

热带海面温度对亚马逊旱季降水年际变率的影响及机制

刘映雪 胡开明 黄刚

Effect of the Tropical Sea Surface Temperature on the Interannual Rainfall Variability and Its Mechanism over the Amazon in the Dry Season

LIU Yingxue HU Kaiming HUANG Gang

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2021.20151>

您可能感兴趣的其他文章 Articles you may be interested in

两类El Niño型对西北太平洋季风槽及热带气旋生成的可能影响

Possible Impacts of Two Types of El Nio Events on the Western North Pacific Monsoon Trough and Tropical Cyclogenesis

气候与环境研究. 2018, 23(2): 150 <https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17055>

两类El Niño事件对我国西南地区冬季降水的影响

Impacts of Two Types of El Nio Events on Winter Precipitation in Southwest China

气候与环境研究. 2018, 23(6): 749 <https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2018.17165>

热带太平洋海表能量收支平衡特征及其与两类ENSO事件的联系

Variation Characteristics of Sea Surface Energy Balance over the Tropical Pacific and Its Relationship with Two Types of El Nio-Southern Oscillation (ENSO) Events

气候与环境研究. 2021, 26(6): 591 <https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2021.20113>

El Niño发展年和La Niña年东亚夏季风季节内变化的比较

Comparison of Intraseasonal Variation of the East Asian Summer Monsoon between El Nio Developing Years and La Nia Years

气候与环境研究. 2018, 23(3): 321 <https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17044>

衰退年夏季西北太平洋异常反气旋季节内演变特征及其机制

Characteristics and Mechanisms of Sub-seasonal Evolution of Northwest Pacific Anomalous Anticyclone during the El Nio Decaying Summer

气候与环境研究. 2019, 24(4): 525 <https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2019.18156>

中国东北暖季气温变化特征及其与海温和大尺度环流的关系

Variability of Warm Season Surface Air Temperature over Northeastern China and Its Relationships with Sea Surface Temperature and Large-scale Atmospheric Circulation Pattern

气候与环境研究. 2018, 23(4): 479 <https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2018.17085>



关注微信公众号，获得更多资讯信息

刘映雪, 胡开明, 黄刚. 2022. 热带海面温度对亚马逊旱季降水年际变率的影响及机制[J]. 气候与环境研究, 27(2): 263–275. LIU Yingxue, HU Kaiming, HUANG Gang. 2022. Effect of the Tropical Sea Surface Temperature on the Interannual Rainfall Variability and Its Mechanism over the Amazon in the Dry Season [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 27 (2): 263–275. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2021.20151

热带海面温度对亚马逊旱季降水年际变率的影响及机制

刘映雪^{1,2} 胡开明^{1,3,4} 黄刚^{1,3}

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 全球变化研究协同创新中心, 北京 100875

4 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100190

摘要 用偏最小二乘 (Partial Least Square, PLS) 回归方法分析了 1979~2018 年影响亚马逊旱季 (6~8 月) 降水年际变率的热带海面温度模态。第一海面温度模态解释了总方差的 64%, 主要表现为前期亚马逊雨季 (12 月至次年 2 月) 至旱季 (6~8 月) 热带东太平洋 La Niña 型海面温度异常演变。12 月至次年 2 月热带东太平洋出现 La Niña 型海面温度冷异常; 3~5 月热带东太平洋冷异常增强, 并在热带印度洋、热带北大西洋出现冷异常, 在热带南大西洋有暖异常; 6~8 月热带东太平洋冷异常向东收缩; 9~11 月整个热带海面温度异常均快速衰退。第二海面温度模态解释了总方差的 19%, 主要表现为前期亚马逊雨季 (12 月至次年 2 月) 至旱季 (6~8 月) 中太平洋 Modoki El Niño 型增暖。12 月至次年 2 月在热带中太平洋出现暖异常, 印度洋和南大西洋同样也出现暖异常, 热带中太平洋和南大西洋暖异常能持续到 9~11 月, 而印度洋暖异常在 9~11 月衰减。这些结果表明, 亚马逊旱季降水与热带海面温度的演变有关, 当前期 12 月至次年 2 月出现 La Niña (Modoki El Niño) 事件、3~8 月出现热带南北大西洋海面温度梯度负异常并且热带印度洋海面温度冷 (暖) 异常时, 亚马逊旱季降水偏多。这两个海面温度模态对降水的总贡献与亚马逊旱季降水指数的相关关系高达 0.92, 说明亚马逊旱季降水年际变率与热带海面温度密切相关; 而且这两个海面温度模态对亚马逊旱季降水的贡献还有明显的年代际变化, 自 1979 年以来, 海面温度对降水的贡献有下降趋势。还对海面温度影响亚马逊旱季降水年际变率的机制进行了分析, 发现海面温度可以通过影响亚马逊地区的环流场、水汽输送以及大气对流层稳定性进而导致降水异常。第一海面温度模态能激发亚马逊低空北部气流辐合, 高空北部气流辐散, 容易形成异常的上升运动; 同时, 亚马逊对流层的异常湿静能收支也表明第一海面温度模态会使亚马逊地区对流层不稳定性增加; 另外, 第一海面温度模态还能使亚马逊北部出现异常水汽辐合, 这都会导致亚马逊北部降水增加。第二海面温度模态激发亚马逊东南部气流辐合上升, 西部气流辐散下沉; 亚马逊对流层的异常湿静能收支显示第二海面温度模态使亚马逊东南部气层不稳定, 中部稳定, 这导致亚马逊东部降水增加。最后选取了大气模式比较计划 (Atmospheric Model Intercomparison Project, AMIP6) 中 7 个模式数据的集合平均对以上结果进行验证, 发现无论是海面温度模态还是影响机制, 都与再分析资料的结果基本一致。这说明以上结果是可信的, 热带海面温度确实与亚马逊旱季降水有密切关系。

关键词 热带海温模态 亚马逊旱季降水 El Niño 事件 AMIP6 模式

文章编号 1006-9585(2022)02-0263-13

中图分类号 P461^{+.2}

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2021.20151

收稿日期 2020-12-10; **网络预出版日期** 2021-11-02

作者简介 刘映雪, 女, 1995 年出生, 硕士研究生, 主要从事海气相互作用研究。E-mail: liuyx2020@hotmail.com

通讯作者 胡开明, E-mail: hkm@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家重点研发计划 2019YFA0606703, 中国科学院战略性先导科技专项 XDA20060502, 国家自然科学基金 41775086、41831175

Funded by National Key Research and Development Program of China (Grant 2019YFA0606703), Strategic Priority Research Program of Chinese Academy of Sciences (Grant XDA20060502), National Natural Science Foundation of China (Grants 41775086 and 41831175)

Effect of the Tropical Sea Surface Temperature on the Interannual Rainfall Variability and Its Mechanism over the Amazon in the Dry Season

LIU Yingxue^{1,2}, HU Kaiming^{1,3,4}, and HUANG Gang^{1,3}

1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Joint Center for Global Change Studies, Beijing 100875

4 Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190

Abstract Using the PLS (partial least square) regression method, the leading tropical Sea Surface Temperature (SST) modes that affect the interannual rainfall variability over the Amazon in the dry season (June–August, JJA) in 1979–2018 were analyzed. The first SST mode features a decaying La Niña-like cooling in the tropical eastern Pacific from the preceding rainy season (December–February, DJF) to the dry season (JJA), explaining 64% of the total variance of the rainfall. Anomalous cooling appears in the tropical eastern Pacific in DJF and develops in March–May (MAM). Meanwhile, the tropical Indian Ocean and North Atlantic also become cooler and the tropical south Atlantic becomes warmer. The cooling in the Pacific decreases in JJA, but the anomalous SST still exists in other oceans. Finally, all anomalous SSTs decay in September–November (SON). The second SST mode exhibits anomalous warming in the central Pacific from the preceding rainy season to the dry season, explaining 19% of the total variance. There is anomalous warming in the tropical central Pacific, south Atlantic, and the Indian Ocean, which exists from DJF to SON in the Pacific and Atlantic but decays during SON in the Indian Ocean. This suggests that the interannual rainfall variability over the Amazon in the dry season is related to the evolution of the tropical SST. The evolution of La Niña (Modoki El Niño) starting from the preceding DJF, the anomalous negative temperature gradient between the tropical North Atlantic and South Atlantic, and cooling (warming) in the tropical Indian Ocean in March–August all lead to increased rainfall over the Amazon. The two SST modes' contribution is closely related to the rainfall index, with their correlation coefficient reaching 0.92. In addition, the contributions have experienced interdecadal changes with a considerable decline during 1979–2018. Moreover, this study investigated the mechanism of the leading SST modes affecting the interannual rainfall variability over the Amazon in the dry season, which indicates that the SST modes are critical in the anomalous circulation, moisture transport, and troposphere stability, resulting in rainfall changes. The first SST mode triggers a convergence in the lower troposphere and divergence in the upper troposphere in the northern Amazon, inducing an anomalous upward motion. The moist static energy budget also suggests considerable tropospheric instability results from the first SST mode. Besides, the first SST mode causes an anomalous vapor convergence. These all favor more rainfall in the northern Amazon. The second SST mode causes upward movements in southeastern Amazon and downward movements in the west. The moist static energy budget suggests that the troposphere becomes more stable in the middle Amazon and opposite in the southeast, inducing increasing rainfall in the eastern Amazon. Finally, the ensemble-averaged data of seven models from the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP6) were used to verify the above conclusions. The results show that not only the SST modes but also the mechanism is highly consistent with previous studies. This indicates that the Amazon rainfall in the dry season is definitely highly correlated with the tropical SST.

Keywords Tropical Sea Surface Temperature (SST) mode, Amazon rainfall in the dry season, El Niño event, AMIP6 model

1 引言

亚马逊热带雨林是世界最大的热带雨林，蕴藏着丰富的动植物资源和水资源，有巨大的研究价值和经济价值。同时它还是气候系统的一个重要组成部分，森林中储存的碳高达 1000 亿吨 (Malhi et

al., 2006)，其释放后能加速全球变暖 (Cox et al., 2000; Betts et al., 2004; Salazar et al., 2007)；亚马逊森林还能吸收大量 CO₂ 并释放氧气，有“地球之肺”之称，因此它对全球碳循环以及全球气候都有着重要影响 (Davidson et al., 2012)。除了影响全球气候，亚马逊热带雨林对当地区域气候的影响

更为直接, 当地水土的保持、自然灾害的防御以及气候的调节都与其密切相关。亚马逊地区分为明显的旱季和雨季, 旱季时生态系统较脆弱, 受降水影响更为明显, 此时若降水减少, 则非常容易发生旱灾, 例如 2005 年 (Hopkin, 2005; Zeng et al., 2008; Marengo et al., 2008) 和 2010 年 (Lewis et al., 2011; Maeda et al., 2015) 亚马逊就遭遇了两次严重的旱灾, 对环境以及人类的生活造成了不可估量的损失 (Zou et al., 2016), 因此对亚马逊旱季降水进行研究显得尤为重要。

前人研究表明, 亚马逊降水变率与热带海面温度密切相关, 太平洋和大西洋对其影响尤为显著 (Fu et al., 2001; Ronchail et al., 2002; Yoon and Zeng, 2010; Jiménez-Muñoz et al., 2016; Erfanian et al., 2017; Moura et al., 2019)。Fu et al. (2001) 研究发现太平洋海面温度的季节循环对春秋季节亚马逊东部的降水影响较大; Boers et al. (2015)、Moura et al. (2019) 发现 El Niño 会导致亚马逊地区气温升高, 蒸发增加, 水汽辐散增加, 降水减少。Sena et al. (2018) 发现 El Niño 可以影响亚马逊流域云量的年际变化, 进而导致雨季的推迟和早退。此外, Jiménez-Muñoz et al. (2016)、Andrade et al. (2016) 和 Tollefson (2016) 也都得出了相似的结论。Fu et al. (2001)、Andreoli et al. (2017a, 2017b) 还对热带太平洋海面温度影响亚马逊降水的机制进行了研究, 发现 El Niño 期间亚马逊降水减少主要是由异常的沃克环流引起; El Niño 在北半球冬季最强, 因此热带太平洋对亚马逊的影响多集中在雨季 (12 月至次年 2 月)。

与热带太平洋相似, 大西洋海面温度也对亚马逊东部降水影响较为明显 (Fu et al., 2001), 而亚马逊西部降水主要受陆地温度、热带外扰动以及水汽的平流作用 (Ronchail et al., 2002)。其中北大西洋海面温度对亚马逊降水影响显著, 与 ENSO 的影响程度相当, 当北大西洋海面温度偏高时, 产生异常的南北经向环流, 导致亚马逊东部有下沉运动, 降水减少 (Fu et al., 2001; Yoon and Zeng, 2010), 亚马逊 2005 年和 2010 年遭遇的两次严重旱灾主要与北大西洋海面温度增暖有关 (Marengo et al., 2008, 2011)。Erfanian et al. (2017) 也指出北大西洋偏暖、南大西洋偏冷时, 有利于形成南北正的温度梯度, 使热带辐合带 (InterTropical Convergence Zone, ITCZ) 北移, 进而使得亚马逊

降水减少, Ronchail et al. (2002)、Good et al. (2008) 也得出了相似的结论。由此可以看出, 大西洋海面温度的南北梯度产生的异常经向环流是其影响亚马逊降水的主要途径。Yoon and Zeng (2010) 还发现太平洋和大西洋除了单独影响亚马逊降水, 还可以协同作用, 例如 ENSO 会同时作用于亚马逊降水和北大西洋海面温度, 因此大西洋与亚马逊降水的关系较为复杂。

前人对海面温度影响亚马逊降水的研究主要集中在亚马逊雨季或者雨旱季过渡期, 而针对亚马逊旱季降水的研究相对较少。亚马逊旱季是最易发生自然灾害的季节, 尤其现在森林大量减少, 抵御自然灾害的能力大大下降的情况下, 对降水的变化更为敏感。因此, 本文主要研究影响亚马逊旱季降水年际变率的主导热带海面温度模态及其影响过程。为了更客观地分离海面温度模态, 我们使用了偏最小二乘 (Partial Least Square, PLS) 回归法。该方法最早由 Wold (1966) 提出, 主要适用于经济学, 随后逐渐发展用于化学 (Wold et al., 2001)、计算生物学 (Tan et al., 2004) 以及神经影像学 (McIntosh and Lobaugh, 2004) 等领域。近年来, 该方法开始应用于古气候的重建 (Kalela-Brundin, 1999)、气候统计预测 (McIntosh et al., 2005)、东亚夏季风的预测 (Wu and Yu, 2016) 以及积雪和飓风的归因分析 (Smoliak et al., 2010) 等。在此基础上, 我们通过诊断海面温度模态导致的异常环流、水汽输送以及对流层稳定度来分析海面温度模态对亚马逊旱季降水的可能影响过程。

2 数据和方法

海面温度数据采用 Hadley 中心的月平均海表温度数据 (Rayner et al., 2003), 分辨率为 1° (纬度) $\times 1^\circ$ (经度)。水平风场、气温、比湿数据采用月平均的 NCEP/NCAR 再分析资料 (Kalnay et al., 1996); 降水场采用 GPCP 的月平均数据 (Adler et al., 2003); 水汽输送通量采用 ERA-INTERIM 的月平均数据 (Dee et al., 2011), 以上数据的分辨率均为 2.5° (纬度) $\times 2.5^\circ$ (经度), 分析时段均为 1979~2018 年。文中用到的 AMIP6 模式数据 (Eyring et al., 2016) 包括降水、气温、水平风场、比湿, 水平分辨率为 2.5° (纬度) $\times 2.5^\circ$ (经度), 分析时段为 1979~2013 年, 来自以下 7 个模式: BCC-

CSM2-MR、CESM2、CNRM-CM6-1、CanESM5、GFDL-CM4、IPSL-CM6A-LR、MRI-ESM2-0。

文中热带海面温度范围选定为 $30^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{N}$ ，亚马逊地区选定为 $(15^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}, 75^{\circ}\text{W}\sim 35^{\circ}\text{W})$ ，亚马逊旱季降水指数 P 定义为 1979~2018 年亚马逊 6~8 月区域平均降水量。文中用到了线性相关、线性回归、偏最小二乘 (Partial Least-Square, PLS) 回归以及湿静能收支分析方法，用到的检验方法为双尾 t 检验 (Student's t -test)。其中，PLS 回归方法的具体步骤如下：

首先，将热带海面温度 $X(i, j, k)$ 回归到亚马逊旱季降水指数 $P(i)$ 上， i 为年份， j 代表冬、春、夏、秋四个季节， k 指 $30^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 之间海面温度 (Sea Surface Temperature, SST) 的格点，由此得到 $Y(j, k)$ 即为影响亚马逊降水的第一海面温度模态。然后，将热带海面温度 $X(i, j, k)$ 回归到 $Y(j, k)$ 上，得到时间序列 $\text{PLS_SST}(i)$ ，即第一海面温度模态的时间序列。最后，从原本的热带海面温度和降水指数 P 中减去与第一海面温度模态相关的部分海面温度和其导致的降水异常，得到热带海面温度的残差 $X_r(i, j, k)$ 和降水的残差 $P_r(i)$ 。用 X_r 和 P_r 重复以上步骤，直到得到的海面温度模态所解释的方差小到可以忽略为止 (Abdi, 2010; Wallace et al., 2012; Hu et al., 2020)。

3 影响旱季降水年际变率的主导海面温度模态及其机制

3.1 影响旱季降水年际变率的主导海面温度模态

图 1a、1b 分别代表第一、二海面温度模态的分布，这两个海面温度模态共解释了总方差的 83%，而剩余的海面温度模态解释的方差较小，暂时忽略。第一海面温度模态解释了总方差的 64%，主要表现为前期亚马逊雨季 (12 月至次年 2 月) 至旱季 (6~8 月) 热带东太平洋 La Niña 型海面温度异常演变 (图 1a)。12 月至次年 2 月热带东太平洋出现 La Niña 型海面温度冷异常；3~5 月热带东太平洋冷异常增强，与此同时，热带印度洋出现冷异常，热带大西洋也出现海面温度异常，呈北冷南暖的分布；6~8 月热带东太平洋海面温度冷异常开始向东收缩；9~11 月所有热带海面温度异常快速衰退。即亚马逊旱季降水年际变率和热带海面温度的演变有关，当前期 12 月至次年 2 月出现 La

Niña 事件时，3~8 月印度洋、北大西洋有冷异常，南大西洋有暖异常，这可能会导致亚马逊旱季降水偏多。和典型的 ENSO 海面温度模态相比，第一模态海面温度季节演变的最大值不在北半球冬季 (DJF)，而在春季 (MAM)、夏季 (JJA) 更为明显。亚马逊区域旱季降水指数与冬季 Niño3 相关达 -0.49，与春、夏季 Niño3 相关达 -0.69、-0.59，因此亚马逊旱季降水受前期 (MAM)、同期 (JJA) 的海面温度异常影响更大。

第二海面温度模态解释了总方差的 19%，主要表现为前期亚马逊雨季 (12 月至次年 2 月) 到亚马逊旱季 (6~8 月) 中太平洋 Modoki El Niño 型增暖 (如图 1b)。12 月至次年 2 月热带中太平洋出现暖异常，热带印度洋和热带南大西洋海面温度也异常偏暖，热带北大西洋海面温度偏冷，热带中太平洋和热带南大西洋的异常海面温度一直持续到 9~11 月，而印度洋异常海面温度则只持续到 6~8 月。即亚马逊旱季降水年际变率受热带海面温度的演变影响，当前期 12 月至次年 2 月出现中太平洋 Modoki El Niño 事件时，3~8 月印度洋、南大西洋有暖异常，北大西洋有冷异常时，亚马逊旱季降水偏多。

根据上面得到的两个主导海面温度模态，计算了 1979~2018 年其对亚马逊旱季降水贡献的变化。图 2a、2b 分别为第一、二海面温度模态对降水贡献的年际变化，图 2c 为两个模态的贡献之和与降水指数的相关，其中黑色实线为海面温度对降水的贡献，红色虚线为降水指数。第一、二海面温度模态产生的亚马逊异常降水量分别用 0.8PLS_SST1 、 0.44PLS_SST2 表示，其中 PLS_SST1 、 PLS_SST2 分别指第一、二海面温度模态的时间序列，0.8、0.44 分别指 PLS_SST1 、 PLS_SST2 与亚马逊降水指数 P 的回归系数。可看出，2000 年以前，第一海面温度模态对降水的贡献 (图 2a) 明显大于第二海面温度模态 (图 2b)，且降水异常在 La Niña 年或 El Niño 年尤为显著；2000 年以后，两个模态贡献相当，这可能与 2000 年后 Modoki El Niño 发生频率增加、热带印度洋海面温度变暖有关。两个海面温度模态对降水的贡献之和与降水指数相关高达 0.92 (图 2c)，说明亚马逊旱季降水与热带海面温度的关系非常密切。基于第一海面温度模态，将 6~8 月赤道东太平洋海面温度 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}, 150^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$) 与热带南 ($5^{\circ}\text{S}\sim 15^{\circ}\text{N}, 40^{\circ}\text{W}\sim 20^{\circ}\text{W}$)、

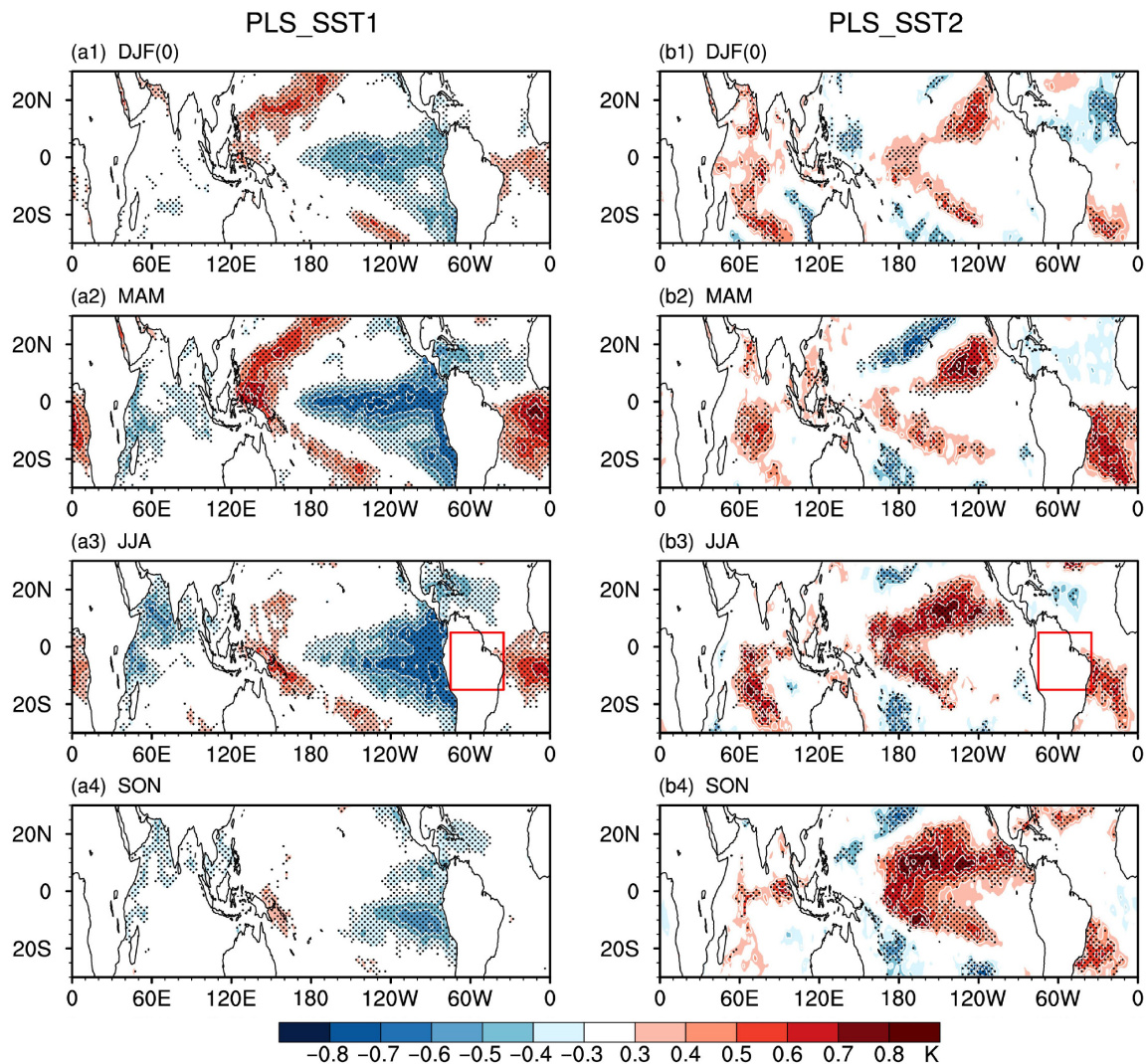


图1 基于偏最小二乘 (Partial Least-Square, PLS) 回归方法所得的从前期冬季 (DJF)(0) 到秋季 (SON) (a1-a4) 第一海温模态和 (b1-b4) 第二海温模态的演变。阴影部分代表其通过 90% 信度检验, 红色方框指所研究的亚马逊地区范围, MAM 为春季, JJA 为夏季

Fig. 1 (a1-a4) First and (b1-b4) second leading Sea Surface Temperature (SST) modes from winter (DJF)(0) to the following autumn (SON) computed using the Partial Least-Square (PLS) regression method. Shaded areas denote passing the 90% confidence level and the rectangular area denotes the Amazon area; MAM denote spring and JJA denote summer

北 ($15^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $70^{\circ}\text{W}\sim 50^{\circ}\text{W}$) 大西洋海面温度之差合成一个海面温度指数, 分析其与亚马逊旱季降水 P 指数的线性相关 (图 2d), 发现二者相关达 0.77, 这也验证了热带海面温度与亚马逊旱季降水之间存在紧密联系。

这两个海面温度模态对亚马逊旱季降水的贡献与降水指数 P 的相关关系还有明显的年代际变化, 图 2e 为第一 (黑线)、第二 (红线) 海面温度模态的贡献以及二者之和 (蓝线) 与降水指数 P 的 21 年滑动相关, 可以看出, 1990 年以前第一海面温度模态的贡献与 P 的滑动相关关系达 0.9, 随后呈逐年下降趋势, 到 2008 年相关关系达 0.5, 均通过了

99% 的信度检验; 第二海面温度模态的贡献与 P 的相关关系在 1990~2002 年以前比较平稳, 在 0.45~0.55 之间, 2002~2004 年上升至 0.6, 随后开始快速下降, 到 2008 年达到 0.15, 2005 年以后均不能通过 95% 信度检验。两个海面温度模态的总贡献与 P 的在 1990 年以前非常密切, 达 0.95 以上, 随后逐年下降, 到 2008 年其相关达 0.8 左右, 虽然海面温度对亚马逊旱季降水的贡献是下降的, 但二者联系仍然十分密切。

3.2 热带海面温度影响旱季降水年际变率的机制

为了分析两个海面温度模态影响亚马逊旱季降水年际变率的过程, 我们将对流层低层 (925 hPa)、

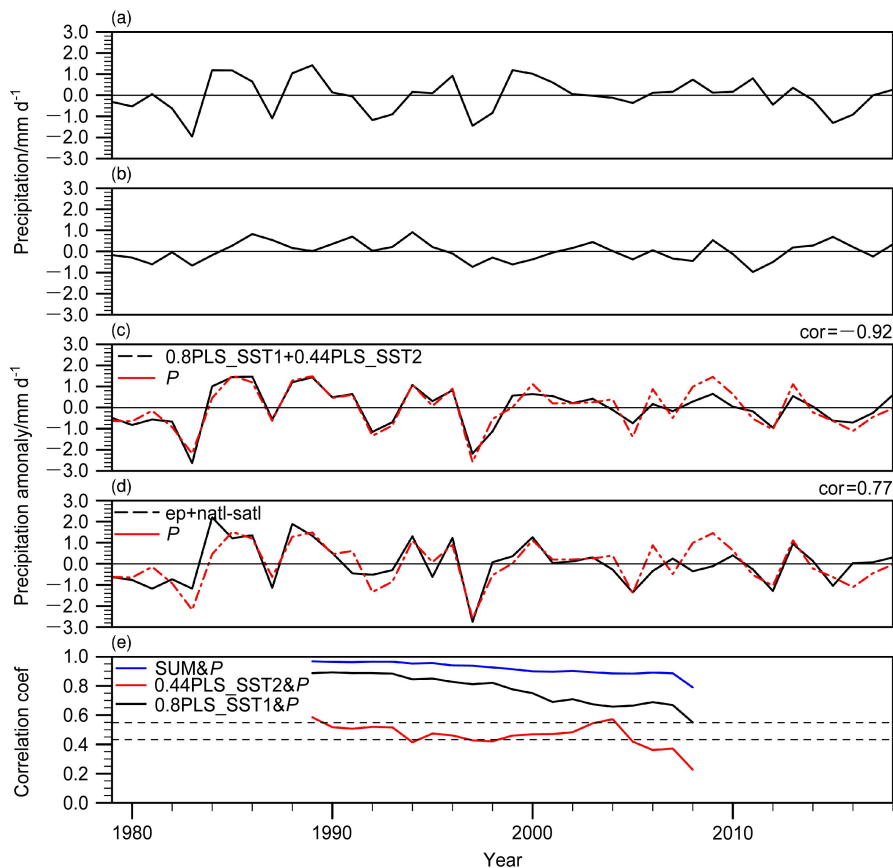


图2 AMIP6 模式数据的集合平均中 1979~2018 年 (a) 第一 (0.8PLS_SST1)、(b) 第二 (0.44PLS_SST2) PLS 海温模态线性回归的亚马逊旱季降水年际变化, (c) P 指数与 $0.8\text{PLS_SST1}+0.44\text{PLS_SST2}$ 的线性相关, (d) 6~8 月赤道东太平洋与热带南北大西洋海温之差所合成的海温指数与 P 指数的线性相关, (e) 亚马逊旱季降水 P 与 0.8PLS_SST1 、 0.44PLS_SST2 、 $0.8\text{PLS_SST1}+0.44\text{PLS_SST2}$ 的 21 年滑动相关 (两条虚线分别代表 95% 和 99% 置信水平)。其中 PLS_SST1 和 PLS_SST2 为海温第一及第二 PLS 模态对应的时间序列

Fig. 2 Component of precipitation linearly related to (a) the first (0.8PLS_SST1) and (b) second (0.44PLS_SST2) leading SST mode during 1979–2018, (c) linear correlation of the P index and $0.8\text{PLS_SST1}+0.44\text{PLS_SST2}$, (d) linear correlation of a composite SST index (equatorial eastern Pacific SST and difference between the tropical north and south Atlantic in Jun–Aug (JJA) and the P index, and (e) 21-year sliding correlation of the P index and 0.8PLS_SST1 , 0.44PLS_SST2 , and $0.8\text{PLS_SST1}+0.44\text{PLS_SST2}$ (the two dashed lines denote the 95% and 99% confidence levels) from the ensemble averaged data of AMIP6 seven models

高层 (200 hPa) 的水平风场以及对应的辐散场回归到第一、第二海面温度模态的时间序列上, 得到两个海面温度模态引起的环流场异常 (如图 3 所示), 其中矢量箭头代表异常风场, 填色代表异常辐散。图 3a、3c 代表第一海面温度模态引起的环流场异常, 可以看出, 对流层低层 (图 3c) 亚马逊地区被来自大西洋的异常东南风控制, 西北部有来自太平洋的异常西风, 二者交汇使亚马逊西南部以及北部出现气流辐合; 而在对流层高层 (图 3a), 亚马逊受异常反气旋控制, 导致亚马逊北部气流辐散, 易于形成上升运动, 造成亚马逊旱季降水偏多。

图 3b、3d 代表第二海面温度模态引起的环流场异常, 在对流层低层 (图 3d) 亚马逊东北部有

来自热带北大西洋的异常东北风, 亚马逊东南部气流辐合; 在对流层高层 (图 3b) 亚马逊西部有异常西南风, 被气旋控制, 气流辐合, 而亚马逊东南部被异常反气旋控制, 气流辐散, 因此第二海面温度模态可能引起亚马逊旱季东南部降水偏多、西部降水偏少。

两个海面温度模态相联系的环流异常还能对水汽输送产生影响。将对流层整层水汽通量以及水汽通量散度回归到第一、第二海面温度模态的时间序列上, 即得到由这两个海面温度模态造成的水汽通量及水汽通量散度异常。如图 4 所示, 矢量箭头代表水汽通量异常, 填色代表水汽通量散度异常。图 4a 表示第一海面温度模态引起的水汽异常, 热带北大西洋有异常水汽向亚马逊北部输送, 热带南

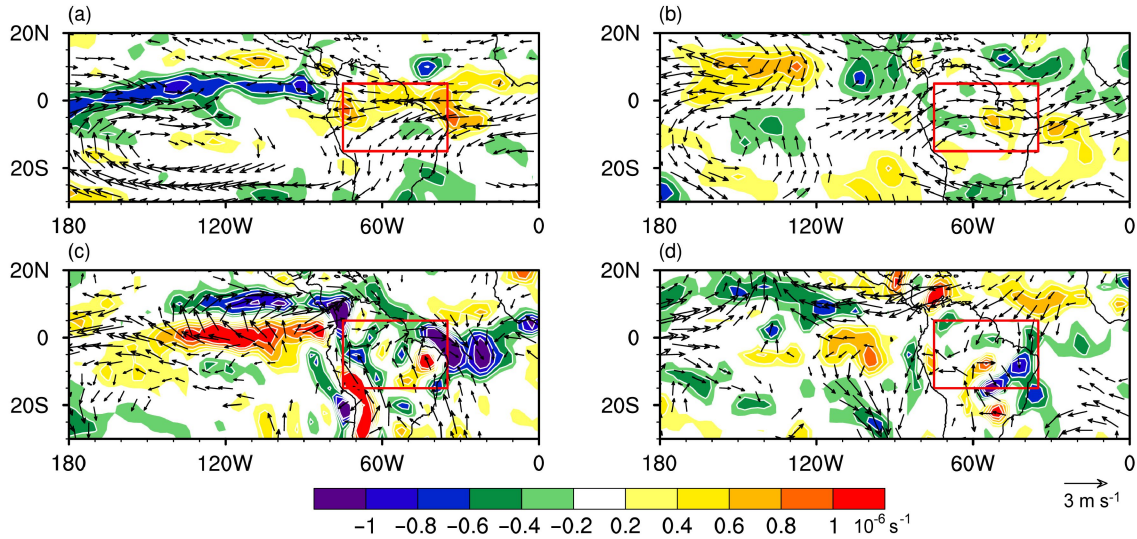


图3 1979~2018年回归到第一(左列)、第二(右列)海温模态时间序列上的旱季(a、b) 200 hPa、(c、d) 925 hPa的水平风场异常(矢量箭头)及其散度异常(填色, 辐散为正值)。红色方框表示本文所研究的亚马逊地区, 显示在图中的结果均已通过90%的信度检验
Fig. 3 (a, b) 200-hPa and (c, d) 925-hPa winds (vectors) and divergence in the dry season (shadings, the positive value represents divergence) regressed on the time series of the first and second leading SST mode during 1979–2018. Only the anomalies that pass the 90% confidence level are shown and the rectangular area denotes the Amazon area

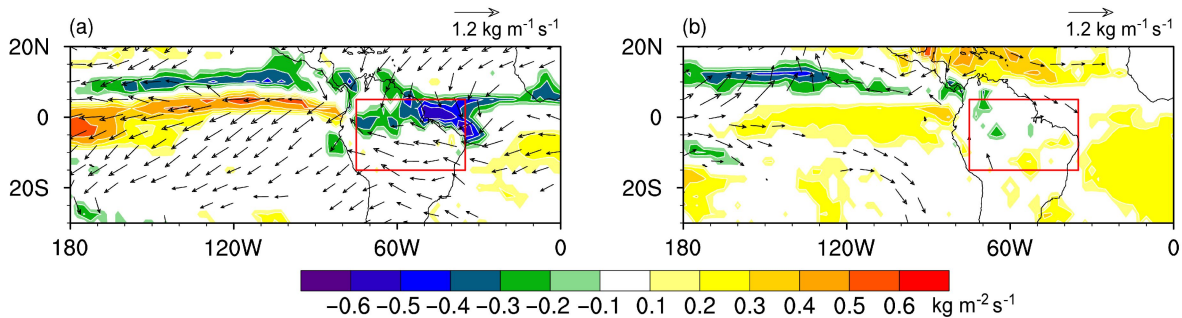


图4 1979~2018年回归到(a)第一、(b)第二海面温度模态时间序列的对流层整层(1000~200 hPa)水汽通量异常(箭头)及水汽通量散度异常(填色)。红色方框表示本文所研究的亚马逊地区
Fig. 4 Vertically integrated (from 1000 to 200 hPa) moisture flux (vectors) and its divergence (shadings) regressed on the time series of (a) the first and (b) the second leading SST mode during 1979–2018. The rectangular area denotes the Amazon area

大西洋的水汽向西进入亚马逊中南部, 这使亚马逊北部有异常水汽辐合, 有利于形成降水。而第二海面温度模态对亚马逊地区水汽的影响较弱(图4b), 只在亚马逊东部有零星的水汽辐散, 西部有水汽辐合。

为了进一步研究海面温度影响亚马逊降水的可能过程, 还分析了海面温度对亚马逊地区对流层稳定性的影响。Neelin and Held (1987)、Neelin and Su (2005)在研究热带南美洲和大西洋水汽遥相关机制时用湿静能的收支来分析对流层稳定性, 我们参照这个方法, 计算出海面温度模态引起的对流层高低层异常湿静能之差, 以此来表示对流层稳定性的变化。湿静能(Moist Static Energy, MSE)是内

能、势能、潜热能之和, 计算公式为

$$\text{MSE} = c_p T + gz + Lq, \quad (1)$$

其中, $c_p T$ 是单位质量湿空气的内能, c_p 是水汽比定压热容, 取常数 $1850 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$; T 是温度(单位: K); gz 是单位质量湿空气的重力位势, g 是重力加速度(单位: m/s^2), z 是位势高度; Lq 是单位质量湿空气的潜热能, q 是比湿(单位: kg/kg), L 是水的汽化潜热(单位: J/kg), 计算公式为

$$L = 2500000 - 2323t, \quad (2)$$

其中 t 是摄氏温度。

由于本文计算的是海面温度模态引起的亚马逊地区对流层高、低层异常湿静能的差值, 而考虑到

海面温度对势能项影响较小, 可以忽略不计, 因此公式 (1) 可写作

$$\text{MSE} = c_p T + Lq, \quad (3)$$

即计算时只考虑内能项和潜热能项即可。

首先利用公式 (3) 计算出亚马逊对流层低层 (1000~700 hPa)、高层 (400~300 hPa) 的湿静能, 然后将其回归到第一、第二海面温度模态上, 得到由海面温度引起的湿静能异常, 最后用低层的异常湿静能减去高层的, 得到的二者之差计为湿静能稳定度。湿静能稳定度体现了对流层大气的稳定程度, 如果湿静能稳定度为正, 则海面温度引起的亚马逊对流层低层湿静能异常大于高层, 对流层不稳定, 上升运动加强, 降水增加; 反之, 对流层更加稳定, 降水减少。

用上述方法得到的结果如图 5 所示, 第一海面温度模态导致亚马逊地区异常湿静能稳定度大于零 (图 5a), 即对流层低层异常湿静能大于高层, 增加了对流层的不稳定性, 使降水增加。第二海面温度模态使亚马逊东南部异常的湿静能稳定度大于零, 对流层不稳定, 利于形成降水; 而中部尤其是亚马逊河沿岸稳定度小于零 (图 5b), 对流层更加稳定, 降水减少。

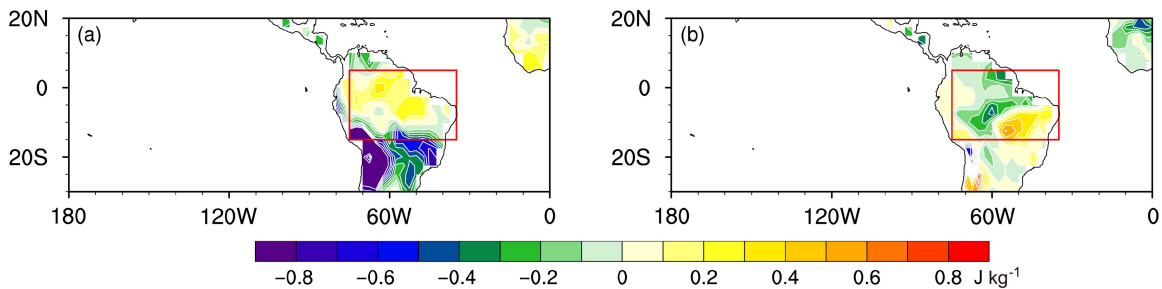


图 5 同图 4, 但为对流层高低层异常的湿静能之差

Fig. 5 Same as Fig. 4, but for the difference of anomalous moist static energy between the lower and upper troposphere

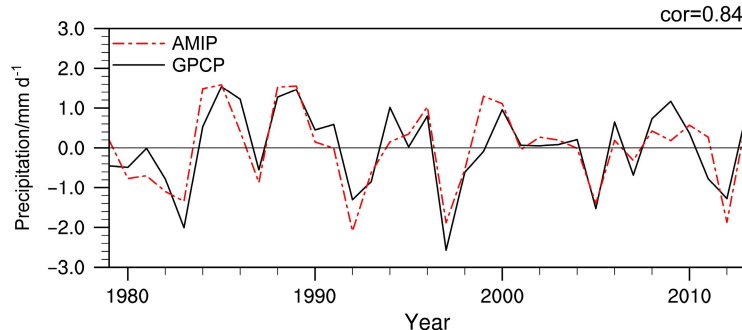


图 6 GPCP 数据 (黑实线) 和 AMIP6 模式集合平均数据 (红虚线) 所得 1979~2018 年亚马逊旱季 (6~8 月) 降水指数的相关分析

Fig. 6 Correlation of the precipitation index from GPCP data (black solid line) and AMIP6 model (red dash line) from 1979 to 2018

4 AMIP6 数值模拟对影响旱季降水年际变率的热带海面温度模态及机制的检验

用 AMIP6 模式集合平均数据模拟的亚马逊旱季降水年际变化与 GPCP 降水数据的结果进行对比, 结果如图 6 所示, 红色虚线代表 AMIP 模拟的降水年际变化, 黑色实线代表 GPCP 降水数据的年际变化。可以看出, 由 AMIP6 和 GPCP 降水数据所得到的亚马逊旱季降水指数线性相关关系高达 0.84, 这说明 AMIP6 这 7 个模式的数据能较准确地模拟出亚马逊旱季降水的特征及变化, 因此可以用 AMIP6 的数据对前面再分析资料得到的结果进行检验。同时这个结果也证明亚马逊旱季降水的年际变率是受海面温度控制。

图 7 是利用 AMIP6 中 7 个模式的集合平均数据进行分析得到的影响亚马逊旱季降水年际变率的前两个主导热带海面温度模态, 分别解释了总方差 81%、11.6%, 与再分析数据的结果差别不大。与图 1a 相比, 第一海面温度模态都表现为 La Niña 型东太平洋海面温度的异常演变, 热带东太平洋海面温度冷异常都是在 12 月至次年 2 月出现, 3~5 月增强, 6~8 月向东收缩; 另外, 热带南大

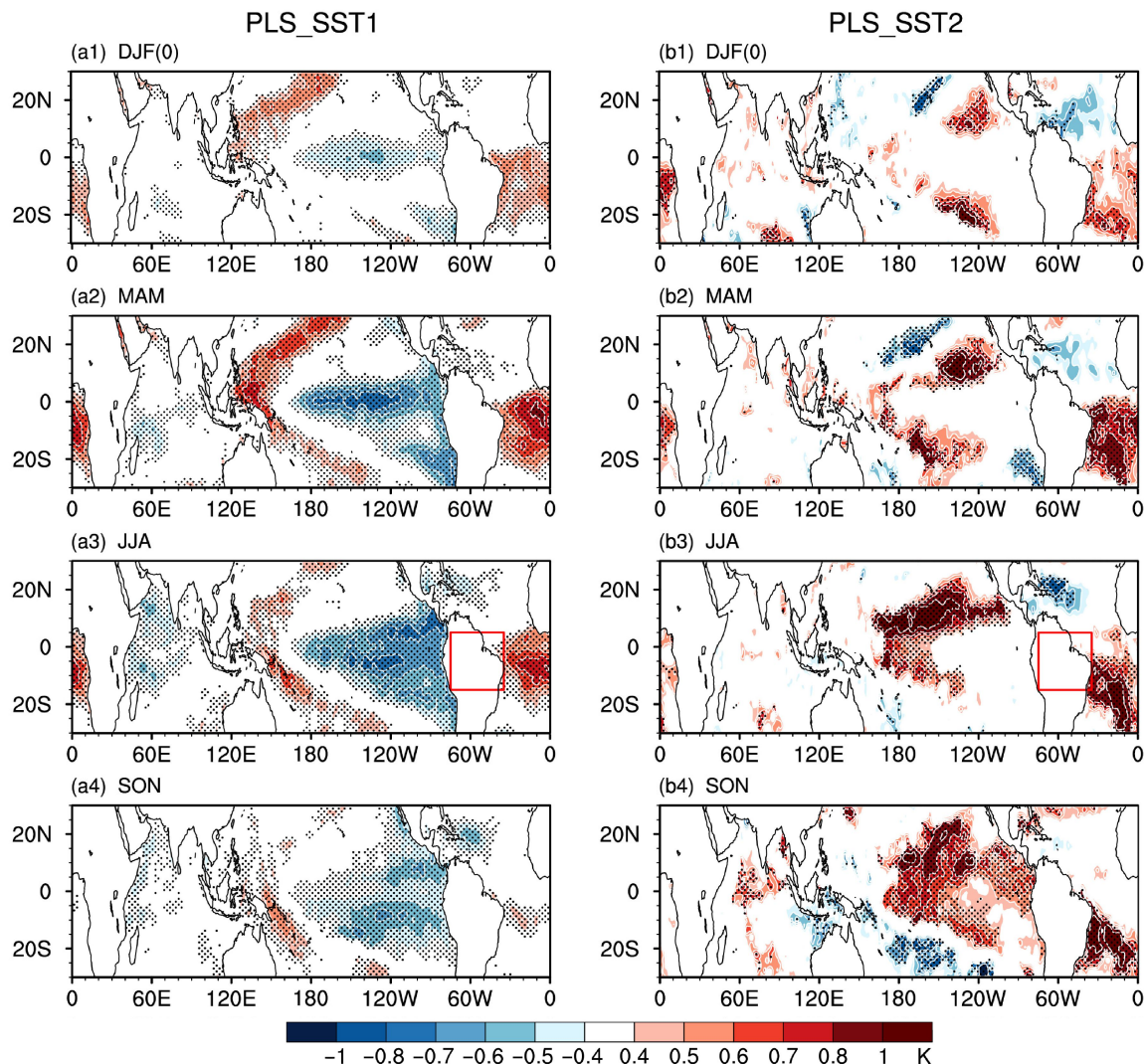


图7 同图1, 但为 AMIP6 模式数据的集合平均

Fig. 7 Same as in Fig. 1, but for ensemble averaged data of seven models from AMIP6 model

西洋海面温度暖异常和热带印度洋海面温度冷异常的演变也与图 1a 一致。与图 1b 相比, 第二海面温度模态均表现为中太平洋 Modoki El Niño 型增暖, 热带中太平洋和热带南大西洋海面温度暖异常都从 12 月至次年 2 月持续到 9~11 月, 并逐渐增强; 与图 1b 不同的是, AMIP6 模拟的热带印度洋海面温度没有明显异常。

图 8 为 AMIP6 模式的集合平均数据模拟的主导海面温度模态对亚马逊旱季降水贡献的变化。由图 8a、8b 可以看出, AMIP6 模式的结果与再分析数据的结果很相似 (图 2a、2b), 第一海面温度模态对亚马逊旱季降水的贡献均明显大于第二海面温度模态。两个海面温度模态的贡献之和与亚马逊旱季降水指数的相关达 0.96 (图 8c), 与图 2c 中的结果

较为接近, 说明亚马逊旱季降水受热带海面温度影响较大。

同样, 两个海面温度模态对亚马逊旱季降水的贡献也有年代际变化 (图 8d)。第一海面温度模态的贡献 (黑线) 与 P 的滑动相关通过了 99% 的信度检验, 1994 年以前其相关关系在 0.95 以上, 往后开始下降, 直到 2003 年达到 0.85 左右, 变化趋势与再分析资料所得结果较为一致 (图 2d); 第二海面温度模态 (红线) 的贡献与 P 的滑动相关没有通过 95% 的显著性检验, 相关关系从 1989 年的 0.35 下降到 1994 年的 0.05, 然后缓慢上升至 2003 年的 0.25, 与再分析资料的结果 (图 2d) 相比, 二者的波动特点以及变化趋势较为一致, 只是在数值上有所差异。二者贡献之和与 P 的滑动相关

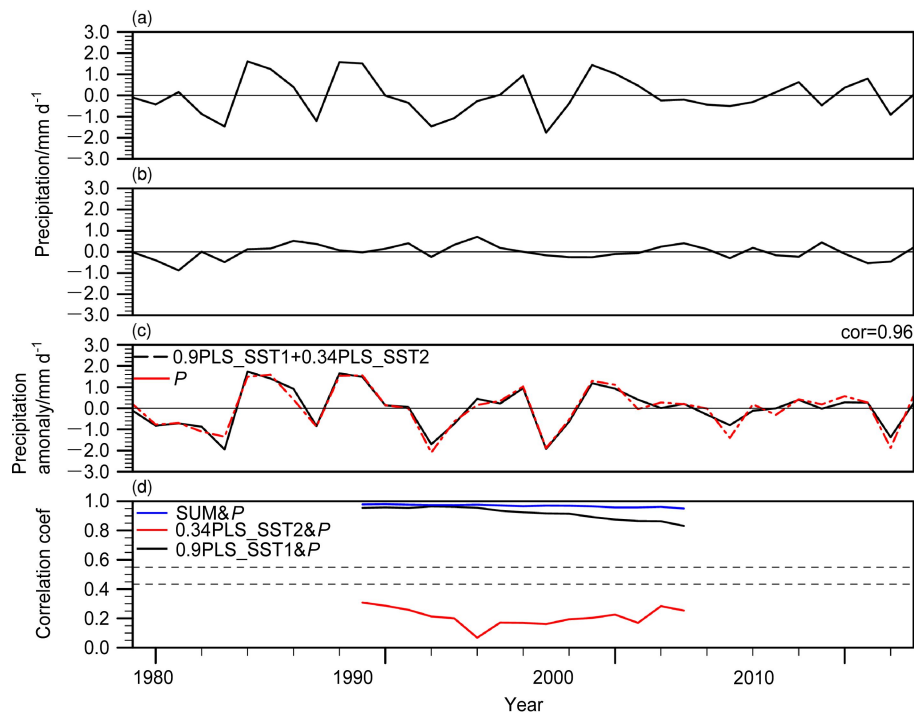


图 8 AMIP6 模式数据的集合平均中 1979~2018 年 (a) 第一 (0.9PLS_SST1)、(b) 第二海温模态线性相关的亚马逊降水 (0.34PLS_SST2)、(c) P 指数与 $0.9\text{PLS_SST1}+0.34\text{PLS_SST2}$ 的时间序列、(d) AMIP6 模式数据的集合平均中亚马逊旱季降水 P 与 0.9PLS_SST1 、 0.34PLS_SST2 、 $0.9\text{PLS_SST1}+0.34\text{PLS_SST2}$ 的 21 年滑动相关 (两条虚线分别代表 95% 和 99% 置信水平)

Fig. 8 Component of simulated precipitation linearly related to (a) the first (0.9PLS_SST1) and (b) second (0.34PLS_SST2) leading SST mode during 1979~2018, (c) linear correlation of the P index and $0.9\text{PLS_SST1}+0.34\text{PLS_SST2}$, and (d) 21-year sliding correlation of the P index and 0.9PLS_SST1 , 0.34PLS_SST2 , $0.9\text{PLS_SST1}+0.34\text{PLS_SST2}$ (the two dash lines denote the 95% and 99% confidence levels) from the ensemble averaged data of AMIP6 seven models

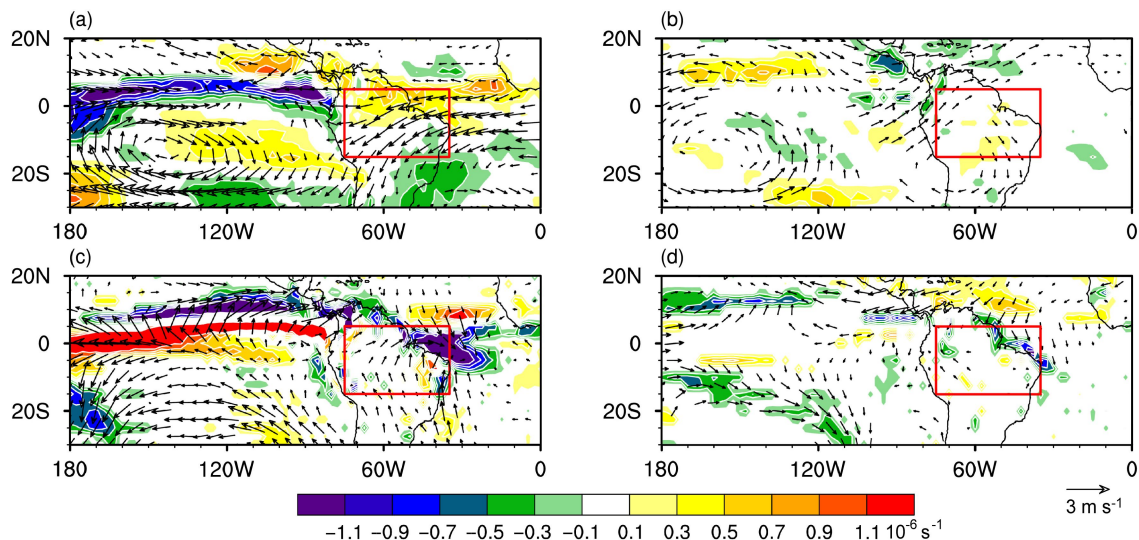


图 9 同图 3, 但为 AMIP6 模式数据的集合平均

Fig. 9 Same as in Fig. 3, but for ensemble averaged data of seven models from AMIP6 model

(蓝线) 有很微弱的下降, 但一直维持在 0.95 以上, 这说明热带海面温度与亚马逊旱季降水之间存在着紧密联系, 这与再分析资料的结果一致。

为了检验海面温度影响亚马逊旱季降水年际变率的过程, 同样选用前面提到的 7 个模式的集合平均数据对海面温度模态引起的异常环流场、异常水

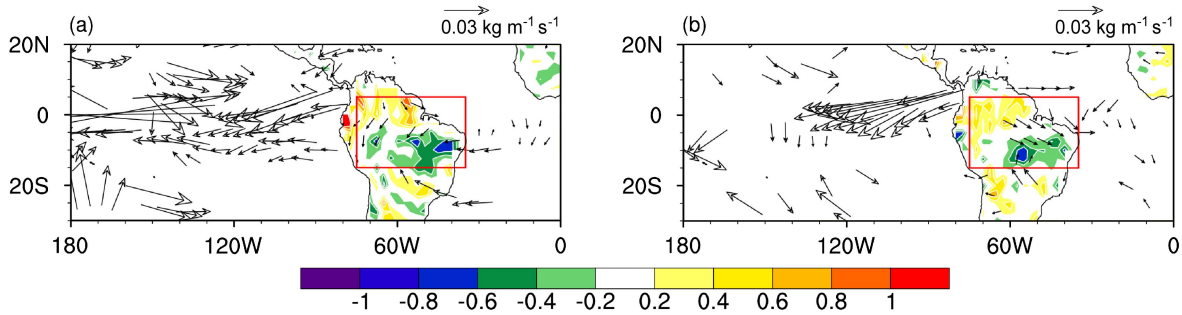


图 10 同图 4, 但为 AMIP6 模式数据的集合平均

Fig. 10 Same as in Fig. 4, but for ensemble averaged data of seven models from AMIP6 model

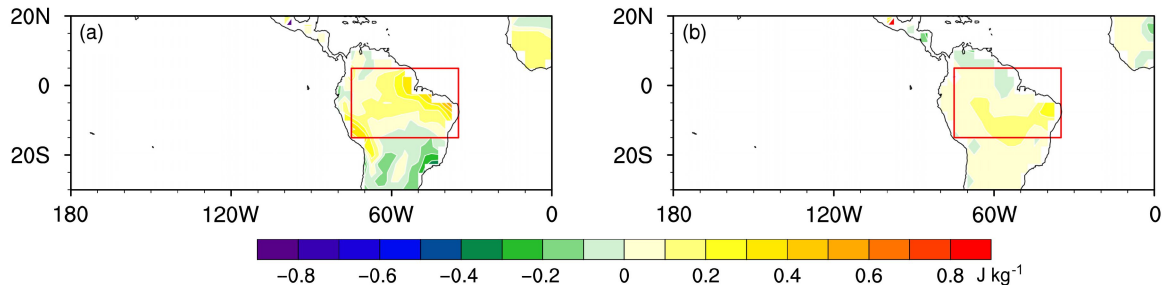


图 11 同图 5, 但为 AMIP6 模式数据的集合平均

Fig. 11 Same as in Fig. 5, but for ensemble averaged data of seven models from AMIP6 model

汽输送及对流层稳定性变化进行了分析。由图 9a、9c 可以看出, 第一海面温度模态导致亚马逊北部对流层高层辐散, 有利于形成降水, 这与图 3 的结果是一致的; 而第二海面温度模态 (图 9b、9d) 使亚马逊河流域低层北部有弱辐合气流, 而高层南部有弱辐散气流, 这种情况下虽然也能引起异常的上升运动, 但在强度上小于再分析资料的结果。

用 AMIP6 模式的集合平均数据对两个海面温度模态引起的异常水汽输送进行分析, 结果如图 10。第一海面温度模态 (图 10a) 导致亚马逊对流层南部有异常水汽辐合, 而北部水汽辐散; 第二海面温度模态 (图 10b) 同样使亚马逊南部受来自大西洋水汽的影响, 出现辐合, 而北部出现异常的水汽辐散。图 10 中两个海面温度模态导致的亚马逊对流层异常水汽通量散度分布特征与 4 有所不同, 但就区域平均来说, 水汽是辐合的, 因此会使区域平均的降水增加。

最后还分析了由 AMIP6 模式数据计算得到的两个海面温度模态对亚马逊对流层稳定性的影响, 结果如图 11 所示。两个海面温度模态都使亚马逊地区的湿静能稳定度大于 0, 即使对流层不稳定性增加, 上升运动增强, 导致降水增加, 这与再分析资料的结果 (图 5) 基本一致, 只有亚马逊河沿岸的对流层稳定性与图 5b 的结果有些不同。

5 总结

本文对影响亚马逊旱季降水年际变率的主导热带海面温度模态进行了分析, 发现热带海面温度与亚马逊旱季降水之间的关系十分密切, 第一、第二海面温度模态解释了绝大部分的方差 (83%), 且其贡献之和与亚马逊旱季降水的相关高达 0.92。第一海面温度模态表明, 当前期有热带东太平洋 La Niña 型海面温度异常演变、热带南北大西洋异常海面温度梯度为负并且热带印度洋海面温度有暖异常时, 亚马逊旱季降水增加。Boers et al. (2015)、Moura et al. (2019) 在关于 El Niño 影响亚马逊降水的研究中发现, El Niño 使亚马逊降水减少, 本文结论与其一致; Ronchail et al. (2002)、Good et al. (2008)、Erfanian et al. (2017) 发现南北大西洋正温度梯度会导致亚马逊降水减少, 本文结果也与其一致。第二海面温度模态表明, 当前期出现中太平洋 Modoki El Niño 型增暖、热带南北大西洋有负异常海面温度梯度、热带印度洋海面温度偏冷时, 亚马逊旱季降水有正异常。

Fu et al. (2001)、Yoon and Zeng (2010) 发现太平洋、大西洋的异常海面温度分别通过影响纬向环流、经向环流的方式作用于亚马逊雨季降水,

本文通过分析海面温度模态对亚马逊地区的风场、水汽场以及对流层能量的作用,也发现热带海面温度对亚马逊地区的环流、水汽通量有所影响,进而引起亚马逊旱季降水异常。第一海面温度模态使亚马逊北部产生异常的辐合上升气流,同时来自大西洋的水汽向西输送,使亚马逊北部出现水汽辐合,造成亚马逊北部降水增加;从湿静能收支的角度可知,第一海面温度模态使得亚马逊低层异常湿静能大于高层,致使对流层不稳定,也有利于降水增加。第二海面温度模态使亚马逊东南部气流辐合上升、西部气流下沉;从能量角度分析,第二海面温度模态使亚马逊东南部低层异常湿静能大于高层,气层不稳定,易产生上升运动,而中西部则相反,气层稳定,这使得亚马逊东南部降水增加、西部降水减少。因此,无论从环流、水汽还是能量角度来看,热带海面温度都能对亚马逊降水产生影响。最后用 AMIP6 模式数据的结果证实了上述结果可信。

亚马逊降水对当地的气候环境以及全球气候都有着重要意义。亚马逊旱季降水较少,是旱灾的高发时期,而旱灾又会引起一系列的生态问题,例如影响热带雨林的正常生长、破坏各类动物的生存环境、影响人类的生产生活;而且亚马逊热带雨林是全球气候系统的重要组成部分,储存着高达一千亿吨的碳 (Malhi et al., 2006),对碳循环、全球变暖速度、极地冰盖的融化有重要作用 (Cox et al., 2000; Betts et al., 2004; Salazar et al., 2007)。再者,干旱时期更易发生森林火灾,对旱季脆弱的生态环境产生毁灭性打击 (Zeng et al., 2008),尤其是在热带雨林减少、恢复力降低的情况下,灾害造成的损失强度更大、持续时间更长,由此造成气候变暖加速等一系列问题,对全球气候产生较为长期的影响。

由上所述,亚马逊旱季降水的作用不可忽视。本文结果显示热带海面温度与亚马逊旱季降水之间的关系十分密切,因此在亚马逊降水的预测中,应该综合考虑各大洋热带海面温度的影响以提高预测结果准确度;其次,受热带海面温度影响,El Niño/La Niña 年亚马逊旱季降水变化较大,易发生旱涝灾害,这提示我们可以根据海面温度的变化及时做好自然灾害的防范,减少损失。

参考文献 (References)

Abdi H. 2010. Partial least squares regression and projection on latent structure regression (PLS regression) [J]. *WIREs Computational*

- Statistics*, 2(1): 97–106. doi:10.1002/wics.51
- Adler R F, Huffman G J, Chang A, et al. 2003. The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present) [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 4(6): 1147–1167. doi:10.1175/1525-7541(2003)004<1147:TVGPCP>2.0.CO;2
- Andrade C D, de Azevedo J P S, Freitas M A V, et al. 2016. Precipitation analysis and the influence of the El Niño phenomenon on the transboundary basin of the Madeira River [J]. *Water Resour. Manag.*, 30(9): 3077–3092. doi:10.1007/s11269-016-1332-8
- Andreoli R V, da Silva S N R, de Souza R A F, et al. 2017a. Intense drought and flooding events in the Rio Negro and relation with the tropical Pacific and Atlantic variability modes [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 129(1–2): 551–576. doi:10.1007/s00704-016-1790-1
- Andreoli R V, de Oliveira S S, Kayano M T, et al. 2017b. The influence of different El Niño types on the South American rainfall [J]. *Int. J. Climatol.*, 37(3): 1374–1390. doi:10.1002/joc.4783
- Betts R A, Cox P M, Collins M, et al. 2004. The role of ecosystem–atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global climate warming [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 78(1–3): 157–175. doi:10.1007/s00704-004-0050-y
- Boers N, Donner R V, Bookhagen B, et al. 2015. Complex network analysis helps to identify impacts of the El Niño Southern Oscillation on moisture divergence in South America [J]. *Climate Dyn.*, 45(3–4): 619–632. doi:10.1007/s00382-014-2265-7
- Cox P M, Betts R A, Jones C D, et al. 2000. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model [J]. *Nature*, 408(6809): 184–187. doi:10.1038/35041539
- Davidson E A, de Araújo A C, Artaxo P, et al. 2012. The Amazon basin in transition [J]. *Nature*, 481(7381): 321–328. doi:10.1038/nature10717
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137(656): 553–597. doi:10.1002/qj.828
- Erfanian A, Wang G L, Fomenko L. 2017. Unprecedented drought over tropical South America in 2016: Significantly under-predicted by tropical SST [J]. *Sci. Rep.*, 7(1): 5811. doi:10.1038/s41598-017-05373-2
- Eyring V, Bony S, Meehl G A, et al. 2016. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization [J]. *Geoscientific Model Development*, 9(5): 1937–1958. doi:10.5194/gmd-9-1937-2016
- Fu R, Dickinson R E, Chen M X, et al. 2001. How do tropical sea surface temperatures influence the seasonal distribution of precipitation in the equatorial Amazon? [J]. *J. Climate*, 14(20): 4003–4026. doi:10.1175/1520-0442(2001)014<4003:Hdtsst>2.0.CO;2
- Good P, Lowe J A, Collins M, et al. 2008. An objective tropical Atlantic sea surface temperature gradient index for studies of south Amazon dry-season climate variability and change [J]. *Philos. Trans.*

- Rot. Soc. B: Biol. Sci., 363(1498): 1761–1766. doi:10.1098/rstb.2007.0024
- Hopkin M. 2005. Amazon hit by worst drought for 40 years [J]. *Nature*, 438(7068): 537. doi:10.1038/news051010-8
- Hu K M, Liu Y X, Huang G, et al. 2020. Contributions to the interannual summer rainfall variability in the mountainous area of central China and their decadal changes [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 37(3): 259–268. doi:10.1007/s00376-019-9099-5
- Jiménez-Muñoz J C, Mattar C, Barichivich J, et al. 2016. Record-breaking warming and extreme drought in the Amazon rainforest during the course of El Niño 2015–2016 [J]. *Sci. Rep.*, 6(1): 33130. doi:10.1038/srep33130
- Kalela-Brundin M. 1999. Climatic information from tree-rings of *Pinus sylvestris* L. and a reconstruction of summer temperatures back to AD 1500 in Femundsmarka, eastern Norway, using partial least squares regression (PLS) analysis [J]. *Holocene*, 9(1): 59–77. doi:10.1191/095968399678118795
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77(3): 437–472. doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:Tnyrp>2.0.Co;2
- Lewis S L, Brando P M, Phillips O L, et al. 2011. The 2010 Amazon drought [J]. *Science*, 331(6017): 554. doi:10.1126/science.1200807
- Maeda E E, Kim H, Aragão L E O C, et al. 2015. Disruption of hydroecological equilibrium in southwest Amazon mediated by drought [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 42(18): 7546–7553. doi:10.1002/2015gl065252
- Malhi Y, Wood D, Baker T R, et al. 2006. The regional variation of aboveground live biomass in old-growth Amazonian forests [J]. *Global Change Biol.*, 12(7): 1107–1138. doi:10.1111/j.1365-2486.2006.01120.x
- Marengo J A, Nobre C A, Tomasella J, et al. 2008. The drought of Amazonia in 2005 [J]. *J. Climate*, 21(3): 495–516. doi:10.1175/2007jcli1600.1
- Marengo J A, Tomasella J, Alves L M, et al. 2011. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 38(12): L12703. doi:10.1029/2011gl047436
- McIntosh A R, Lobaugh N J. 2004. Partial least squares analysis of neuroimaging data: Applications and advances [J]. *Neuroimage*, 23 Suppl 1: S250–S263. doi:10.1016/j.neuroimage.2004.07.020
- McIntosh P C, Ash A J, Stafford Smith M. 2005. From oceans to farms: The value of a novel statistical climate forecast for agricultural management [J]. *J. Climate*, 18(20): 4287–4302. doi:10.1175/Jcli3515.1
- Moura M M, dos Santos A R, Pezzopane J E M, et al. 2019. Relation of El Niño and La Niña phenomena to precipitation, evapotranspiration and temperature in the Amazon basin [J]. *Sci. Total. Environ.*, 651: 1639–1651. doi:10.1016/j.scitotenv.2018.09.242
- Neelin J D, Held I M. 1987. Modeling tropical convergence based on the moist static energy budget [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115(1): 3–12. doi:10.1175/1520-0493(1987)115<0003:Mtebot>2.0.Co;2
- Neelin J D, Su H. 2005. Moist teleconnection mechanisms for the tropical South American and Atlantic sector [J]. *J. Climate*, 18(18): 3928–3950. doi:10.1175/Jcli3517.1
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 108(D14): 4407. doi:10.1029/2002jd002670
- Ronchail J, Cochonneau G, Molinier M, et al. 2002. Interannual rainfall variability in the Amazon basin and sea-surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans [J]. *Int. J. Climatol.*, 22(13): 1663–1686. doi:10.1002/joc.815
- Salazar L F, Nobre C A, Oyama M D. 2007. Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34(9): L09708. doi:10.1029/2007gl029695
- Sena E T, Dias M A F S, Carvalho L M V, et al. 2018. Reduced wet-season length detected by satellite retrievals of cloudiness over Brazilian Amazonia: A new methodology [J]. *J. Climate*, 31(24): 9941–9964. doi:10.1175/Jcli-D-17-0702.1
- Smoliak B V, Wallace J M, Stoelinga M T, et al. 2010. Application of partial least squares regression to the diagnosis of year-to-year variations in Pacific Northwest snowpack and Atlantic hurricanes [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 37(3): L03801. doi:10.1029/2009gl041478
- Tan Y X, Shi L M, Tong W D, et al. 2004. Multi-class tumor classification by discriminant partial least squares using microarray gene expression data and assessment of classification models [J]. *Comput. Biol. Chem.*, 28(3): 235–243. doi:10.1016/j.compbiolchem.2004.05.002
- Tollefson J. 2016. Dry Amazon could see record fire season [J]. *Nature*, 535(7610): 18–19. doi:10.1038/nature.2016.20190
- Wallace J M, Fu Q, Smoliak B V, et al. 2012. Simulated versus observed patterns of warming over the extratropical Northern Hemisphere continents during the cold season [J]. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 109(36): 14337–14342. doi:10.1073/pnas.1204875109
- Wold H. 1966. Estimation of principal components and related models by iterative least squares [M]//Krishnaiah P R. *Multivariate Analysis*. New York: Academic Press, 391–420.
- Wold S, Sjöström M, Eriksson L. 2001. PLS - regression: A basic tool of chemometrics [J]. *Chemom. Intell. Lab. Syst.*, 58(2): 109–130. doi:10.1016/S0169-7439(01)00155-1
- Wu Z W, Yu L L. 2016. Seasonal prediction of the East Asian summer monsoon with a partial-least square model [J]. *Climate Dyn.*, 46(9–10): 3067–3078. doi:10.1007/s00382-015-2753-4
- Yoon J H, Zeng N. 2010. An Atlantic influence on Amazon rainfall [J]. *Climate Dyn.*, 34(2–3): 249–264. doi:10.1007/s00382-009-0551-6
- Zeng N, Yoon J H, Marengo J A, et al. 2008. Causes and impacts of the 2005 Amazon drought [J]. *Environ. Res. Lett.*, 3(1): 014002. doi:10.1088/1748-9326/3/1/014002
- Zou Y, Macau E E N, Sampaio G, et al. 2016. Do the recent severe droughts in the Amazonia have the same period of length? [J]. *Climate Dyn.*, 46(9–10): 3279–3285. doi:10.1007/s00382-015-2768-x