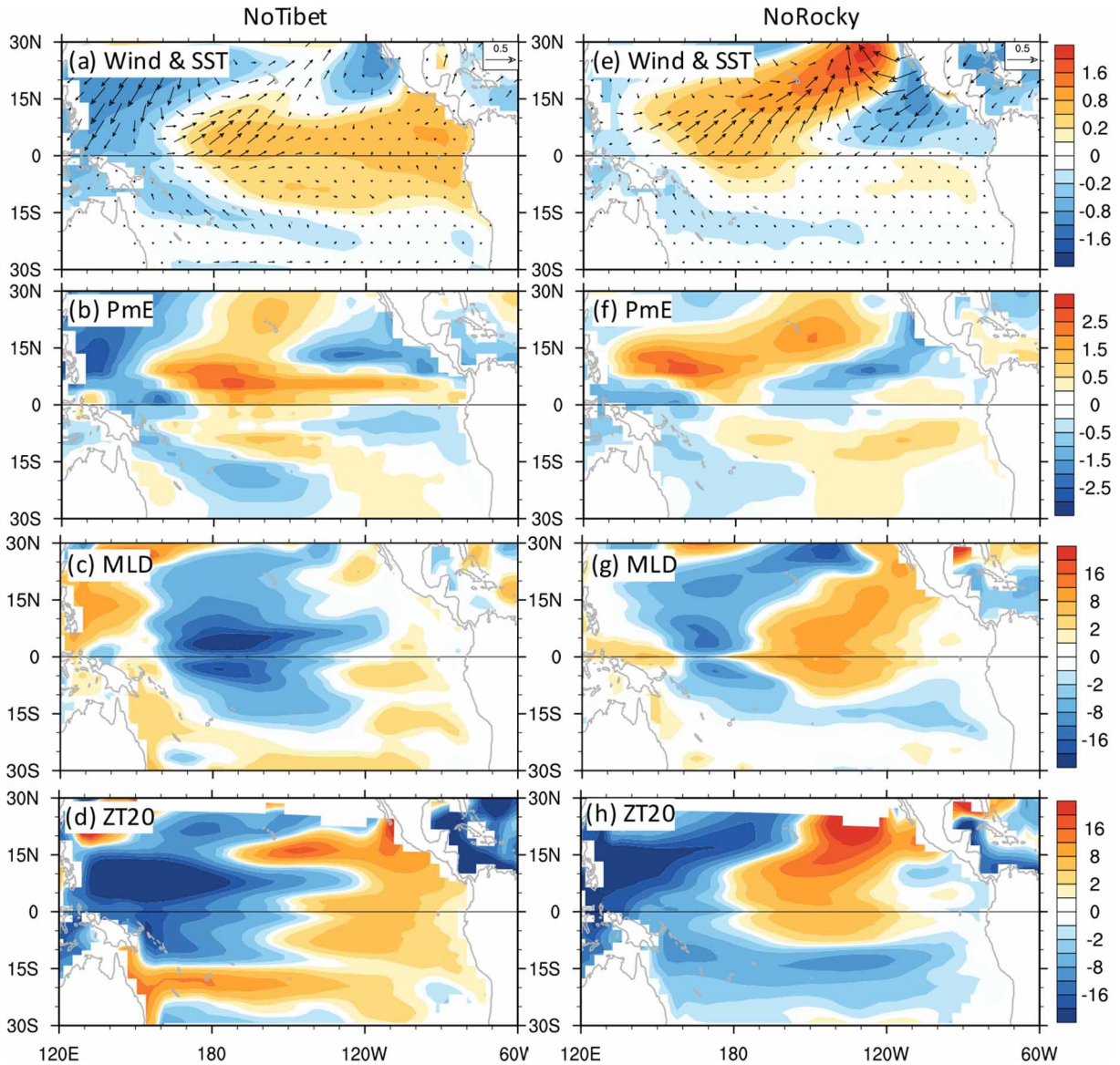


图5 准平衡态热带太平洋气候态的变化：(a, e) 海表风应力(箭头；单位： $10^{-5} \text{ N cm}^{-2}$)和海表温度(填色；单位： $^{\circ}\text{C}$)的变化；(b, f) 降水减去蒸发(单位： $10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)的变化；(c, g) 混合层深度(单位： m)的变化；(d, h) 温跃层深度(单位： m)的变化。(a-d) 无青藏高原试验的结果；(e-h) 无落基山脉试验的结果

Fig. 5 Quasi-equilibrium changes in the mean tropical climate: (a, e) SST (units: $^{\circ}\text{C}$) and surface wind stress (units: $10^{-5} \text{ N cm}^{-2}$); (b, f) precipitation minus evaporation (PmE, units: $10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$); (c, g) mixed layer depth (units: m); (d, h) thermocline depth (units: m). (a-d) NoTibet experiment; (e-h) NoRocky experiment

其中

$$\sigma^2(t) = \frac{1}{N-1} \sum_{t=-\frac{N}{2}}^{t+\frac{N}{2}} T'^2(t). \quad (2)$$

方程(1)代表在给定时间窗口下温度异常 的方差随时间的变化； N 代表时间窗口，本文将其设 为21年。上横线代表多年平均的气候态； T' 代表 温度异常， u' 、 v' 和 w' 代表海洋流场异常。 T'_x 、 T'_y

和 T'_z 代表温度异常的三维梯度，三者分别是向东、 向北和向上为正。 Q' 代表总的表面辐射通量异常， A_h 是扩散系数($4000\text{m}^2\text{s}^{-1}$)。 R'_E 是余项，包含了 垂直扩散项 $A_v T' T'_{zz}$ 。该项是通过 $\partial \sigma^2(t)/\partial t$ 减去其 他项得到的。方程(1)右边的前三项分别代表由 海水平均流与温度异常的梯度($-\bar{u} T' T'_x$ 、 $-\bar{v} T' T'_y$ 、 $-\bar{w} T' T'_z$)所引起的温度变率的变化、平均的温度 梯度与异常的海水流场($-u' T' \bar{T}_x$ 、 $-v' T' \bar{T}_y$ 、

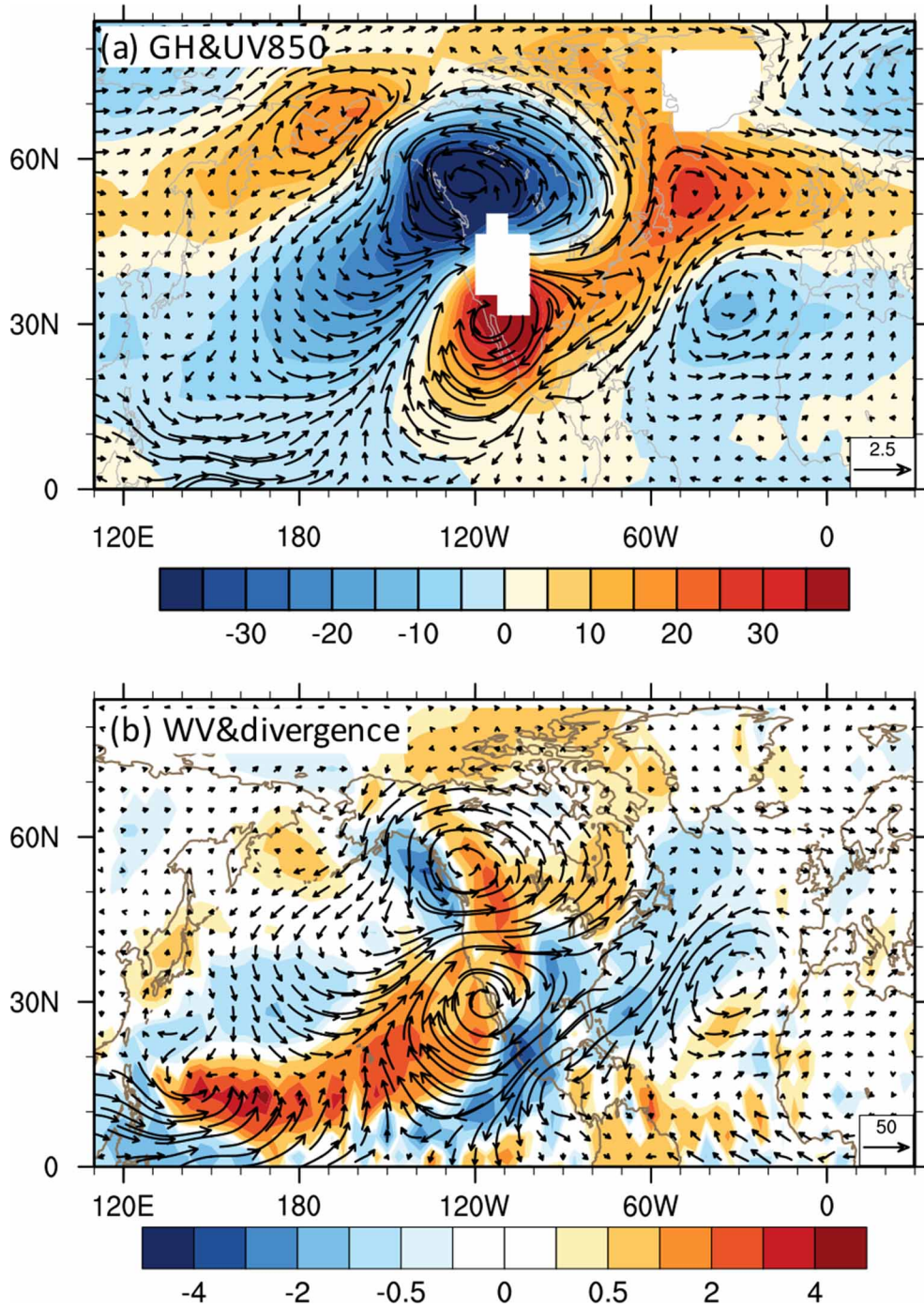


图6 准平衡态下无落基山脉试验中各物理场的变化: (a) 850 hPa 位势高度 (填色, 单位: m) 和风矢量 (箭头; 单位: m s^{-1}); (b) 垂直积分的水汽输送 (箭头; 单位: $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) 和辐合辐散 (填色; $-\rho_a \nabla \cdot \vec{v} q$; units: $10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$; 正值代表辐合, 负值代表辐散)

Fig. 6 Quasi-equilibrium changes in the NoRocky experiment: (a) Geopotential height (shading; units: m) and wind (vector; m/s) at 850 hPa; (b) vertical integrated moisture transport (vector; units: $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) and its convergence (shading; $-\rho_a \nabla \cdot \vec{v} q$; $10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$; positive for convergence while negative for divergence)

$-w'T'T'_z$) 引起的变化、以及异常的海水流场与异常的温度梯度 ($-u'T'T'_x$, $-v'T'T'_y$, $-w'T'T'_z$) 所引起的变化。方程 (1) 右边第四项和第五项则代表纬向和经向扩散所引起的变化。第六项为表面辐

射通量项, 该项的存在对 ENSO 振幅的增强总是起阻尼作用。最后一项是余项, 该项主要是垂直温度扩散的作用。

温度变率方程的优点在于, 不需要考虑温度改

变的符号，直接可以用来分析 ENSO 振幅改变的机制 (Yang and Zhang, 2008; Santoso et al., 2011; Guan and McPhaden, 2016)。通过分析温度变率方程各项的变化，我们可以明确 ENSO 变率变化的正负反馈机制。值得注意的是，本文所有关于温度变率方程的计算都应用于气候态的温跃层深度上。

4.1 ENSO 变率的不稳定因子

垂直平流项是温度变率变化中最重要的不稳定因素 (图 7 中的橙色线)，这与 Yang and Zhang (2008) 的结果一致。该项能够造成控制试验、无青藏高原试验和无落基山脉试验中 ENSO 振幅的不稳定增长。在控制试验的基础上移除青藏高原和落基山脉之后，垂直平流项所引起的温度变率显著增强，这是导致 ENSO 在两个地形敏感性试验中

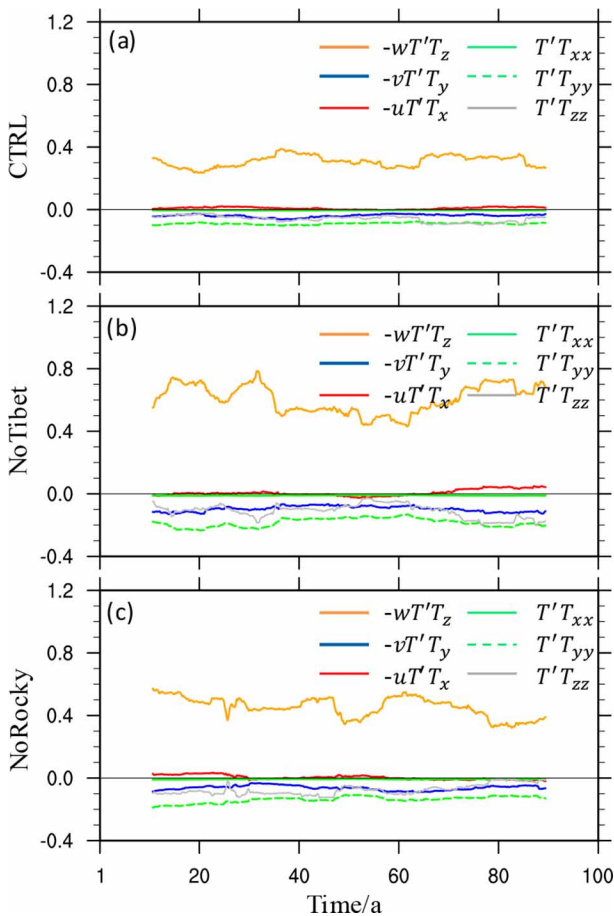


图 7 Niño-3 区域平均的温度变率方程各项的时间序列 (单位: $10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^2 \text{ s}^{-1}$)。 (a) 控制试验; (b) 无青藏高原试验; (c) 无落基山脉试验。每个变量采用了 21 年的滑动窗口平均

Fig. 7 Time evolution of the terms in the temperature variance equation (units: $10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^2 \text{ s}^{-1}$): (a) CTRL experiment; (b) NoTibet experiment; (c) NoRocky experiment. A 21-year sliding window has been applied to each curve

振幅加强的重要因素 (图 7b 和 c)。除垂直平流项外，温度变率方程的其他项均抑制 ENSO 振幅。其中，经向扩散项 ($A_h T' T'_{yy}$, 绿线)，经向平流项 ($-v T' T'_y$; 蓝实线) 和垂直扩散项 ($A_v T' T'_{yy}$, 灰实线) 的贡献最大。纬向平流项和纬向扩散过程对 ENSO 振幅变化的影响可忽略不计。

因为垂直平流项是引起 ENSO 变率增强的最重要因素，下面将重点探讨该项变化的成因。垂直平流项可以进一步分解为平均上升流加异常垂直温度梯度 ($-\bar{w} T' T'_z$)、异常上升流加平均垂直温度梯度 ($-w' T' \bar{T}_z$) 以及高阶非线性项 ($-w' T' T'_z$)。第一项是由非局地的风—温跃层反馈引起的，因此又被称为非局地项。该项在赤道东太平洋很重要 (Fedorov and Philander, 2001; Burgers and van Oldenborgh, 2003)。第二项是由局地的 SST—风相互作用引起的，又被称为局地项。该项在赤道中太平洋更加重要 (Burgers and van Oldenborgh, 2003)。非线性项的作用可忽略不计 (图 8a, d 和 g 中的灰线)。

局地项 ($-w' T' \bar{T}_z$) 和非局地项 ($-\bar{w} T' T'_z$) 对 ENSO 振幅的增加均有贡献，并且局地项的作用比非局地项的作用更大。局地项与平均温度垂直梯度 \bar{T}_z 和垂直热通量 $-w' T'$ 成正比。值得注意的是，因为热带太平洋层结总是上暖下冷，所以 \bar{T}_z 在热带太平洋总是为正。最终局地项的符号和幅度由 $-w' T'$ 决定 (图 8b)。对 $-w' T'$ 而言，尽管温度异常 T' (图 8b 中浅红线) 和垂直速度异常 w' (图 8b 中绿线) 在 0 值附近振荡，但他们的乘积在经过 5~85 年带通滤波和 21 年窗口滑动的处理之后，总是为正。正的垂直热通量也可认为是 Ekman 抽吸正反馈，该过程可以理解为：给定热带太平洋一个暖的温度扰动异常。该暖异常可以减弱信风，造成异常向下的海水运动 ($w' < 0$)。这一异常 Ekman 下沉运动又会抑制次表层冷水上翻，进而造成热带太平洋海表进一步升温 ($T' > 0$)。相反亦是如此。因此，在任何情况下， $-w' T'$ 均大于 0。也就是说，异常上升流或下沉流总是可以增强初始的 SST 扰动。进一步的分析表明， w' 和 T' 存在很强的负相关关系，前者的变化可超后者 2~3 个月，这与 Yang and Zhang (2008) 的结论一致。总的来说，局地项对 ENSO 变率的贡献是通过向上的扰动垂直热量输送过程来完成的。

非局地项 ($-\bar{w} T' T'_z$) 由平均上升流 \bar{w} 和 $-T' T'_z$ 决定。受到赤道东太平洋 Ekman 上升流的控制， \bar{w}

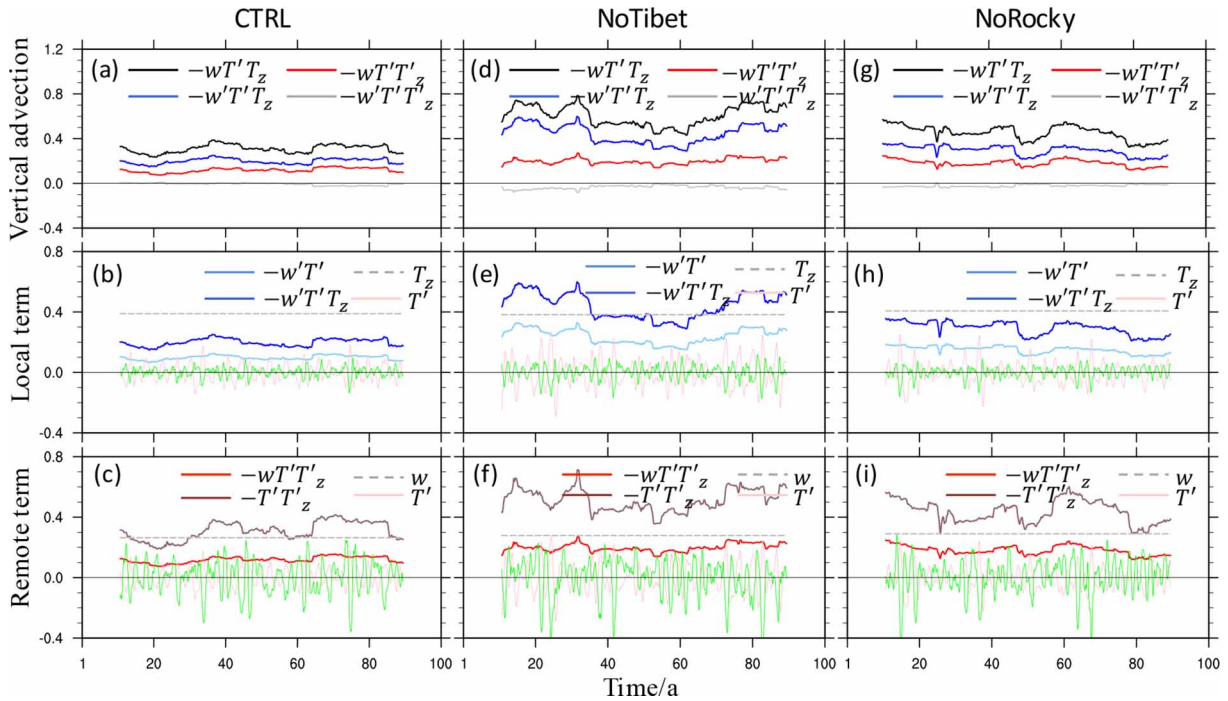


图 8 Niño-3 区域平均的垂直温度平流项分解后各个项的时间序列。左边是控制试验结果，中间是无青藏高原试验结果，右边是无落基山脉试验结果。(a, d, g) 代表控制试验中的垂直平流项，其中黑线、蓝线、红线和灰线分别代表温度变率方程中的垂直平流 ($-wT'_z$)、扰动的垂直上升流和平均温度梯度 ($-w'T'\bar{T}_z$)、平均垂直平流和扰动温度梯度 ($-\bar{w}T'T'_z$) 以及非线性项 ($-w'T'T'_z$)。(b, e, h) 代表局地项的贡献，其中浅蓝线、蓝线和虚灰线代表垂直热通量 ($-w'T'$)、扰动的垂直上升流和平均温度梯度 ($-w'T'\bar{T}_z$) 以及平均垂直温度梯度 (\bar{T}_z)，绿线和粉线代表 Ekman 抽吸异常 (w') 和温度异常 (T')。(c, f, i) 代表非局地项的贡献，其中褐线、虚灰线和红线代表 $-T'T'_z$ ，平均上升流 (\bar{w}) 以及平均上升流和扰动温度梯度 ($-\bar{w}T'T'_z$)，绿线和粉线代表扰动温度的垂直梯度 (T'_z) 和温度异常 (T')。图中每一项都经过了 21 年的滑动窗口滤波。(a, d, g) 各项的单位是 $10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^2 \text{ s}^{-1}$ ，(b, e, h, c, f, i) 各项乘以换算系数以便能放在一张图上。 w 和 T_z 的单位分别是 cm s^{-1} 和 $^\circ\text{C cm}^{-1}$ 。 \bar{w} 、 \bar{T}_z 、 $w'T'$ 、 $T'T'_z$ 、 T' 、 T'_z 和 w' 则分别乘以了 2×10^{-3} 、 10^{-2} 、 10^{-3} 、 10^{-3} 、 10 、 10^{-3} 和 10^{-3} 。

Fig. 8 Decomposition of the vertical temperature advection term averaged in the Niño-3 region over the thermocline for CTRL (left), NoTibet (middle), and NoRocky (right) experiments. (a, d, g) the black, blue, red, and grey lines represent the total vertical temperature advection ($-wT'_z$), perturbation upwelling of mean temperature gradient ($-w'T'\bar{T}_z$), mean upwelling of perturbation temperature gradient ($-\bar{w}T'T'_z$), and pure nonlinear term ($-w'T'T'_z$), respectively. (b, e, h) the light blue, blue, and dashed grey curves represent the vertical heat flux ($-w'T'$), perturbation upwelling of mean temperature gradient ($-w'T'\bar{T}_z$), and mean vertical temperature gradient (\bar{T}_z), respectively. The green and pink curves represent the Ekman pumping (w') and temperature (T') anomalies, respectively. (c, f, i) the dark red, dashed grey, and red curves represent $-T'T'_z$, mean upwelling (\bar{w}), and the mean upwelling of perturbation temperature gradient ($-\bar{w}T'T'_z$), respectively. The green and light red curves represent the vertical gradient of temperature anomaly (T'_z) and temperature anomaly (T'), respectively. A 21-year sliding window has been applied to each term. (a, d) the units are $10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^2 \text{ s}^{-1}$. (b, c, e, f) The terms are scaled by a factor of a certain constant such that they can be plotted in the same figure. The units of w and T_z are cm s^{-1} and $^\circ\text{C cm}^{-1}$, respectively. The real values of \bar{w} , \bar{T}_z , $w'T'$, $T'T'_z$, T' , T'_z , and w' are plotted after being multiplied by 2×10^{-3} , 10^{-2} , 10^{-3} , 10^{-3} , 10 , 10^{-3} , and 10^{-3} , respectively.

在该区域总是大于 0。因此， $-T'T'_z$ 决定了非局地项最终变化的符号。 $-T'T'_z$ 又可以写成 $-(T'^2/2)_z$ ，代表温度变率的垂直梯度。和非局地项一样， $-T'T'_z$ 也总是为正，这是由温跃层的正反馈引起的。假设在热带东太平洋有一个正的扰动温度异常（即 $T' > 0$ ），它可以减弱信风从而使温跃层变平。温跃层变平导致赤道东太平洋次表层海水异常升温，进而减弱垂直温度梯度 ($T'_z < 0$)。东太平洋次表层的暖水可以随着平均上升流被夹卷进入到表层，

放大初始的暖信号从而有利于 ENSO 变率的增长 ($-T'T'_z > 0$)。简单来说，非局地项对应了温跃层正反馈过程，其变化符号最终由 $-T'T'_z$ 决定。

4.2 温度变率方程各项的变化

移除青藏高原和落基山脉之后垂直平流项的变化是导致 ENSO 振幅变大的首要原因 (图 8)。移除青藏高原后，局地项几乎增加了 100%；移除落基山脉后，局地项增加了约 30%。如上文所说，两个敏感性试验中局地项的增加几乎都来自于垂直

热通量的增加。在移除青藏高原的试验中，垂直热通量增加了 100%；而在移除落基山脉的试验中，垂直热通量约增加 30%。平均的垂直温度梯度在两个敏感性试验中变化很小（图 9a）。除局地项外，非局地项也能导致 ENSO 振幅变大。移除青藏高原后，非局地项约增加 40%；而移除落基山脉后，非局地项约增加 30%。非局地项的增加主要是 $-T'T'_z$ 的贡献（图 9b）。因此，在移除青藏高原试验中，ENSO 变率增强主要是局地项的贡献，非局地项的作用次之；而在移除落基山脉试验中，局地项和非局地项的贡献同等作用。两个地形敏感性试验中 ENSO 的响应机制稍有不同，这是由热带太平洋平均气候态的不同响应造成的（图 5）。

局地项和非局地项与 ENSO 变率的超前/滞后相关也能反应二者对 ENSO 变率的增强作用（图 10）。Niño-3 区局地项的变化可以超前温度变率约 3 个月，最大相关系数高达 0.7（图 10a 中的蓝线）。局地项对温度变率的贡献几乎全部来源于垂直热通量（图 10a 中浅蓝线）。非局地项的变化可以超前温度变率约 2 个月，最大相关系数比局地项更小，约为 0.6（红线），这其中主要是 $-T'T'_z$ 的贡献。在无青藏高原和无落基山脉中，局地项和非局地项对 ENSO 变率的贡献亦是如此，只不过在无青藏高原试验中局地项的贡献远大于非局地项的贡献，而在无落基山脉的试验中二者贡献相当。我们进一步计算了三个试验中海表风场与温度异常之间的相

关关系。结果表明，局地 Ekman 上升流可超前局地温度变化 2~3 个月，最大相关系数为 -0.8（图 10b 中的黑线和灰线）。二者之间强的负相关关系使得二者的乘积总是有利于 ENSO 变率的不稳定增长。

总的来说，移除青藏高原或落基山脉之后，Ekman 抽吸正反馈和温跃层正反馈增强是导致 ENSO 变率增大的两个重要原因。在无青藏高原试验中，Ekman 抽吸正反馈的作用最为重要，温跃层反馈的作用次之；但在无落基山脉试验中，二者的作用相当。这两个反馈过程的变化与海洋对大气以及海水温跃层深度敏感性的变化密切相关。

4.3 热带太平洋海洋敏感性的变化

许多研究表明，温跃层增强能导致强 ENSO 事件发生（Timmermann et al., 1999; Meehl et al., 2001）。然而，本文的模式结果表明在无青藏高原和无落基山脉试验中温跃层过程的重要性是不同的：在无青藏高原试验中温跃层作用比 Ekman 抽吸作用弱很多，而在无落基山脉试验中温跃层过程和 Ekman 抽吸过程同等重要（图 9a 和 b）。假设初始的温度扰动是给定的常数（即 T' 为常数），那么，垂直热通量的作用取决于 $-w'$ ，而温跃层 $-T'T'_z$ 的作用取决于 $-T'_z$ 。这里我们按照 Jin et al. (2006) 和 Liu et al. (2014) 的做法计算了风应力扰动对 Niño-3 区温度扰动 T' 的敏感性 μ_a 以及 Ekman 抽吸 $-w'$ 对 Niño-3 区海表风应力异常的敏感性 β_w （更多

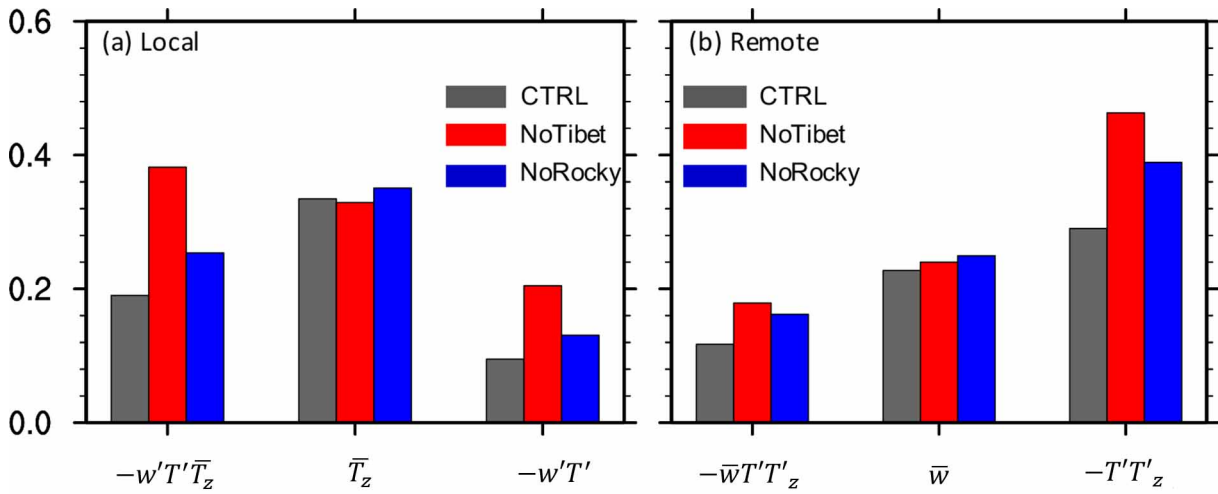


图 9 Niño-3 区域平均的垂直平流项的局地项贡献和非局地项贡献的柱状图分布：(a) 局地项及其三个子项；(b) 非局地项及其三个子项。各个项的单位和换算系数和图 8 一致

Fig. 9 Bar chart for the mean values of (a) the local term and its components and (b) the remote term and its components averaged in the Niño-3 region over the thermocline. The units and scale factors of these terms are the same as those in Fig. 8

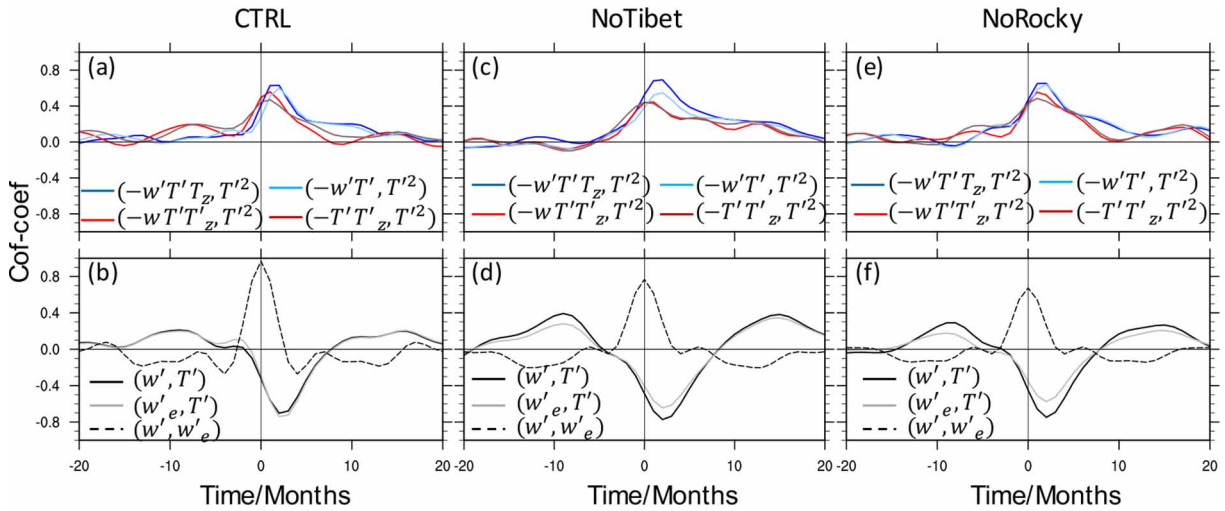


图 10 (a) 控制试验中 Niño-3 区域平均的温度变率与局地项 (蓝线)、垂直热通量项 (浅蓝线)、非局地项 (红线) 以及 $-T'T'_z$ (深红线) 的超前滞后相关 (横坐标代表超前/滞后时间, 正值代表温度变率滞后于其他变量)。(b) 控制试验中 Niño-3 区域平均的温度异常 (T')、海水垂直上升流 (w') 和 Ekman 抽吸 (w'_e) 之间的超前滞后相关 (黑线、灰线和虚黑线分别代表 w' 和 T' 之间、 w'_e 和 T' 之间的相关系数, 以及 w' 和 w'_e 之间的相关系数。正值代表 T' 滞后于 w' , T' 滞后于 w'_e , 以及 w'_e 滞后于 w')。(c, d) 无青藏高原试验的结果; (e, f) 无落基山脉试验的结果

Fig. 10 (a) Lagged correlations between the temperature variability and local term (blue), between the temperature variability and vertical heat flux (light sky blue), and between the vertical remote term (red) and $-T'T'_z$ (dark red) in the Niño-3 region in Real. A positive month means temperature variability lags the other terms. (b) Lagged correlations among the anomalous temperature (T'), upwelling (w'), and Ekman pumping (w'_e) over the thermocline in the Niño-3 region in Real. The black, grey, and dashed black curves represent the correlations between w' and T' , between w'_e and T' , and between w' and w'_e , respectively. A positive month means the time that T' lags w' , T' lags w'_e , and w'_e lags w' . (c) and (d) are the same as (a) and (b), except for the NoTibet experiment. (e) and (f) are the same as (a) and (b), except for the NoRocky experiment

计算细节也可以参考 Wen et al. (2020)。

图 11 展示了风应力敏感度 μ_a 以及 Ekman 抽吸敏感度 β_w 的空间分布。正的 μ_a 代表 Niño-3 区域暖 (冷) 海温异常能激发西风 (东风) 异常。在控制试验中, 正的 μ_a 主要出现在热带太平洋中西部 (图 11a), 对应向下的 Kelvin 波动 (Capotondi et al., 2006; Naiman et al., 2017)。移除青藏高原之后, 风应力敏感度的正值向东移动 (图 11b), 说明大气的对流中心东移。大气对流中心东移也可以从图 5a 中海温的变化体现出来。移除青藏高原之后赤道太平洋出现了 El Niño 型的海温异常, 东太平洋异常增暖有利于大气对流中心向东移动。风应力敏感度和大气对流中心的对应关系在前人的工作中均有研究 (Guilyardi et al., 2009; Kim and Jin, 2011; Lübbecke and McPhaden, 2014)。风应力敏感度正值的向东移动使得热带中东太平洋出现 μ_a 的正异常 (图 11b), 导致 $-w'$ 和 $-T'_z$ 的增大, 从而使 ENSO 变率加强。在移除落基山脉的试验中也是如此, 只不过 μ_a 在赤道中东太平洋增加的幅度和范围比移除青藏高原的更小, 这是因为移除落基山脉引起的赤

道中太平洋增暖区域和幅度比移除青藏高原弱很多 (图 5e)。

Ekman 抽吸敏感度 β_w 的变化可以通过控制 $-w'$ 的强度从而影响 ENSO 的变率。图 11d-f 展示了控制试验中 β_w 的空间分布及其在无青藏高原和无落基山脉试验中的变化。在控制试验中, β_w 在赤道太平洋的大部分区域为正, 说明西风 (东风) 异常可激发出向下 (向上) 的海水流动 (图 11d)。移除青藏高原之后, β_w 在赤道太平洋的大部分区域均表现出正异常 (图 11e), 这是因为受海表盐度降低的影响, 混合层深度变浅 (图 5c)。更浅的混合层深度可以增强次表层海水对海表风场的感应能力 (Philip and van Oldenborgh, 2006; Kim and Jin, 2011), 从而使 β_w 增大。但是在移除落基山脉的试验中, 由于混合层在 Niño-3 区域反而加深, 导致 β_w 在该区域的变化非常微弱, 对 $-w'$ 的影响可忽略不计。

综上所述, 局地项归根结底受到海表风应力敏感性系数和 Ekman 抽吸敏感性系数的影响。在移除青藏高原的试验中, 热带中东太平洋增暖使

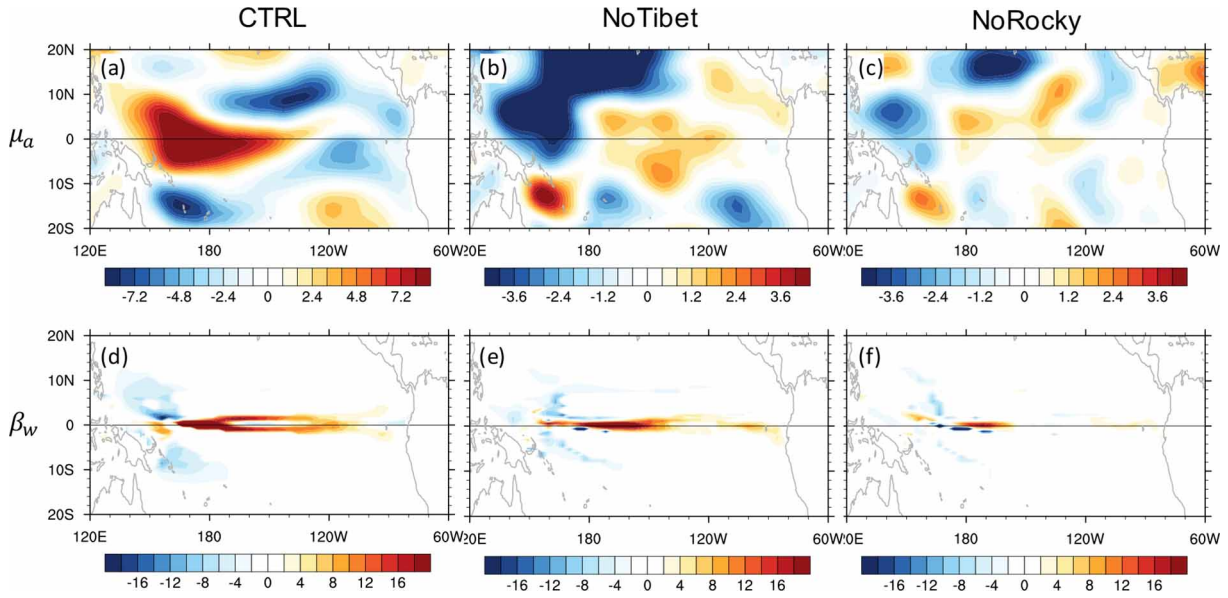


图 11 (a) 控制试验中海表风应力对 Niño-3 区海温异常的敏感性 (μ_a , 单位: $10^{-3}\text{Nm}^{-2}\text{°C}^{-1}$); (b) 无青藏高原试验与控制试验 μ_a 的差异; (c) 无落基山脉试验与控制试验 μ_a 的差异; (d) 控制试验中温跃层深度上海水垂直速度异常对 Niño-3 区海表风应力异常的敏感性 (β_w , 单位: $10^{-5}\text{m s}^{-1}\text{N}^{-1}\text{m}^{-2}$); (e) 无青藏高原与控制试验 β_w 的差异; (f) 无落基山脉与控制试验 β_w 的差异

Fig. 11 Spatial patterns of regression coefficients between the surface wind stress anomalies and the Niño-3 SSTA (μ_a , units: $10^{-3}\text{N m}^{-2}\text{°C}^{-1}$) in (a) CTRL, (b) μ_a difference between the NoTibet and CTRL experiments, and (c) μ_a difference between the NoRocky and CTRL experiments. (d-f) the same as (a-c), except for the regression coefficient between the anomalous upwelling velocity averaged at the thermocline depth and the surface wind stress anomalies averaged over the Niño-3 region (β_w , units: $10^{-5}\text{m s}^{-1}\text{N}^{-1}\text{m}^{-2}$)

Niño-3 区域风应力敏感性增大, 同时由降水增多导致的混合层变浅使 Ekman 抽吸敏感性也增大, 二者共同作用使局地项增加的非常多。然而, 在无落基山脉的情景下, 热带中太平洋有微弱的增温, 这导致风应力敏感性在 Niño-3 区稍有增大。但是在该试验中, 混合层变深, Ekman 抽吸敏感性变化很小。SST 和混合层的变化导致局地项在无落基山脉试验中增加的幅度明显小于其在无青藏高原试验中增加的幅度。

对温跃层过程而言, 无青藏高原和无落基山脉试验中东太平洋 $-T'_z$ 的增加还受到温跃层倾斜度对纬向风异常的敏感性的影响 (这里记为 β_h)。移除青藏高原之后, β_h 增大, 这有利于 ENSO 变率的提高 (图略)。Kim et al. (2014) 的研究结果表明, β_h 的大小是随着温跃层倾斜度的气候态而变化的: 当温跃层越平 (即西浅东深), β_h 增大, 反之亦然。本文的结果也验证了这一观点。在现代世界地形的基础上移除青藏高原或落基山脉, 均会造成温跃层西浅东深的深度异常。变平的温跃层进而导致 β_h 增大和 ENSO 变率增强。此外, Clarke et al. (2007) 以及 Lübbecke and McPhaden (2014) 的工作还表

明, 当由 ENSO 引起的海表风应力异常的最大值向东移动, 温跃层倾斜度对海表风应力的敏感度也将增加。本文移除地形之后, 海表风应力敏感度东移, 这也可以用于解释 β_h 增大。由于在无青藏高原试验中, μ_a 和 β_h 增大的幅度比其在无落基山脉试验中增大的幅度更大, 因此非局地项的贡献在无青藏高原试验中也比在无落基山脉试验中贡献得更多。

总的来说, 移除青藏高原或落基山脉均会导致海洋的 Ekman 抽吸反馈和温跃层反馈加强, 从而使 ENSO 变率增强。ENSO 变率对地形的响应与热带太平洋背景场, 如信风、温跃层深度和上层海水层结稳定度, 密切相关。

5 结论和讨论

本文利用全耦合气候模式分析了移除青藏高原和落基山脉后 ENSO 的响应, 结果表明, 移除两大山脉后 ENSO 变率均增强, 但 ENSO 变率在无青藏高原比无落基山脉情景下增强的更多, 对应的机制也不尽相同。移除青藏高原导致热带太平洋信风减弱, 温跃层变平。信风减弱造成热带太平洋 El Niño 型的海温分布, 这进一步使大气深对流中

心东移, 中东太平洋混合层变浅。移除落基山脉后热带太平洋气候态的响应表现出与无青藏高原不一样的特征。在无落基山脉情景下, 热带太平洋产生类 La Niña 型的海温分布, 中东太平洋混合层变深。但是在两个敏感性试验中, 热带太平洋温跃层均变平。本文进一步通过温度变率方程分析了移除地形后 ENSO 变率增强的原因, 结果表明: 在移除青藏高原和落基山脉后, 由海温变化所引起的大气深对流中心东移以及温跃层变平, 通过控制风应力敏感度的大小以及温跃层反馈的强度导致局地项和非局地项增加, 这是导致 ENSO 变率增强的首要因素。此外, 在移除青藏高原的情景下, 热带太平洋混合层变浅使海洋 Ekman 抽吸敏感性幅度增强, 这进一步导致 ENSO 变率增强。然而, 在无落基山脉情景下, 由于热带太平洋混合层加深, Ekman 抽吸敏感性没有增强, 因而 ENSO 变率增强的幅度比在无青藏高原情景下更小。本文采用温度变率方程定量分析了海洋动力过程在 ENSO 变率变化中的作用, 并着重强调了垂直平流项的重要性。本文的研究思路和前人有很大的不同。

观测和气候模式模拟均表明在始新世 (5500~3500 万年前), 也就是青藏高原还没有抬升的时期, ENSO 的振幅比现代气候更强 (Huber and Caballero, 2003)。本文也验证了这一结果, 即在无青藏高原的情景下, ENSO 振幅更强。然而, 落基山脉早在 4500 万年就已经抬升到现代高度, 在古气候中落基山脉抬升之前 ENSO 振幅是否会比其抬升之后更强还没有记录。但本文的结果表明, 落基山脉的抬升也会抑制 ENSO 变率。尽管本文采用高度理想化的试验设置, 但试验结果能使我们清楚地看到青藏高原和落基山脉抬升影响 ENSO 变率的过程和机制, 帮助理解始新世以来 ENSO 振幅的变化过程。

本文的结论在一定程度上受到模式分辨率的限制。热带海洋垂直分辨率不足会导致更强的上升流, 从而产生更强的 ENSO 变率 (Meehl et al., 2001)。模式试验设计也会影响我们的结论。青藏高原的抬升经历了几百万年的历史, 这期间大气 CO₂ 的浓度以及陆地冰盖的面积都变化很大 (Kürschner et al., 2008), 这都会影响 ENSO 变率。此外, 模式的模拟偏差也会影响 ENSO 变率的模拟。如 CESM 模拟的 El Niño 事件和 La Niña 事件呈对称分布, 这跟观测结果很不一样。这一差别可能与模式中西

风爆发 (Levine et al., 2016), 信风 (Zhang and Sun, 2014), 以及大气对流、海气相互作用 (Guilyardi et al., 2009; Sun et al., 2016) 等非线性过程的模拟偏差有关。另外, CESM 模拟的热带海温变率较观测更偏西, 这会导致信风向西偏移, 从而影响 ENSO 机制变化的准确性。并且, 本文没有讨论山脉力矩对 ENSO 的作用。已有的研究表明, 当 El Niño 事件发生时, 热带太平洋东西部的气压梯度异常会减少山脉力矩, 从而减小了地球角动量以及地球的自转速度, 进而影响热带太平洋的物理场分布 (Stefanick, 1982; Wolf and Smith, 1987; 钱维宏和丑纪范, 1996)。本文移除高大山脉后, 山脉力矩随之减弱, 这也将影响大气运动从而导致 ENSO 频次的改变。本文旨在通过理想化的数值试验, 探索单纯由青藏高原抬升或落基山脉抬升引起的 ENSO 振幅的变化, 这些结果对理解古气候时期 ENSO 的演化有一定参考意义。

参考文献 (References)

- Abe M, Yasunari T, Kitoh A. 2004. Effects of large-scale orography on the coupled atmosphere-ocean system in the tropical Indian and Pacific Oceans in boreal summer [J]. *J. Meteor. Soc. Japan. Ser. II*, 82(2): 745-759. doi:10.2151/jmsj.2004.745
- Ashok K, Behera S K, Rao S A, et al. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection [J]. *J. Geophys. Res.: Oceans*, 112(C11): C11007. doi:10.1029/2006JC003798
- Barnett T P, Pierce D W, Latif M, et al. 1999. Interdecadal interactions between the tropics and midlatitudes in the Pacific basin [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 26(5): 615-618. doi:10.1029/1999GL900042
- Burgers G, van Oldenborgh G J. 2003. On the impact of local feedbacks in the central Pacific on the ENSO cycle [J]. *J. Climate*, 16(14): 2396-2407. doi:10.1175/2766.1
- Cai W J, Wang G J, Dewitte B, et al. 2018. Increased variability of eastern Pacific El Niño under greenhouse warming [J]. *Nature*, 564(7735): 201-206. doi:10.1038/s41586-018-0776-9
- Capotondi A, Wittenberg A, Masina S. 2006. Spatial and temporal structure of tropical Pacific interannual variability in 20th century coupled simulations [J]. *Ocean Modelling*, 15(3-4): 274-298. doi:10.1016/j.ocemod.2006.02.004
- Carton J A. 1991. Effect of seasonal surface freshwater flux on sea surface temperature in the tropical Atlantic Ocean [J]. *J. Geophys. Res.: Oceans*, 96(C7): 12593-12598. doi:10.1029/91JC01256
- Chen L, Yu YQ, Sun DZ. 2013. Cloud and water vapor feedbacks to the El Niño warming: Are they still biased in CMIP5 models [J]. *J. Climate*, 26(14): 4947-4961. doi:10.1175/JCLI-D-12-00575.1
- Clarke A J, Van Gorder S, Colantuono G. 2007. Wind stress curl and ENSO discharge/recharge in the equatorial Pacific [J]. *J. Phys.*

- Oceanogr.*, 37(4): 1077–1091. doi:10.1175/JPO3035.1
- Collins M, An S I, Cai W J, et al. 2010. The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño [J]. *Nat. Geosci.*, 3(6): 391–397. doi:10.1038/ngeo868
- Deser C, Phillips A S, Tomas R A, et al. 2012. ENSO and Pacific decadal variability in the community climate system model version 4 [J]. *J. Climate*, 25(8): 2622–2651. doi:10.1175/JCLI-D-11-00301.1
- Fallah B, Cubasch U, Prömmel K, et al. 2016. A numerical model study on the behaviour of Asian summer monsoon and AMOC due to orographic forcing of Tibetan Plateau [J]. *Climate Dyn.*, 47(5): 1485–1495. doi:10.1007/s00382-015-2914-5
- Fedorov A V, Philander S G. 2000. Is El Niño changing? [J]. *Science*, 288 5473): 1997–2002. doi:10.1126/science.288.5473.1997
- Fedorov A V, Philander S G. 2001. A stability analysis of tropical ocean–atmosphere interactions: Bridging measurements and theory for El Niño [J]. *J. Climate*, 14(14): 3086–3101. doi:10.1175/1520-0442(2001)014<3086:ASAOTO>2.0.CO;2
- Feng R, Poulsen C J. 2014. Andean elevation control on tropical Pacific climate and ENSO [J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 29(8): 795–809. doi:10.1002/2014PA002640
- Gent P R, Danabasoglu G, Donner L J, et al. 2011. The community climate system model version 4 [J]. *J. Climate*, 24(19): 4973–4991. doi:10.1175/2011JCLI4083.1
- Guan C, McPhaden M J. 2016. Ocean processes affecting the twenty-first-century shift in ENSO SST variability [J]. *J. Climate*, 29(19): 6861–6879. doi:10.1175/JCLI-D-15-0870.1
- Guilyardi E. 2006. El Niño-mean state-seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble [J]. *Climate Dyn.*, 26(4): 329–348. doi:10.1007/s00382-005-0084-6
- Guilyardi E, Braconnot P, Jin F F, et al. 2009. Atmosphere feedbacks during ENSO in a coupled GCM with a modified atmospheric convection scheme [J]. *J. Climate*, 22(21): 5698–5718. doi:10.1175/2009JCLI2815.1
- Huang B Y, Banzon V F, Freeman E, et al. 2015. Extended reconstructed sea surface temperature version 4 (ERSST. v4). Part I: Upgrades and intercomparisons [J]. *J. Climate*, 28(3): 911–930. doi:10.1175/JCLI-D-14-00006.1
- Huber M, Caballero R. 2003. Eocene El Niño: Evidence for robust tropical dynamics in the “Hothouse” [J]. *Science*, 299(5608): 877–881. doi:10.1126/science.1078766
- Hunke E C, Lipscomb W H. 2010. CICE: The Los Alamos Sea Ice Model, documentation and software user’s manual, version 4.1. Version 4.0. LA-CC-06-012, Los Alamos National Laboratory Im S H, An S I, Kim S T, et al. 2015. Feedback processes responsible for El Niño–La Niña amplitude asymmetry [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 42(13): 5556–5563. doi:10.1002/2015GL064853
- Jiang R, Yang H J. 2021. Roles of the Rocky Mountains in the Atlantic and Pacific meridional overturning circulations [J]. *J. Climate*, 34(16): 6691–6703. doi:10.1175/JCLI-D-20-0819.1
- Jin F F, Kim S T, Bejarano L. 2006. A coupled-stability index for ENSO [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33(23): L23708. doi:10.1029/2006GL027221
- Kang X B, Huang R H, Wang Z G, et al. 2014. Sensitivity of ENSO variability to Pacific freshwater flux adjustment in the Community Earth System Model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 31(5): 1009–1021. doi:10.1007/s00376-014-3232-2
- Kim S T, Jin F F. 2011. An ENSO stability analysis. Part II: Results from the twentieth and twenty-first century simulations of the CMIP3 models [J]. *Climate Dyn.*, 36(7): 1609–1627. doi:10.1007/s00382-010-0872-5
- Kim S T, Cai W J, Jin F F, et al. 2014. Response of El Niño sea surface temperature variability to greenhouse warming [J]. *Nat. Climate Change*, 4(9): 786–790. doi:10.1038/nclimate2326
- Kirtman B P, Schopf P S. 1998. Decadal variability in ENSO predictability and prediction [J]. *J. Climate*, 11(11): 2804–2822. doi:10.1175/1520-0442(1998)011<2804:DVIEPA>2.0.CO;2
- Kitoh A. 1997. Mountain uplift and surface temperature changes [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 24(2): 185–188. doi:10.1029/96GL03953
- Kittel T G F, Thornton P E, Royle J A, et al. 2002. Climates of the Rocky mountains: Historical and future patterns [M]/Baron J S. Rocky Mountain Futures: An Ecological Perspective. Washington: Island Press, 59–92. doi:10.13140/RG.2.1.1683.0487
- Knutson T R, Manabe S, Gu D F. 1997. Simulated ENSO in a global coupled ocean–atmosphere model: Multidecadal amplitude modulation and CO₂ sensitivity [J]. *J. Climate*, 10(1): 138–161. doi:10.1175/1520-0442(1997)010<0138:SEIAGC>2.0.CO;2
- Kürschner W M, Kvaček Z, Dilcher D L. 2008. The impact of Miocene atmospheric carbon dioxide fluctuations on climate and the evolution of terrestrial ecosystems [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 105(2): 449–453. doi:10.1073/pnas.0708588105
- Latif M, Sterl A, Maier-Reimer E, et al. 1993. Structure and predictability of the El Niño/Southern Oscillation phenomenon in a coupled ocean-atmosphere general circulation model [J]. *J. Climate*, 6(4): 700–708. doi:10.1175/1520-0442(1993)006<0700:SAPOTE>2.0.CO;2
- Lawrence D M, Oleson K W, Flanner M G, et al. 2012. The CCSM4 land simulation, 1850–2005: Assessment of surface climate and new capabilities [J]. *J. Climate*, 25(7): 2240–2260. doi:10.1175/JCLI-D-11-00103.1
- Levine A, Jin F F, McPhaden M J. 2016. Extreme noise-extreme El Niño: How state-dependent noise forcing creates El Niño–La Niña asymmetry [J]. *J. Climate*, 29(15): 5483–5499. doi:10.1175/JCLI-D-16-0091.1
- Li T M, Hogan T F. 1999. The role of the annual-mean climate on seasonal and interannual variability of the tropical Pacific in a coupled GCM [J]. *J. Climate*, 12(3): 780–792. doi:10.1175/1520-0442(1999)012<0780:TROTAM>2.0.CO;2
- 李艳, 马百胜, 杨宣. 2019. 两类 ENSO 事件对中国东部地区极端降水的影响 [J]. *长江流域资源与环境*, 28(2): 469–482. Li Yan, Ma Baisheng, Yang Xuan. 2019. Impact of two types of ENSO events on the extreme precipitation in eastern China [J]. *Resources and Environment in the Yangtze Basin* (in Chinese), 28(2): 469–482. doi:10.11870/cjlyzyyhj201902023

- Liu Z Y, Lu Z Y, Wen X Y, et al. 2014. Evolution and forcing mechanisms of El Niño over the past 21, 000 years [J]. *Nature*, 515(7528): 550–553. doi:10.1038/nature13963
- Lübbecke J F, McPhaden M J. 2014. Assessing the twenty-first-century shift in ENSO variability in terms of the Bjerknes stability index [J]. *J. Climate*, 27(7): 2577–2587. doi:10.1175/JCLI-D-13-00438.1
- Maffre P, Ladant J B, Donnadieu Y, et al. 2017. The influence of orography on modern ocean circulation [J]. *Climate Dyn.*, 50(3): 1277–1289. doi:10.1007/s00382-017-3683-0
- Meehl G A, Arblaster J M. 1998. The Asian–Australian monsoon and El Niño–Southern Oscillation in the NCAR climate system model [J]. *J. Climate*, 11(6): 1356–1385. doi:10.1175/1520-0442(1998)011<1356:TAAMAE>2.0.CO;2
- Meehl G A, Gent P R, Arblaster J M, et al. 2001. Factors that affect the amplitude of El Niño in global coupled climate models [J]. *Climate Dyn.*, 17(7): 515–526. doi:10.1007/PL00007929
- Naiman Z, Goodman P J, Krasting J P, et al. 2017. Impact of mountains on tropical circulation in two earth system models [J]. *J. Climate*, 30(11): 4149–4163. doi:10.1175/JCLI-D-16-0512.1
- Park S, Bretherton C S, Rasch P J. 2014. Integrating cloud processes in the community atmosphere model, version 5 [J]. *J. Climate*, 27(18): 6821–6856. doi:10.1175/JCLI-D-14-00087.1
- Philip S, van Oldenborgh G J. 2006. Shifts in ENSO coupling processes under global warming [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33(11): L11704. doi:10.1029/2006GL026196
- 钱维宏, 丑纪范. 1996. 地气角动量交换与 ENSO 循环 [J]. *中国科学 (D 辑)*, 26(1): 80–86. Qian Weihong, Chou Jifan. 1996. Atmosphere–earth angular momentum exchange and ENSO cycle [J]. *Science in China (Series D)*, (2): 215–224.
- Santoso A, Cai W, England M H, et al. 2011. The role of the Indonesian throughflow on ENSO dynamics in a coupled climate model [J]. *J. Climate*, 24(3): 585–601. doi:10.1175/2010JCLI3745.1
- Schmittner A, Silva T A M, Fraedrich K, et al. 2011. Effects of mountains and ice sheets on global ocean circulation [J]. *J. Climate*, 24(11): 2814–2829. doi:10.1175/2010JCLI3982.1
- Sinha B, Blaker A T, Hirschi J J M, et al. 2012. Mountain ranges favour vigorous Atlantic meridional overturning [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 39(2): L02705. doi:10.1029/2011GL050485
- Smith R S, Gregory J M. 2009. A study of the sensitivity of ocean overturning circulation and climate to freshwater input in different regions of the North Atlantic [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 36(15): L15701. doi:10.1029/2009GL038607
- Stefanick M. 1982. Interannual atmospheric angular momentum variability 1963–1973 and the Southern Oscillation [J]. *J. Geophys. Res. :Oceans*, 87(C1): 428–432. doi:10.1029/JC087iC01p00428
- Su B H, Jiang D B, Zhang R, et al. 2018. Intensified Atlantic vs. weakened Pacific meridional overturning circulations in response to Tibetan Plateau uplift [J]. *Climate Past Discuss.*: 1–27. doi:10.5194/cp-2017-110
- Sun Y, Wang F, Sun D Z. 2016. Weak ENSO asymmetry due to weak nonlinear air–sea interaction in CMIP5 climate models [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 33(3): 352–364. doi:10.1007/s00376-015-5018-6
- Tett S. 1995. Simulation of El Niño–Southern oscillation-like variability in a global AOGCM and its response to CO₂ increase [J]. *J. Climate*, 8(6): 1473–1502. doi:10.1175/1520-0442(1995)008<1473:SOENSO>2.0.CO;2
- Timmermann A, Oberhuber J, Bacher A, et al. 1999. Increased El Niño frequency in a climate model forced by future greenhouse warming [J]. *Nature*, 398(6729): 694–697. doi:10.1038/19505
- Valdes P J, Hoskins B J. 1991. Nonlinear orographically forced planetary waves [J]. *J. Atmos. Sci.*, 48(18): 2089–2106. doi:10.1175/1520-0469(1991)048<2089:NOFPW>2.0.CO;2
- Vecchi G A, Soden B J. 2007. Global warming and the weakening of the tropical circulation [J]. *J. Climate*, 20(17): 4316–4340. doi:10.1175/JCLI4258.1
- Vega-Westhoff B, Sriver R L. 2017. Analysis of ENSO’s response to unforced variability and anthropogenic forcing using CESM [J]. *Sci. Rep.*, 7(1): 18047. doi:10.1038/s41598-017-18459-8
- 王绍武, 龚道溢. 1999. 近百年来的 ENSO 事件及其强度 [J]. *气象*, 25(1): 9–14. Wang Shaowu, Gong Daoyi. 1999. ENSO events and their intensity during the past century [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 25(1): 9–14. doi:10.3969/j.issn.1000-0526.1999.01.002
- Wen Q, Döös K, Lu Z Y, et al. 2020. Investigating the role of the Tibetan Plateau in ENSO variability [J]. *J. Climate*, 33(11): 4835–4852. doi:10.1175/JCLI-D-19-0422.1
- Wolf W L, Smith R B. 1987. Length-of-day changes and mountain torque during El Niño [J]. *J. Atmos. Sci.*, 44(24): 3656–3660. doi:10.1175/1520-0469(1987)044<3656:LODCAM>2.0.CO;2
- Yang H J, Zhang Q. 2008. 3 [J]. *J. Climate*, 21(24): 6539–6555. doi:10.1175/2008JCLI2324.1
- Yang H J, Li Q, Wang K, et al. 2015. Decomposing the meridional heat transport in the climate system [J]. *Climate Dyn.*, 44(9): 2751–2768. doi:10.1007/s00382-014-2380-5
- Yang H J, Shen X C, Yao J, et al. 2020. Portraying the impact of the Tibetan Plateau on global climate [J]. *J. Climate*, 33(9): 3565–3583. doi:10.1175/JCLI-D-18-0734.1
- Yang H J, Wen Q. 2020. Investigating the role of the Tibetan Plateau in the formation of Atlantic meridional overturning circulation [J]. *J. Climate*, 33(9): 3585–3601. doi:10.1175/JCLI-D-19-0205.1
- Zebiak S E, Cane M A. 1987. A model El Niño–southern oscillation [J]. *J. Mon. Wea. Rev.*, 115(10): 2262–2278. doi:10.1175/1520-0493(1987)115<2262:AMENO>2.0.CO;2
- Zhang T, Sun D Z. 2014. ENSO asymmetry in CMIP5 models [J]. *J. Climate*, 27(11): 4070–4093. doi:10.1175/JCLI-D-13-00454.1