中国科学: 地球科学 2021 年 第 51 卷 第 8 期: 1240 ~ 1257
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

区分热带太平洋两类厄尔尼诺事件的海表面盐度指数

智海[1], 林鹏飞[2,3*], 方祝骏[1], 刘海龙[2,3], 张荣华[3,4,5†], 白文蓉[2,3]

1. 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044;
2. 中国科学院大气物理研究所大气科学与地球物理流体动力学数值模拟国家重点实验室(LASG), 北京 100029;
3. 中国科学院大学, 北京 100049;
4. 中国科学院海洋大科学中心和中国科学院海洋研究所海洋环流与波浪重点实验室, 青岛 266071;
5. 中国科学院第四纪科学与全球变化卓越创新中心, 西安 710061
* 通讯作者, E-mail: linpf@mail.iap.ac.cn
† 通讯作者, E-mail: rzhang@qdio.ac.cn

收稿日期: 2020-11-17; 收修改稿日期: 2021-04-15; 接受日期: 2021-04-30; 网络版发表日期: 2021-06-30
国家重大自然灾害监测预警与预防重点研究发展计划项目(编号: 2018YFC1506002、2016YFC1401601、2019YFC1510004)、中国科学院战略性先导科技专项(B类)项目(编号: XDB 40000000、XDB 42000000)、国家自然科学基金项目(批准号: 42030410、41976026、41931183、41690122)和国家重点研究发展计划项目(编号: 2017YFC1404102)资助

摘要 本研究利用再分析资料和观测数据得到用来区分热带太平洋两种类型El Niño事件(中太平洋El Niño (CP El Niño)和东太平洋El Niño (EP El Niño))的海表面盐度(SSS)指数. 通过计算SSS异常与海表面温度(SST)的空间和时间相关性, 识别出了与CP和EP El Niño事件相关的SSS关键区. 确定出的EP El Niño事件SSS关键区位于以(0°, 130°E)为中心的弧形区域和由赤道太平洋覆盖(5°S~5°N, 175°W~158°W)的区域; CP El Niño事件SSS关键区位于西太平洋东北部(2°S~9°N, 142°E~170°E)和东南太平洋(20°S~10°S, 135°W~95°W). 本研究中获得的CP和EP El Niño事件的关键区与传统的回归和合成方法不一致, 并不位于赤道太平洋的日界期线附近. 根据这些关键区, 分别构建SSS指数, 称为CSI 指数(CP El Niño SSS index)和ESI指数(EP El Niño SSS index), 用于独立区分CP和EP El Niño事件. 利用不同时段的多种来源的数据进行检验, 表明CSI和ESI可以有效地用于区分两类El Niño事件, 并作为监测ENSO的另一个有效工具. 本研究为表征和理解El Niño事件的多样性提供了可能的新方法.

关键词 两类厄尔尼诺, 海表盐度指数, 热带太平洋

1 前言

El Niño-Southern Oscillation(ENSO)是全球气候系统中具有最强年际变化的海气相互作用信号, 表现在热带太平洋海平面温度(SST)和海平面气压波动具有2~7年的准周期振荡. ENSO在全球海洋和大气变化方面起着重要作用(例如, Bjerknes, 1969; Jin, 1997; Weisberg和Wang, 1997; McPhaden等, 2006; Ashok和Yama-

中文引用格式: 智海, 林鹏飞, 方祝骏, 刘海龙, 张荣华, 白文蓉. 2021. 区分热带太平洋两类厄尔尼诺事件的海表面盐度指数. 中国科学: 地球科学, 51(8): 1240–1257, doi: 10.1360/N072020-0384
英文引用格式: Zhi H, Lin P, Fang Z, Liu H, Zhang R-H, Bai W. 2021. Sea surface salinity-derived indexes for distinguishing two types of El Niño events in the tropical Pacific. Science China Earth Sciences, 64(8): 1267–1284, https://doi.org/10.1007/s11430-020-9780-2

© 2021 《中国科学》杂志社

gata, 2009; Santoso等, 2017; Rackow等, 2018; Ham等, 2019; Lin等, 2019). 同时, ENSO事件在热带太平洋表现出明显的不规则性, 具体表现为SST异常持续时间、强度和空间分布上. 其中, ENSO的正相位阶段称为厄尔尼诺(El Niño)现象(Rasmusson和Carpenter, 1982). 迄今为止, 基于SST变化的空间分布的差异将两种类型的El Niño事件定义为: 以中东太平洋海区出现明显的SST正异常为特征的东太平洋(EP) El Niño事件和以热带太平洋中部出现明显的SST正异常为特征的中太平洋(CP) El Niño事件. 随着全球变暖, 近几十年来CP El Niño事件的发生频次要明显高于EP El Niño事件, 区分两种El Niño事件对于认知ENSO的多样性和可预测性至关重要.

根据海洋温度变化的特征, 曾有若干指数被提出并用于区分CP和EP El Niño事件. 其中基于SST变化的指数主要通过计算区域的SST异常加权平均值获得, 其中有些区域平均值进行了归一化或有些没有归一化, 包括Niño3(5°S~5°N, 150°W~90°W)和Niño4(5°S~5°N, 160°E~150°W)指数(Kug等, 2009; Yeh等, 2009; Kim等, 2009)、El Niño Modoki指数(EMI; Ashok等, 2007), 以及Trans-Niño指数(Niño1+2和Niño4; Trenberth等, 2001)和其他指数(例如, Kao和Yu, 2009; Takahashi等, 2011; Ren和Jin, 2011; Wiedermann等, 2016; Santoso等, 2017; Jeong和Ahn, 2017; Williams和Patricola, 2018; Zhang等, 2019). 这些指数主要用于描述ENSO事件的发生, 还有些可以区分两种类型的El Niño. 研究表明, 这些指数大多表现出一致性特征, 如在描述El Niño事件的空间结构上的指数高度相似, 特别对于强El Niño事件(Rasmusson和Carpenter, 1982; Trenberth, 1984, 1997; Deser和Wallace, 1987; Hanley等, 2003; Singh等, 2011). 然而, 由于真实观测到的SST异常空间分布具有多样性和复杂性的特点(Cai等, 2018; Timmermann等, 2018), 以往研究往往采用不同的判别El Niño事件的标准, 包括持续时间和强度(例如, Ren和Jin, 2011; Zhang等, 2019), 导致区分这两种El Niño现象的标准也不统一. 这些不一致性导致了使用这些指数对历史上发生的El Niño事件类型进行分类的混淆(Singh等, 2011), 例如1987/1988年、1990/1991年和2002/2003年发生的El Niño事件. 因此, 有必要进一步区分ENSO事件的内在过程, 构建合理的ENSO类型判别指标, 以克服以往ENSO类型划分的不一致性.

El Niño事件引起异常场空间分布的差异表明特定区域SST异常的变化受外部过程和强迫场的影响. 而且除了SST异常外, 基于其他量的指数也可以用于表示ENSO特征, 例如海平面气压、降水和海洋盐度等(Lagerloef等, 2008; Bosc和Delcroix, 2008; Kug等, 2009; Yeh等, 2009; Singh等, 2011; Qu和Yu, 2014). 其中, 盐度是表征全球水循环的一个重要指标, 可用于追踪与El Niño相关的海洋物理场变化的源和汇(Lagerloef等, 2008; Lee和McPhaden, 2010; Zhang等, 2012; Zheng和Zhang, 2015; Zhang等, 2015; Nguyen等, 2018). 例如, 海面盐度(SSS)由于与中西热带太平洋日界线附近的SST异常密切相关可用于描述ENSO事件的多样性(Eldin等, 1997; Delcroix, 1998; Bosc等, 2009; Qi等, 2019). 然而, 有一些特殊的El Niño事件, 在全球变暖条件下, CP和EP El Niño事件以组合形态的方式出现(Yu和Kim, 2013), 无法通过传统意义上固定区域SST平均指数来合理表征其发生和演变(Roberts等, 2015). 事实上, 海洋盐度(尤其是SSS)与ENSO大气环流异常引起的海表蒸发和降水变化密切相关. 大气环流异常影响着海表蒸发和Walk环流相关的降水变化. 同时, 与海洋温度相比, 它不直接对大气产生反馈. 因此, 追踪SSS变化的来源比追踪SST变化的来源更为方便. 所以作为与ENSO密切相关的物理场, 一些海区(例如, 日界线附近)的SSS变化常被用来阐述ENSO引起的SST变化(Maes, 2008).

基于上述盐度的特征, 两个SSS指数, 即SSS El Niño指数和SSS ENSO指数, 被定义为区域平均SSS异常用于识别El Niño事件(Singh等, 2011). SSS El Niño指数定义为A区(2°S~2°N, 150°E~170°E)和B区(2°S~2°N, 170°E~170°W)的归一化SSS异常平均值之间的差值; SSS ENSO指数定义为C区(25°S~10°S, 160°E~160°W)和A+B区平均的归一化SSS异常之间的差值. 然而, Singh等(2011)定义的单一指数并不能充分区分CP El Niño事件和EP El Niño事件. 事实上, 这两个指数有很高的相关性且不独立. 另一个类似于Delcroix和Picaut(1998)提出的35.0psu等盐线的盐度指数(Niño-S34.8)用来表示34.8psu等盐度线沿赤道太平洋的纬向位置(Qu和Yu, 2014). 此外, 在东南太平洋(0°~10°S, 150°W~90°W)建立了相应的东南太平洋SSS指数(SEPSI)(Qu和Yu, 2014). Niño-S34.8可用于识别所有的

El Niño事件, 而SEPSI只能用于识别CP El Niño事件, 同时使用这两个指数可有效识别EP和CP El Niño事件. 但由于Niño-S34.8指数与SEPSI、SSS El Niño指数与SSS ENSO指数之间的相关系数非常显著, 这两组指数是相互依赖的. 这表明上述基于盐度的ENSO指数相互依赖, 不能单独用于确定EP或CP El Niño事件, 因此需要将他们结合起来利用. 基于这些考虑, 构建单独的基于SSS的指数来区分EP和CP El Niño事件是非常必要的. 由此得到的基于SSS指数, 可以有效地识别EP和CP El Niño事件.

本文作为对已有研究成果的补充, 目的是构建一对SSS指数来区分CP和EP El Niño事件. 结果表明, 没有必要将两个指数一起使用来区分两类事件.

2 数据和方法

2.1 数据

逐月温度和盐度的数据来自英国气象局哈德莱中心提供的EN.4.1.1.q再分析数据集, 其水平分辨率为1°×1°, 垂直方向42层, 时间长度为1900年至今(Ingleby和Huddleston, 2007), 本研究的时间长度选取1980~2019年. 作为补充和验证也采用了高质量实时海洋阵列观测(Argo)从2005年至今的海洋温、盐度数据, 这里取自国际太平洋研究中心/亚太数据研究中心提供的均匀网格数据, 其水平分辨率为1.0°×1.0°, 深度范围为5～2000m. 为验证上文所述指数的适用性, 还采用1914~2013年简单同化海洋资料(版本3, SODAsi.3)的逐月海洋温度和盐度再分析资料, 其水平分辨率为1/2°(纬向)×1/4°(经向), 垂直方向为40层, 最上层为10m(Giese等, 2016). 由于1980年以前盐度的观测样本有限, 所以仅取1980~2013年的该资料作比较使用.

2.2 方法

2.2.1 基于SST异常的CP和EP厄尔尼诺事件指数

EMI(Ashok等, 2007)和Niño3指数(Trenberth等, 2001) 可分别用于代表CP和EP El Niño事件, EMI的定义如下:

$$\mathrm{EMI} = [\mathrm{SSTA}]_{\mathrm{c}} - 0.5[\mathrm{SSTA}]_{\mathrm{E}} - 0.5[\mathrm{SSTA}]_{\mathrm{W}}, \quad (1)$$

式中, $[\mathrm{SSTA}]_{\mathrm{c}}$、$[\mathrm{SSTA}]_{\mathrm{E}}$和$[\mathrm{SSTA}]_{\mathrm{W}}$分别表示热带中太平洋(10°S~10°N, 165°E~140°W)、东太平洋(15°S~5°N, 110°W~70°W)和西太平洋(10°S~20°N, 125°E~145°E)的区域加权平均SST异常. SST异常回归到EMI的空间分布和SST异常的第二个经验正交函数模态上具有很高的空间相关性, 这表明EMI能够合理刻画CP El Niño事件的特征(Harrison和Larkin, 1998; Ashok等, 2007; Weng等, 2009). Niño3区位于赤道东太平洋, 该区的SST异常与相应的El Niño事件高度相关. 因此, Niño3指数可以代表EP El Niño事件的发生和发展. 这两类El Niño事件的指数的定义为: 热带太平洋SST异常的3个月滑动平均值, 用于根据海温异常来区分ENSO事件; 当该滑动平均值高于(低于)0.5(−0.5)℃时, 表示El Niño(La Niña)事件发生.

为进一步区分EP和CP El Niño事件的空间结构, 采用Xiang等(2013)提出的合成分析方法. 该方法对于CP El Nino事件的定义为: (1) 初始SST增温发生在日界线附近, 并缓慢向东太平洋扩展; (2) SST变暖在其峰值阶段从未到达东太平洋, 并呈现出连续的特征. 对于EP El Niño事件, 其定义如下: (1) SST变暖在初始阶段并不局限于日界线附近, 而是迅速向东太平洋扩展. 这意味着在EP El Niño事件中太平洋变暖持续时间短于CP El Niño事件变暖的持续时间; (2) 变暖的极大值只出现在东太平洋. 这种方法有两个优点: 一是CP El Niño的暖中心持续存在于中太平洋; 二是暖异常中心在向东太平洋的移动过程中减弱. 两类El Niño事件的水平空间分布可以用这些事件的SST时空异常的合成来表示.

2.2.2 时空相关性

在选择SSS异常的关键区域时, 本研究充分考虑了各指标之间的时空相关性. 基于这样的考虑, 采用了如下三种方法.

(1) 方法1. 在热带太平洋上的每个网格中, 计算了El Niño指数(EMI和Niño3)与SSS异常的时间相关系数(TCCs). 与EMI或Niño3指数具有显著时间相关系数的区域分别被认为是CP或EP El Niño事件的关键区域. 与EMI或Niño3指数的时间相关系数分别表示为$\mathrm{CP}_{\mathrm{EScorc}}$和$\mathrm{EP}_{\mathrm{EScorc}}$. 为了区分CP El Niño事件和EP El Niño事件, 用下述公式计算了两类事件在每个网格点中相关系数的绝对值之差:

$$D_{\mathrm{corc}} = \left|\mathrm{CP}_{\mathrm{EScorc}}\right| - \left|\mathrm{EP}_{\mathrm{EScorc}}\right|. \quad (2)$$

通过公式(2), 可以计算两类El Niño事件的CP(CP_{EScorc})和EP(EP_{EScorc})的绝对相关系数值的差异(D_{corc}). 在D_{corc}显著正或负区域的平均SSS异常时间序列记为CP或EP El Niño指数.

(2) 方法2. 一般来说, 随着ENSO事件的出现, 热带太平洋SSS异常表现出明显的大尺度波动特征. 因此, 利用热带太平洋各网格点的SSS与SST异常的关系, 可以得到CP和EP El Niño指数. 将SSS异常回归到每个网格的SST异常时间序列上, 对于每个网格的SST异常, 回归的SSS异常表现出明确的空间分布. 从每个网格上的SST异常时间序列出发, 可以得到SSS异常的回归分布. 根据图1的回归分布和合成分布, 可以计算El Niño事件的空间相关系数(PCCs). 将这些CP El Niño和EP El Niño事件空间相关系数组合在一起, 得到了EP 和CP El Niño事件空间相关的空间分布. 将具有显著相关系数的区域称为CP或EP El Niño的关键区. 利用公式(2), 得到CP(CP_{EScorc})和EP(EP_{EScorc})之间的D_{corc}. 在D_{corc}显著区域的平均SSS异常时间序列可表示为CP或EP El Niño指数.

(3) 方法3. 根据上述方法1和方法2, 将确定的时间相关系数和空间相关系数的分布结合起来, 建立可以区分CP和EP El Niño事件的新关键区域. CP和EP El Niño事件的这种组合分布再次分别表示为CP_{EScorc}和EP_{EScorc}, 它们的差值(D_{corc})通过公式(2)表示为CP_{EScorc}和EP_{EScorc}之间差, 然后在D_{corc}显著区域中的平均SSS异常时间序列选择为CP或EP El Niño指数.

方法1中考虑了ENSO事件具有时间相关性的大尺度效应. 方法2考虑了空间相关性, 其中包含了SST异常与SSS异常关系的局地化效应. 在方法3中, 同时考虑了时间和空间相关性. 可以得出, 在方法1~3中, 考虑的是两类El Niño事件之间的差异. 这种方法考虑关键区域来得到指数, 优点是可以很容易地区分两种类型的El Niño事件, 而且两类事件的指数相互独立. 这可以用于避免两类El Niño事件类型分类上的混淆. 例如, 如果一个网格点的CP(EP) El Niño事件的相关系数为0.4(−0.3), 那么当减去CP和EP El Niño事件之间相关系数做差取绝对值时, 该网格点的值可以达到0.7. 根据这个标准得到关键区域, 取关键区获得指数就会导致CP和EP El Niño指数之间存在强依赖性. 因此, 通过减去绝对的相关系数值, 可以避免上述CP和EP El Niño事件之间出现强依赖性. 这一方法的主要优点能反映出CP和EP El Niño事件影响所引起的差异.

3　结果分析

3.1　两类El Niño事件的SST或SSS异常的分布差异

图1显示了根据EN4数据得出的1980~2019年两类El Niño事件相关合成的SST和SSS异常的水平分布. 对于CP El Niño, 最大SST异常位于赤道太平洋中西部(180°~160°W, 5°S~5°N), 而对于EP El Niño, 最大SST异常位于赤道太平洋东部(170°W以东, 5°S~5°N)(图1a和1c). 可以看到, CP El Niño的SSS负异常的极值区位于日界线以西而EP El Niño中则位于日界线附近, 而且CP El Niño的SSS异常的最大值呈东北-西南分布(图1b); 对于EP El Niño, SSS异常相对平行于赤道(图1d).

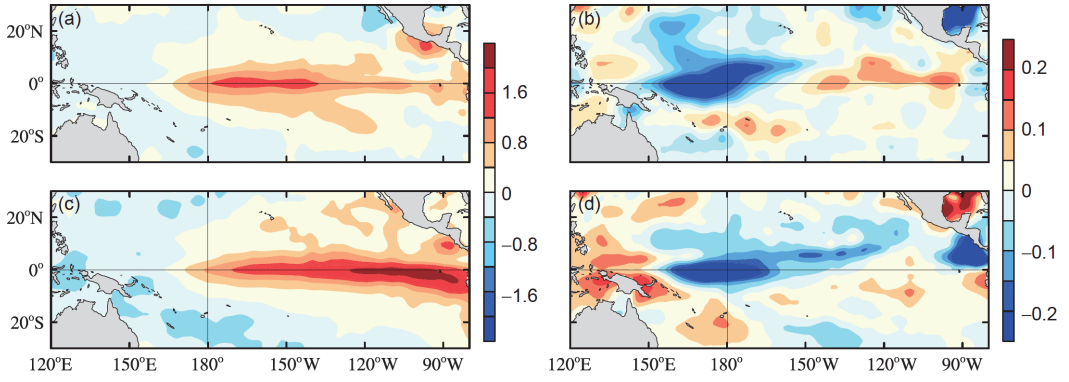

图 1　在CP El Niño(a)和EP El Niño(c)期间合成的SST异常水平空间分布, 以及在CP El Niño(b)和EP El Niño(d)期间合成的SSS异常水平空间分布

SST异常单位为℃, SSS异常的单位为psu

赤道外地区, 尤其是北半球日界线以西地区, CP和EP El Niño事件之间存在着明显的差异. 具体而言, 对于CP(EP) El Niño, 远离赤道区中SSS负异常变大(变小). CP El Niño的SSS负异常可以向北延伸到约30°N附近, 而EP El Niño的SSS负异常仅能存在于15°S~15°N的区域. CP El Niño的SSS正异常分布在热带太平洋东部, 在该区域EP El Niño的SSS异常较小. EP El Niño的SSS正异常出现在西太平洋(150°E以西), 但在CP El Niño中其值较小. SST和SSS异常对于Niño3和EMI指数的回归分布显示了与合成的EP与CP El Niño类似的空间特征的差异性(图2). 上述这些差异可以有助于分辨CP和EP El Niño中SSS变化的关键区域.

根据以上分析, SSS与SST异常之间是否存在显著相关的区域可以由相关系数的大小来确定. 而且, 由每个格点的相关系数形成了连续相关系数的水平分布, 因此可以识别出SSS异常演变的区域和ENSO空间结构.

3.2 SSS异常与两类El Niño事件的关系

为了进一步区分CP和EP El Niño事件, 采用方法1, 计算每个网格点上SSS异常时间序列与EMI或Niño3指数的时间相关系数. 对于时间相关系数的空间分布, 在图3a和3d中显示了CP和EP El Niño事件中时间演变的差异特征, CP和EP El Niño事件之间存在明显差异. 在CP El Niño期间, 显著相关负中心位于日界线以西约170°E; 在EP El Niño期间则位于日界线以东约170°E的位置. 这种纬向位移的差异是由淡水通量和海洋平流异常引起(Yeh等, 2009; Zheng等, 2014a; Kang等, 2017). 同时看到, 在CP El Niño期间, 相关正中心位于东南太平洋(约120°W), 在EP El Niño期间则位于热带西太平洋(130°E~140°E).

由EN4数据计算得出CP和EP El Niño事件中SSS异常的空间相关系数(PCC)分布(图3b和3e)表明: 每个网格点上的空间相关系数(PCC)都高于CP和EP El Niño事件的时间相关系数(TCC). 具有显著相关的分布区域位置也代表了CP和EP El Niño事件的变化中心. CP和EP El Niño事件的区别如下: CP El Niño期间位于160°E的的负中心比EP El Niño期间更偏西, 位于180°; 在热带太平洋东南部(~120°W), CP El Niño的正中心值达到0.91, 高于热带西太平洋(130°E~140°E, 150°E以西)和西南太平洋(180°以西, 15°S~5°S); EP El Niño的值为0.94, 高于CP El Niño的值. 同时注意, 西太平洋(180°以西)正的数值大于赤道太平洋日界线附近负的数值. CP和EP El Niño事件的时间相关系数和空间相关系数的合成分布与CP和EP El Niño事件具有相似的分布和显著中心区, 尽管具有时间相关系数或空间相关系数的合成分布在数值上存在着一些差异(图3c和3f).

TCCs、PCCs及其合成的分布可以用来表征CP和EP El Niño事件的空间分布, 但正和负相关系数最大值在空间位置上的存在显著差异. CP El Niño的TCC/PCC的负中心(最小值)位置通常比EP El Niño更偏西的地方. 在东南太平洋(约120°W), CP El Niño的TCC/PCC的正中心(最大值)要高于EP El Niño, 热带西太平洋(130°E~140°E, 150°E以西)EP El Niño的TCC/PCC的最大正中心值比CP El Niño大.

热带太平洋SST和SSS异常的变化具有非常稳定的关系, 表明其在长期尺度上存在着强的对应关系, 但CP和EP El Niño事件期间盐度的演化特征有很大的不

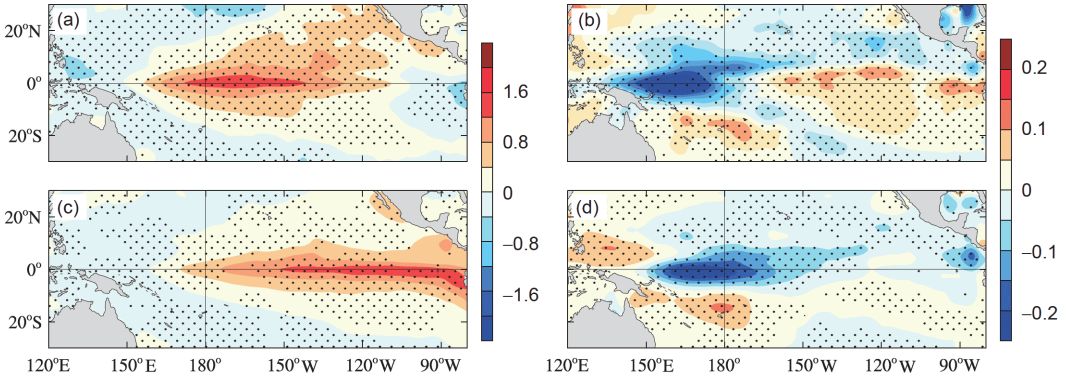

图 2 **SST异常对EMI(a)和Niño3指数(c)的回归分析, 以及SSS异常对EMI(b)和Niño3指数(d)的回归分析**

SST异常单位为℃ ℃$^{-1}$, SSS异常单位为psu ℃$^{-1}$. 黑点代表通过95%统计Student-t显著性检验的回归值

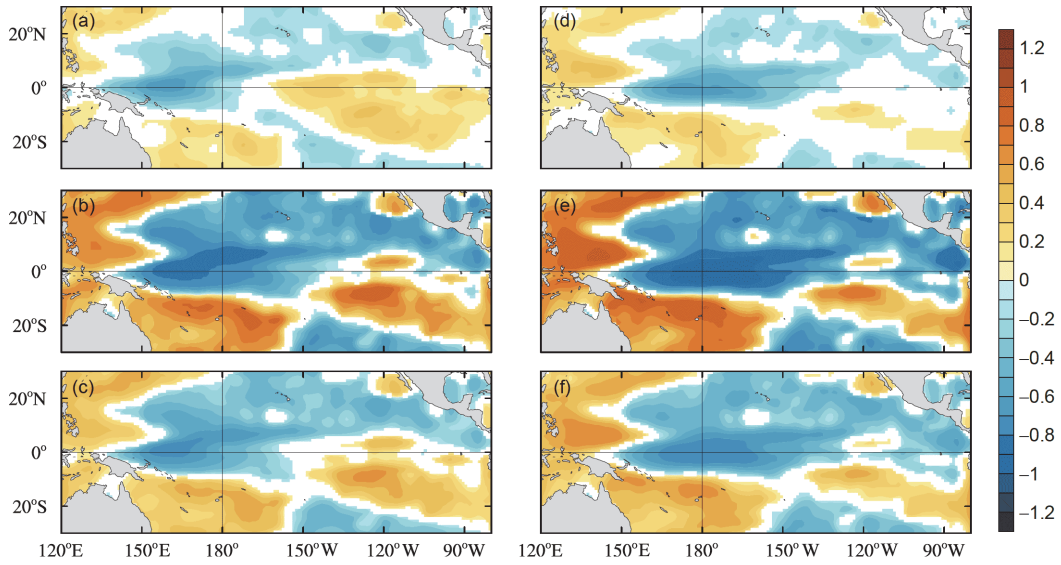

图 3　由EN4资料得出的CP El Niño((a)~(c))和EP El Niño((d)~(f))的时间相关系数(TCC; (a), (d))、空间相关系数(PCC; (b), (e))、TCC和PCC的合成((c), (f))的水平分布

彩色区域表示通过95%统计Student-t显著性检验的PCCs或TCCs

同. 通过计算SSS异常与EMI/Niño3指数之间的超前/滞后相关性, 在图4和5中显示. 可以看到, 其中超前1个月的时间相关系数最为显著(图4). 随着SSS异常由1个月的滞后到1个月的超前的变化, 赤道西太平洋时间相关系数为负的区域明显减小, 表现为CP El Niño时间相关系数负中心向西位移. 在1个月后, 正TCC增加, 导致东南太平洋相较于东南太平洋的海温异常要滞后1个月的CP El Niño现象. 对于EP El Niño现象, 在赤道太平洋日界线附近的异常从1个月的超前持续到1个月的滞后, 其具有显著负TCC的区域向东延伸的特征. 相反, 在西太平洋(150°E, 0°~10°N以西)TCC正中心向西移动, 最大正值增大. 对于图5中的PCC分布, 相对于SSS异常, 对于超前1个月到滞后1个月, PCC的最大值和最小值随TCC的变化而变化, 通常都会有较大的绝对值.

3.3　两类El Niño事件的关键区

通过TCCs、PCCs及其合成分布中两类El Niño的相关性差异挑选出的关键区如图6所示. CP和EP El Niño事件TCC的分布表明, 大值区(>0.2或<−0.2)位于西太平洋(其中正TCC标记为A, $A=A_n+A_s$, 负TCC标记为B)、靠近日界期的赤道太平洋(标记为C和C_w), 太平洋东南部(标记为D)、赤道以北的东太平洋(标记为E和F)和西北太平洋(标记为G和H). 相似类型的事件并在相邻区域内被分配到同一个指标区域中. 例如, 将A_n(北)和A_s(南)分配给A, C_w则分配给C. C及其相邻区域的大值区限制在150°W的西部. 具有明显的TCC差异也主要限在大约在10°N到或10°S之间. 在赤道西太平洋, 与A相邻的值相对较小. 所选可能关键区域的位置如表1所示.

为了评估这些关键区域对区分El Niño事件的有效性, 将SST异常值回归到每个区域平均的SSS异常上. 如图7基于EN4数据所示, 在A和C区域中的平均SSS异常可以再现EP El Niño事件分布. 虽然在量级上存在一些差异, 但相邻的A(A_n、A_s和A_w)和C(C_e和C_w)区与A和C一样也可以再现EP El Niño事件. SST异常回归在A_n区平均SSS异常的值相对较高, 同时与回归到A区平均SSS异常的值最为相似. SST异常对C_w区平均SSS异常的回归比对C_e区平均SSS异常的回归更接近于C区平均SSS异常. 对于F区和H区, EP El Niño事件的回归值较小; 而对于G区, SST异常回归表现为CP El Niño事件. 在B和D区中平均的SSS异常可以表示CP El Niño事件. 对于D和D_w区, 回归显示为CP El Niño事件, 但D_w区回归值较小. E区和G区的SSS异常回归可得到CP El Niño, 但数值较小. 上述关键区域是根据回归分布的分类找出的. 结果表明, B、D、E和G区的平均SSS异常可作为识别CP El Niño的指数, A、C、F和

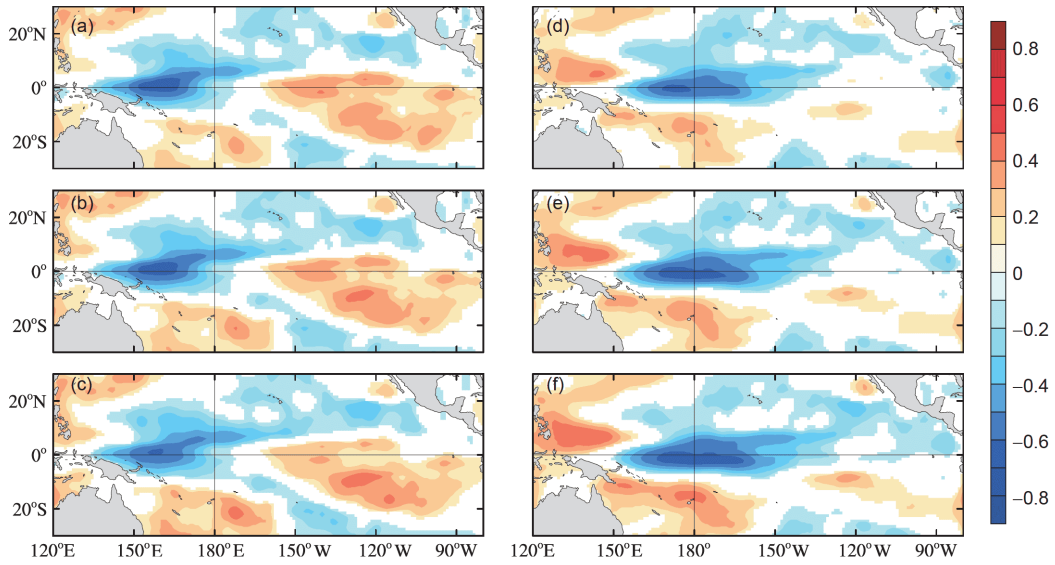

图 4　在网格点上SSS和SST异常之间的滞后/超前时间相关系数(TCC)的水平分布

对于CP El Niño((a)~(c))和EP El Niño((d)~(f)), SSS异常分别滞后SST异常1个月((a), (d))、0个月((b), (e))和−1个月((c), (f)). 彩色区域表示通过95%统计Student-t显著性检验的TCC

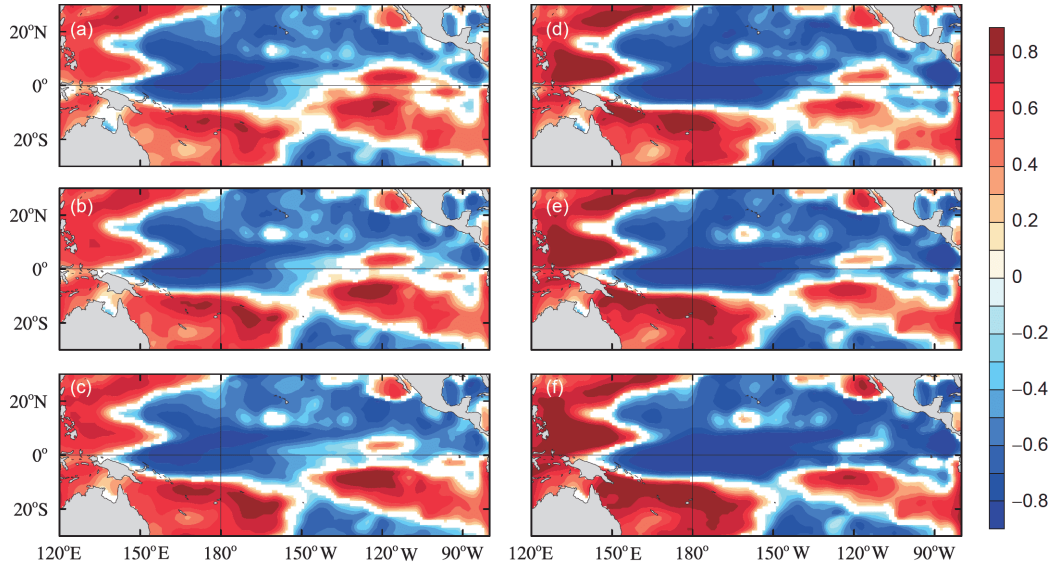

图 5　SSS和SST异常之间的滞后/超前空间相关系数(PCC)的水平分布

对于CP El Niño ((a)~(c))和EP El Niño ((d)~(f)), SSS异常分别滞后SST异常1个月((a), (d))、0个月((b), (e))和−1个月((c), (f)). 彩色区域表示通过95%统计Student-t显著性检验的PCCs

H区的平均SSS异常可作为识别EP El Niño的指数.

所选区域中的平均SSS异常值是否能充分代表CP或EP El Niño事件, 根据EN4数据计算了区域平均SSS异常时间序列与EMI和Niño3指数的同时或超前1个月之间的相关系数(图8). 如图8a所示, 在平均SSS异常与EMI或Niño3指数之间具有显著同时相关性的区被选择来表示CP和EP El Niño事件. 根据上述标准, A、C及其相邻区域中平均SSS异常的时间序列与El Niño3指数(>0.3)密切相关, 与EMI(<0.3)的相关性较弱. 其中, A、A_s、A_n、C区与Niño3指数的相关性显著. 相邻C区(C_w和C_e)的平均SSS异常也与Niño3指数密切相关. 因此, 将A和C区作为关键区的SSS异常可用来代表

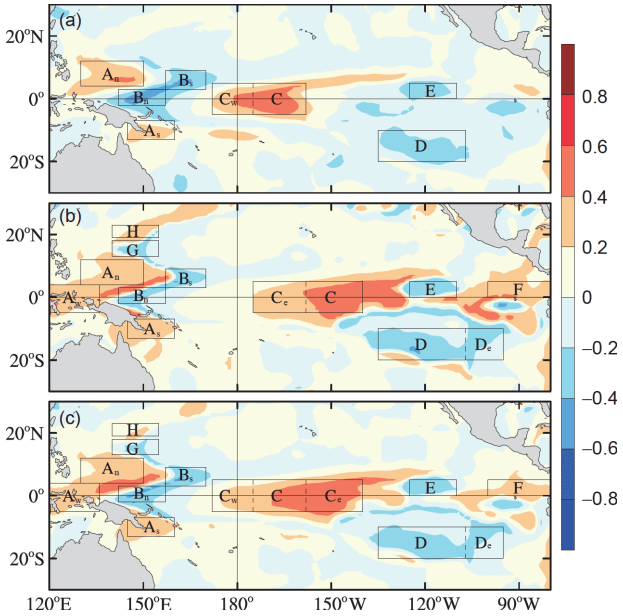

图 6　EP和CP El Niño事件的时间、空间和合成相关系数的差异的空间分布

(a) TCC, (b) PCC, (c) 合成系数. 黑色框表明EP和CP El Niño事件之间存在显著差异的区域. 合成相关系数即TCC、PCC及其合成相关系数. 差异为|EP|−|CP|s, 这里|X|是X的绝对值

El Niño事件的指数. 相应地, B、D、D_e和E区中的平均SSS异常与EMI有强相关性, 与Niño3指数相关弱(<0.3). 其中, 相关性在B、D、D_e和E区域中显著. 因此, B、D、D_e和E区中平均SSS异常的时间序列可用于表示CP El Niño现象. 特别如提前1个月的SSS与Niño3/EMI之间的相关系数和平均SSS异常与EMI或Niño3指数间的同时相关系数相同. 这表明所选关键区域中的SSS变化可以区分两种类型的El Niño事件.

基于单个区域SSS异常的特征, 利用这些区域的组合, 根据EN4数据导出CP和EP El Niño事件的指数(表2). 可从EMI或Niño3指数的区域平均SSS异常的相关系数看到, A和C区中的SSS异常可以代表EP El Niño, B和D区的SSS异常可以代表CP El Niño. 结合A区和C区, 当把权重简单设置为0.25和0.75时, 区域平均SSS异常与Niño3指数的相关系数(~0.62)增加. 区域平均SSS异常被称为EP El Niño的SSS指数(ESI), 而且区域平均SSS异常与EMI之间的相关系数仍很低. 同理, 根据D和B区域中平均SSS异常的组合, 采用0.25和0.75的权重, 得到了CP El Niño指数, 该指数称为CP El Niño的SSS指数(CSI). CSI与EMI的相关系数为0.66, 而与Niño3指数的相关性相对较弱. 结果表明, 由区域平均SSS异常值得到的ESI和CSI可以分别代表EP和CP El Niño事件. 重要的是这一对指标是相对独立的.

另一方面, 当对C/B区给予较大的权重时, 所构建的指数与Niño3指数/EMI之间的相关性有略微增加趋势. 仅考虑C/B区, 与Niño3指数/EMI的时间相关性不是最高的, 这表明C/B区比A/D区对EP/CP指数更为关键. 然而, A/D区可以作为有利的补充. 对于上述指数构建也可采用多元线性回归、机器深度学习研究等先进方法, 进一步调整和改进不同区域来构建EP和CP指标的权重. PCC和TCC分布相关的关键区相比, 如果将

表 1　根据EN4数据划分的SSS关键区

关键区	位置	相邻区域	区域
A	$A=A_n+A_s$	A_n	4°N~9°N, 130°E~150°E
		A_s	13°S~7°S, 145°E~160°E
		A_w	5°S~5°N, 120°E~136°E
B	$B=B_n+B_s$	B_n	2°S~3°N, 142°E~157°E
		B_s	3°N~9°N, 157°E~170°E
C	5°S~5°N, 175°W~158°W	C_e	5°S~5°N, 158°W~145°W
		C_w	5°S~5°N, 175°E~175°W
D	20°S~10°S, 135°W~107°W	D_e	20°S~10°S, 107°W~95°W
E	0°~5°N, 125°W~110°W		
F	0°~5°N, 100°W~80°W		
G	13°N~18°N, 140°E~155°E		
H	19°N~22°N, 140°E~155°E		

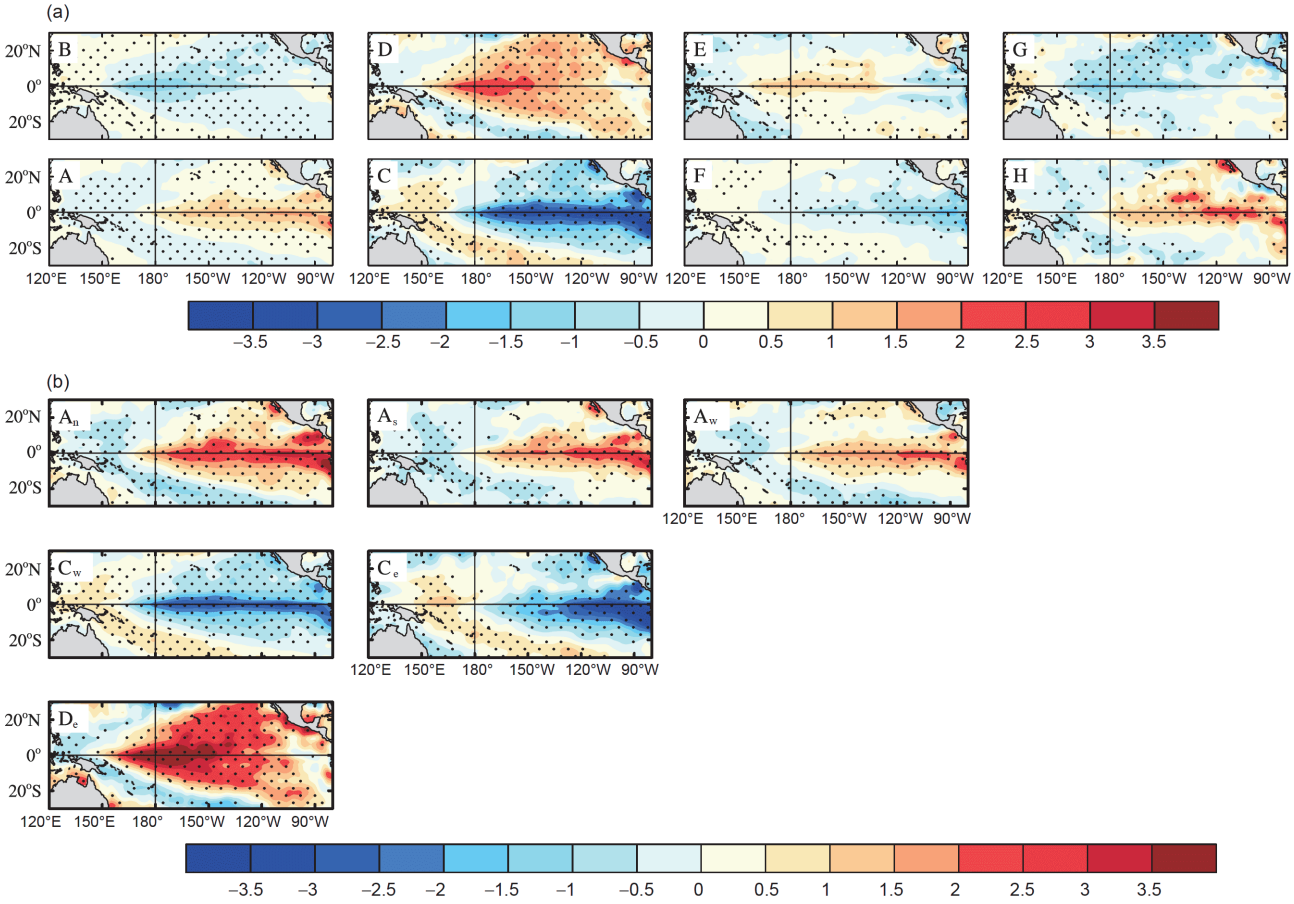

图 7　在图6所选区域中SST异常对SSS异常指数的回归值

由EN4数据得出的SST回归场(单位为℃ psu^{-1}). (a) 第一行代表B、D、E和G区域中CP El Niño关键区的区域平均时间序列的SST异常的回归分析, 第二行代表A、C、F和H区域中EP El Niño关键区的区域平均时间序列的SST异常的回归分析. (b) 将SST异常与A、C、D区域相邻区域的区域平均时间序列进行回归分析. 黑点代表回归值过95%统计Student-t显著性检验

表 2　根据1980~2019年期间的EN4数据得出的给定合成区域SSS指数与EMI/Niño3指数之间的相关系数

EP指数	EP=r_1A−r_2C (A和A_w)			EP=r_1A−r_2C (A不包括A_w)		
权重(r_1/r_2)	0.25/0.75	0.5/0.5	0.75/0.25	0.25/0.75	0.5/0.5	0.75/0.25
EMI	0. 04	0. 02	0. 01	0.04	0. 03	0. 01
Niño3	0. 6	0. 59	0. 54	0.62	0. 61	0. 56
CP指数	**CP=r_1D−r_2B (D和D_e)**			**CP=r_1D−r_2B (D不包括D_e)**		
权重(r_1/r_2)	0.25/0.75	0.5/0.5	0.75/0.25	0.25/0.75	0.5/0.5	0.75/0.25
EMI	0.66	0.63	0.54	0.66	0.64	0.55
Niño3	0.16	0.17	0.17	0.16	0.17	0.16

D_e区作为D区的一部分, 与EMI的相关性几乎保持不变. 若将A_w区作为A区的一部分, 则与Niño3指数的相关性将略有增强. 这证实了当考虑EMI或Niño3指数的时间相关性时, A_w和D_e区中SSS异常的变化可以忽略.

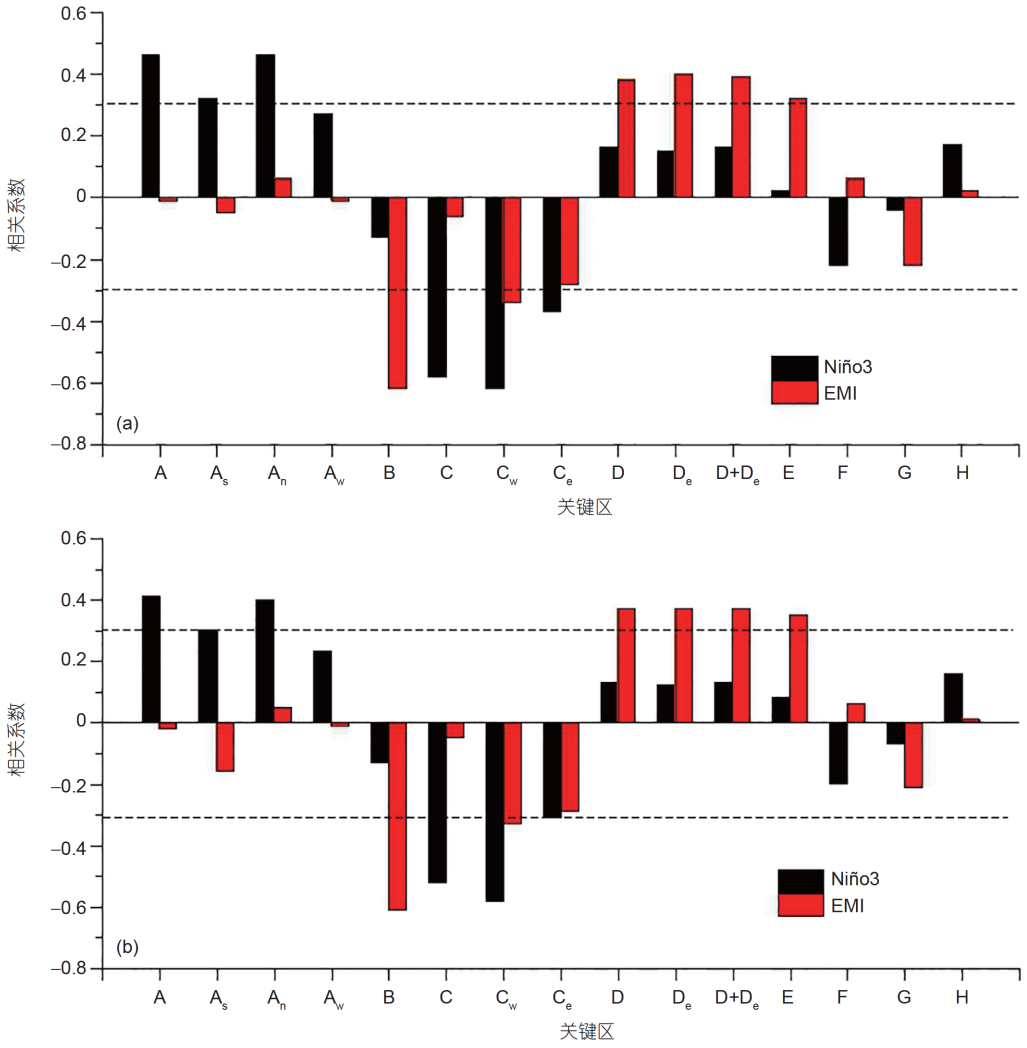

图 8　**基于EN4数据的EMI/Niño3指数对所选区域的平均SSS异常的同时(a)和超前1个月(b)的平均相关系数**

黑色虚线表示显著性检验(95%显著性)

3.4　用SSS指数表征EP和CP El Niño事件可能物理机制

上面统计上获得了与CSI和ESI相关的关键区域. 下面将进一步解释与CSI和ESI相关的关键区存在的物理机制. 特别地, 西太平洋暖池的纬向迁移和相关的盐度异常也是年际变化的必要前兆(Delcroix和McPhaden, 2002; Maes等, 2004; Zheng等, 2012, 2014a). 位于赤道和南太平洋辐合带暖而淡的表层水的显著水平延伸、暖水体积膨胀以及SSS锋面的显著向东延伸等现象(Cravatte等, 2009), 以及与盐度有关的热带太平洋区域物理场的特征等为说明这些指数所隐含的物理机制提供了关键的证明.

构造ESI的关键区域, A区位于热带太平洋暖池的西北边缘, C区位于热带太平洋暖池的东边缘. 尽管平均盐度相对较低(<34.8psu), 但由于ENSO演变过程中淡水池沿赤道移动, 盐度的年际变化最大. 以往的研究已经揭示了C区的SSS变化及其作用(Delcroix和Picaut, 1998; Picaut等, 2001; Maes等, 2004, 2006; Zheng等, 2012; Hasson等, 2013; Kang等, 2017; Qi等, 2019).

如上文所述, 热带西太平洋CP和EP El Niño对应的大气异常在不同区域的表现有所不同(Weng等, 2009), 包括西风爆发和降水等. 在EP El Niño期间, 西风爆发位于热带太平洋中西部的日界线附近. 在CP El

Niño期间, 西风爆发位于热带太平洋西部140°E左右(连涛等, 2017). 对于降水, 相应地在EP El Niño事件期间, 正异常位于140ºE以东, 其最大值集中在日界线附近. 同时, 在西太平洋ITCZ, 降水出现负异常. 在CP El Niño事件期间, 降水正异常位于西太平洋赤道幅合带的160°E附近(Xu等, 2017). 暖池西部和北部降水变化的差异导致了两类El Niño事件期间淡水通量的差异. 因此, 在A及其相邻的区域中出现了明显SSS异常的差异. 此外, 由于C区和相邻的C_e和C_w位置比东南太平洋SSS关键区指数位置更远的西部和北部(Qu和Yu, 2014), 尽管C区中的值相对较小, C区空间范围的变化对沿赤道盐锋的移动更为敏感.

CP El Niño指数使用B区和D区的组合关键区域表征的SSS变化, 与EMI密切相关. 尽管选择的D区与SEPSI重叠(Qu和Yu, 2014), 但选择的区域比SEPSI小, 并且比SEPSI对年际盐度变化更敏感. 对于使用了区域组合来选择的关键区域B区, 该地区SSS变化可反应出热带西太平洋淡水池的位移. 淡水池主要是由暖池上方的强降雨造成, 强降雨可导致与盐度相关的障碍层变厚, 从而有助于维持高SST(Maes等, 2006). 而且B区位于西太平洋暖池中, 这里也会受ITCZ影响. 在两类El Niño事件期间, 热带西太平洋降水异常的差异可能与西风爆发的结果有关, 也与赤道辐合带的移动相关(Weng等, 2007, 2009). 降水异常将导致淡水通量(蒸发量减降水量)的年际变化, 最终影响B区的SSS变化. 因此, B区的SSS变化也可能对西太平洋暖池区海气相互作用起着关键作用.

EP和CP El Niño事件的物理机制的差异也反映在与SSS相关有差异的区域. 先前的研究中, 区分CP和EP El Niño事件的主要依据是SST异常的分布和位移. 例如, 由于暖池的扩张和收缩, 暖池SST变化不仅表现为沿赤道的移动(在C区域中), 而且表现为暖池向南的扩张(在A区域和B区域). 表层风强迫作用和地表平流作用于暖淡水的扩散和收缩, 改变了暖池的形状和位置, 导致了盐度异常区的出现. 同时, 海洋上空降水异常的位置对应于A、B和C等关键区域, 这些区域直接导致了EP和CP El Niño事件之间的盐度差异. 根据两类El Niño事件的差异, 比较SSS变化和其收支分析可以得出, SSS变化不同是由SSS收支项的不同作用所造成的(Zheng等, 2014b). 研究指出, 与淡水通量相关的表层强迫决定了CP和EP El Niño事件期间的SSS变化, 而表层平流和次表层效应会增强/抑制暖池的SSS变化(Zhi等, 2020). 导致热带西太平洋在CP El Niño期间出现SSS负异常, 而赤道东太平洋出现SSS正异常. 一般而言, 两类El Niño事件之间SSS异常的巨大差异与之前研究所提到的淡水池和Niño3.4区有关(Qi等, 2019).

从CP和EP El Niño事件涉及到水文机制分析, 选择的关键区域能更好地反映导致CP和EP El Niño事件期间SSS变化的差异. 由淡水通量引起的表层强迫在很大程度上影响SSS的变化, 平流、卷夹和扩散等海洋过程也会对此有影响(Delcroix和Hénin, 1991; Ren等, 2011). 次表层效应对SSS变化趋势的改变会补偿由表层强迫和平流引起的不平衡. 由于在两类El Niño事件中的关键区SSS收支项的差异, 导致CP El Niño出现负SSS趋势, 而EP El Niño出现正SSS趋势(Zhi等, 2020). 上述分析表明, 选取的两类El Niño事件对应的SSS异常的关键区域具有统计意义和物理意义.

4 对CSI/ESI有效性的验证

4.1 CSI/ESI时间演化

利用CSI/ESI时间演变曲线分析两个指数与其他ENSO指数之间的关系, 检验CSI和ESI是否能够独立地代表CP和EP El Niño事件的指数. 可以看到根据EN4、SODA和Argo数据导出的CSI/ESI与基于SSS和SST的指数的一致性, 包括EMI、Niño3指数、基于SST的PC1、基于SSS的PC1、SSS El Niño指数(Singh等, 2011)、SSS ENSO指数(Singh等, 2011)和SEPSI(Qu和Yu, 2014)(图9和10). 在对EN4(表3)和SODA和Argo(表4)进行比较时, 发现CSI与EMI具有很高的相关性(绝对值>0.6). 此外, CSI与EN4、SODA和Argo数据导出的SSS El Niño指数也具有很高的相关性, 表明这个指数可以用来判别两类El Niño事件. ESI与EN4(表3)、SODA和Argo(表4)数据的Niño3指数也有很高的相关性, 可以用来识别El Niño事件. 总的来说, 这三种数据导出的ESI和CSI之间的相关性很低(<0.1), 说明ESI和CSI是独立的. 因此, CSI和ESI可以有效地区分CP和EP El Niño事件.

如表3和表4所示, 根据EN4和SODA数据导出的SSS El Niño指数与SSS ENSO指数之间的相关系数相对较高, 表明SSS El Niño指数和SSS ENSO指数不是独立的. 尽管可以用SSS ENSO指数来区分El Niño和

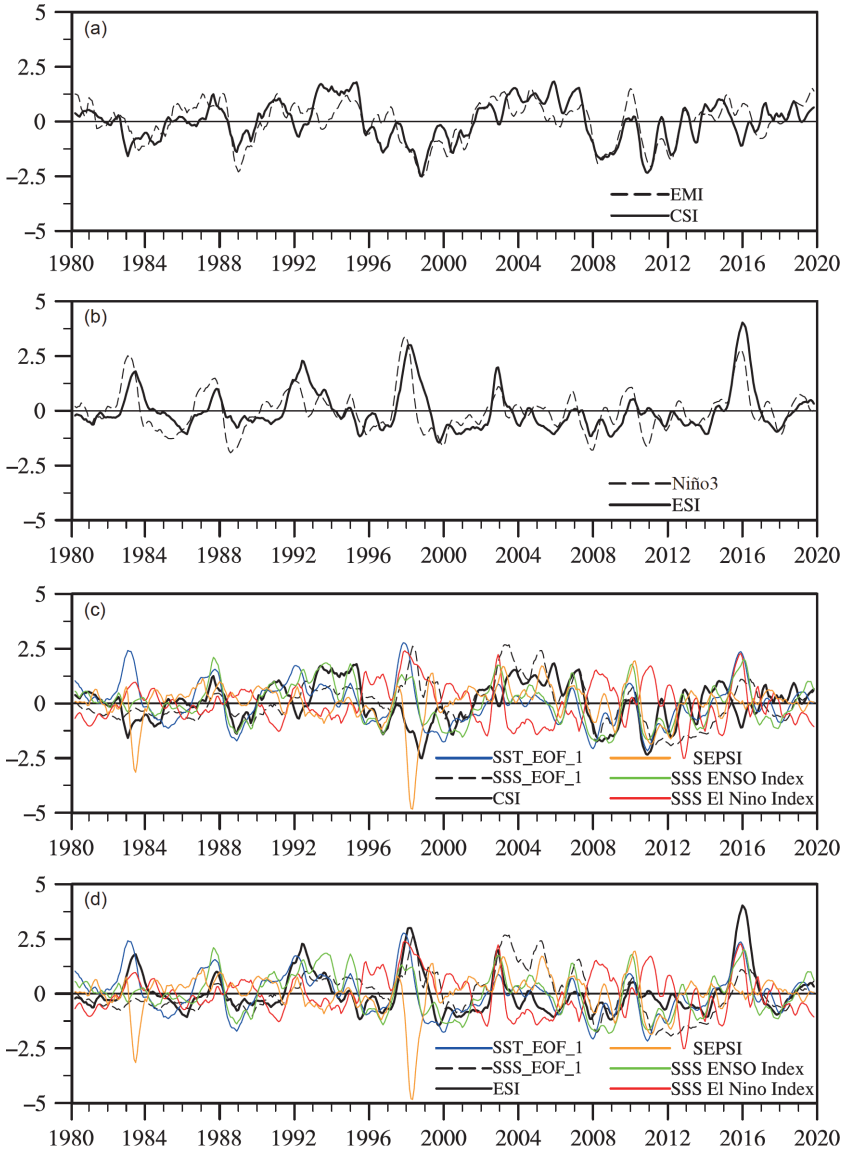

图 9　**由EN4 数据得出的CSI时间序列与CP El Niño (a)和其他指数(c)演变间的比较, 以及ESI时间序列与EP El Niño (b)和其他指数(d)的时间演变间的比较**

La Niña现象, 但要通过EP和CP El Niño事件空间分布来确定Niño-S34.8指数和SEPSI的盐度等值线的位置. 而且据研究, 这两个指数具有很高的相关性(Singh等, 2011; Qu和Yu, 2014). 由于Niño-S34.8指数的区域在空间上是不固定的, 导出的指数不确定性较大, 所以用于网格和区域获取Niño-S34.8指数不容易用于识别ENSO事件, 故未将Niño-S34.8指数与其他指数进行比较. 而ESI和CSI都是基于固定区域的, 它们更易于应用.

4.2　两类El Niño事件的空间分布

采用不同时间长度的数据来进一步验证ESI和CSI是否能够区分EP和CP El Niño事件的空间分布. 用SODA和Argo数据集作验证的参考, 其时间长度分别为1980~2013年和2005~2019年, 得到由SODA和Argo数据回归到ESI和CSI的SST异常分布(图11). 回归到ESI和CSI的SST异常分布可以反映两类El Niño事件的空间分布特征, 表现出EP和CP El Niño事件的空间分

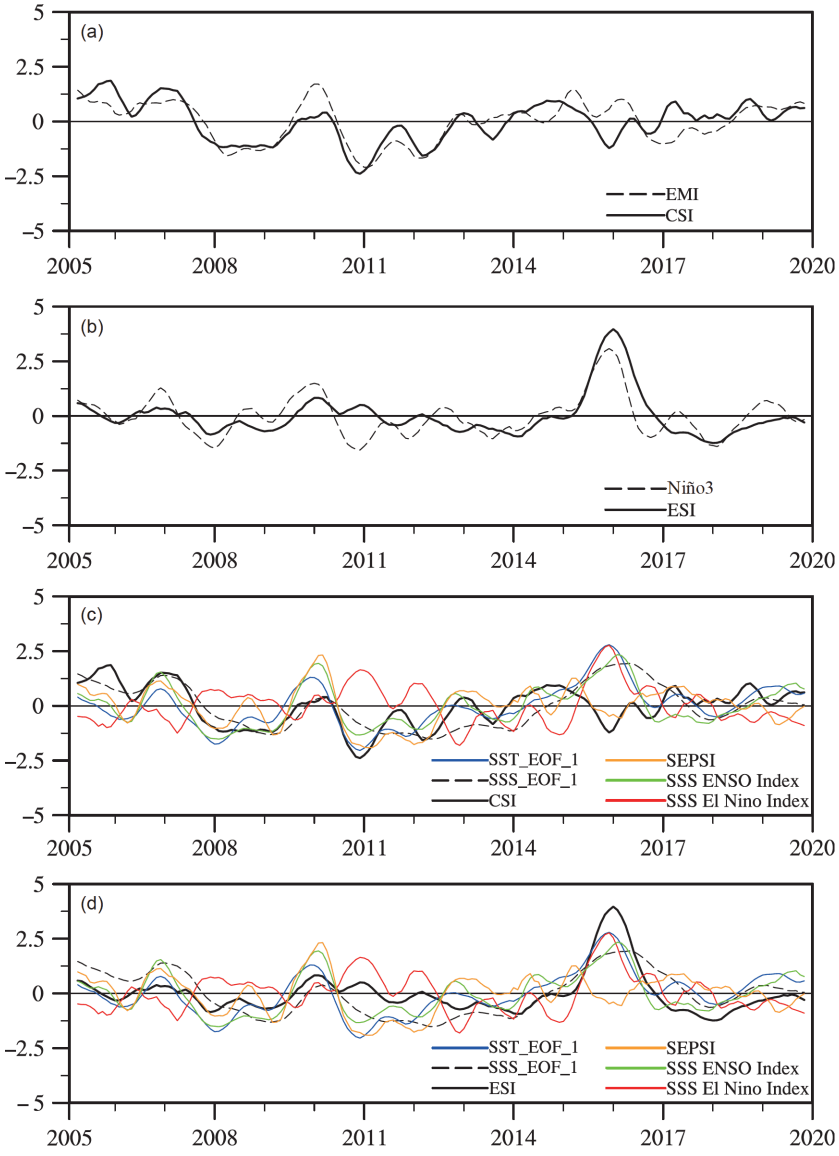

图 10　由Argo (2015~2019)数据得出的CSI时间序列与CP El Niño(a)和其他指数(c)演变的比较, 以及ESI时间序列与EP El Niño(b)和其他指数(d)的时间演变比较

布在SST正异常的位置和强度上存在差异. 对于SST正异常回归值, Argo小于SODA的回归值. Argo的CP El Niño事件的SST正异常中心位于日界线以西, SODA则差异较大. 这个结果可能是所用数据的长度不同所造成的, 在2005~2019年, CP El Niño事件的频次相对较高(Cai等, 2018).

4.3　两类El Niño事件的区分

相比于Singh等(2011)引用的指数, CSI和ESI用于区分1980~2019年间两类El Niño事件. 设定如果SST异常持续3个月以上, 则认为发生了El Niño事件. 这些标准应用于对EN4数据的分析, CSI/ESI的CP和EP El Niño事件详见表5. CP El Niño事件出现在1987/1988、1993/1994、1994/1995、1996/1997、2003/2004、2006/2007和2016/2017年; EP El Niño事件出现在1982/1983、1991/1992、1997/1998、2002/2003和2015/2016年. 根据SST的Niño3/EMI作为标准分类的El Niño事件, 2002/2003年为EP El Niño, 1996/1997、2009/2010年为CP El Niño. 由此得出, 利用1980~2019年间的CSI/ESI得出的分类标准, 更有利于对强CP和

表 3　利用EN4数据按以往研究计算得到的指数与ESI/CSI之间的相关系数

	CSI	ESI	EMI	Niño3	SSS_PC1	SST_PC1	SST_PC2	SSS El Niño Index	SSS ENSO Index	SPESI
CSI	–									
ESI	−0.07	–								
EMI	0.64	0.04	–							
Niño3	0.16	0.62	0.24	–						
SSS_PC1	0.43	0.43	0.30	0.29	–					
SST_PC1	0.30	0.63	0.39	0.94	0.35	–				
SST_PC2	0.51	−0.17	0.72	−0.23	0.13	0. 11	–			
SSS El Niño Index	−0.68	0.42	−0.48	0.11	−0.04	−0.01	−0.48	–		
SSS ENSO Index	0.54	0.61	0.54	0.64	0.53	0.76	0.20	−0.19	–	
SPESI	0.36	−0.24	0.40	−0.01	0.11	−0.05	0.34	−0.31	0.14	–

表 4　利用Argo/SODA数据按以往研究计算得出的ENSO指数与ESI/CSI与之间的相关系数[a)]

	CSI	ESI	EMI	Niño3	SSS_PC1	SST_PC1	SST_PC2	SSS El Niño Index	SSS ENSO Index	SPESI
CSI	–									
ESI	−0.02/0.09	–								
EMI	0.69/0.68	0.30/−0.01	–							
Niño3	0.26/0.41	0.68/0.65	0.48/0.20	–						
SSS_PC1	0.61/0.63	0.64/0.61	0.60/0.43	0.51/0.65	–					
SST_PC1	0.44/0.53	0.62/0.58	0.63/0.40	0.86/0.91	0.63/0.73	–				
SST_PC2	0.38/0.37	−0.26/−0.37	0.28/0.73	−0.45/−0.33	0.22/0.01	0.05/0.08	–			
SSS El Niño Index	−0.58/−0.75	0.55/0.12	−0.35/−0.50	0.14/−0.29	0.11/−0.48	0.03/−0.40	−0.22/−0.28	–		
SSS ENSO Index	0.50/0.55	0.64/0.63	0.73/0.38	0.76/0.72	0.64/0.75	0.86/0.83	−0.03/0.03	−0.07/−0.45	–	
SPESI	0.59/0.58	0.02/−0.25	0.63/0.69	0.33/0.04	0.41/0.08	0.49/0.17	0.19/0.60	−0.34/−0.39	0.53/0.15	–

a) 此处分别使用2005~2019年Argo数据和1980~2013年SODA数据

EP El Niño进行区分.

然而对于某些El Niño个例事件的分类尚存争议: 按照CSI/ESI的标准, 2002/2003年和2005/2006年的El Niño事件被列为EP El Niño事件, 而1996/1997年的事件被列为CP El Niño事件. 事实上, 对于这些El Niño事件, 也存在与其他指数关系的不确定性. 根据SST, 将2009/2010年的El Niño事件划分为CP El Niño事件; 而根据SSS, 由于赤道太平洋暖中心在其峰值阶段相对偏东, 2009/2010年的El Niño事件却可以忽略不计. 从表5可以看出, 主要的不同在于CP El Niño事件. 原因是对于El Niño混合类型不能充分分类. 因此, 本研究提出的方法可能无法区分El Niño混合事件, 造成无法分类的原因是盐度数据的误差导致.

5　结论与讨论

本研究通过分析热带太平洋再分析和观测的SSS场, 获得了区分两类El Niño事件的关键区域以及指数. 本文采用了基于SST指数和SSS异常的空间和时间相

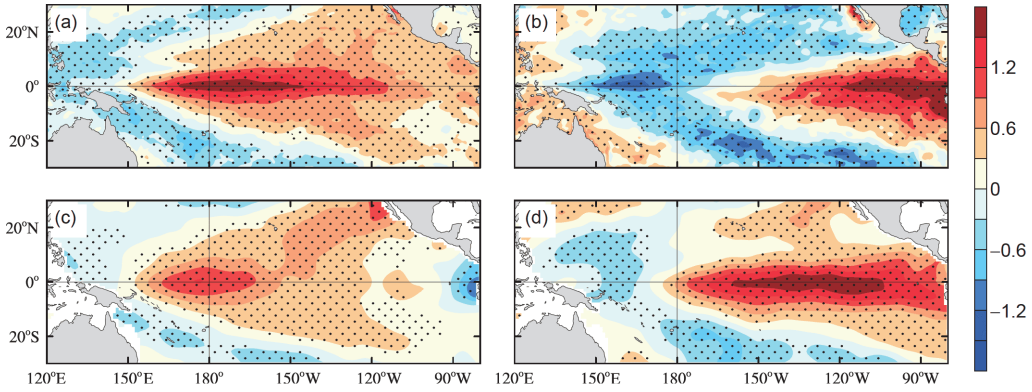

图 11 使用(a)1980~2013年的SODA和(c)2005~2019年的Argo的SST异常场对CSI指数的回归分析, 使用(b)SODA和(d)Argo作SST异常对ESI指数的回归分析

SST异常回归场单位为℃ psu^{-1}. 黑点代表回归值过95%统计Student-*t*显著性检验

表 5 利用EN4数据构建的CSI/ESI指数进行分类得出的EP和CP El Niño事件[a)]

El Niño类型	基于SSS(CSI/ESI)		基于SST(Niño3/EMI)	
	EP EL Niño	CP EL Niño	EP EL Niño	CP EL Niño
El Niño事件	1982/1983	1993/1994	1982/1983	1993/1994
	1987/1988*	1994/1995	1986/1988	1994/1995
	1991/1992	1996/1997	1991/1992	2002/2003
	1997/1998	2003/2004	1997/1998	2004/2005
	2002/2003	2006/2007	2014/2016	2009/2010
	2015/2016	2016/2017		

a) 星号(*)表示EP和CP类型的混合事件

关关系得到与EP和CP El Niño事件相关的SSS变化关键区. 通过定义关键区平均SSS异常为两类El Niño事件指数, 分别称为ESI和CSI, 它们可以用来单独区分CP和EP El Niño事件. 对于EP El Niño事件, 关键区域位于以(0°, 130°E)为中心的弧形区域和赤道中太平洋区(5°S~5°N, 175°W~158°W). 对于CP厄尔尼诺事件, 关键区域分别位于西太平洋东北部(2°S~9°N, 142°E~170°E)和东南太平洋(20°S~10°S, 135°W~95°W). 研究表明, SSS指数可以合理识别El Niño事件的多样性. 另外, 根据SSS异常与Niño/EMI的超前1个月的相关分析, 发现ESI/CSI的关键区域的位置易受西风爆发和暖池降水异常的影响. 在一些关键区, SSS异常超前1个月的变化与EMI和Niño3指数比同时有更好的相关性. 这可能会增长ENSO的预报时间. 在SSS异常和ENSO超前/滞后关系的方面, 我们的相关研究也发现热带太平洋的盐度与相关物理场变化相比于Niño3指数, 领先6~12个月, 而且不同地区获得的超前时间不同(Zhi等, 2019, 2020), SSS异常可以作为ENSO的预测因子(例如, Zhu等, 2015). 因此, 以(0°, 130°E)为中心的弧形区域和西太平洋东北部(2°S~9°N, 142°E~170°E)的SSS异常可作为基于SST指数指示两类El Niño发生的前兆.

在选择SSS关键区时, 不仅考虑了统计标准, 而且考虑这些区域已有的水循环响应的物理机制. 在这些关键区, SSS的变化与SST的年际变化密切相关, 这些区域在以往的研究中也被提到且有了部分解释, 例如, 区域(0~10°S, 150°W~90°W)、(25°S~10°S, 160°E~160°W)和(2°S~2°N, 150°E~170°W)(Singh等, 2011; Qu和Yu, 2014). 但以往的研究中的关键区与本研究中不同. 已证实, El Niño期间SSS受到淡水的影响, 进一步受表层洋流和降水变化的影响(Singh等, 2011). 向东的洋流异常使赤道西太平洋的暖/淡水移动到中东太平洋, 这与暖池中淡水的向东位移一致(Zhang等, 2012).

然而, 赤道太平洋SSS的显著变化是因日界线以西纬向海流异常辐合所产生, 这种辐合在中太平洋导致淡水的东移停滞, 南太平洋辐合带向西移动(Hasson等, 2013). 在纬向海流辐合和降水共同作用下, SSS异常增强. 我们也在观测中发现包含34.8psu等盐度线的面积仅为厄尔尼诺相关面积的一半, 相对EP El Niño事件的最大淡水区位置, 在CP El Niño期间至少偏西约15°的. 最近的研究也揭示了在CP El Niño事件期间, SSS异常受到暖池位移的影响.

基于统计分析和物理过程认知, 所构建的CSI和ESI具有三个明显的特征. 首先, 由于ESI和CSI之间的相关性较低, CSI和ESI可以独立地代表EP和CP El Niño事件. 第二, 构建指数采用多个区域的组合, 这会优于采用单个区域的方法, 多区域组合可以更好地反映两类El Niño期间SSS年际变化上空间变异. 第三, 所采用指数的关键区域可以很好反映出热带太平洋两类El Niño事件中SSS异常与其他变量(SST、海平面气压等)异常之间的关系.

关键区域可以用于不同来源数据进行独立分析来区分两种类型的El Niño事件. 尽管指数是基于EN4得到的, 由于EN4具有较长时间段研究也使用了其他数据, 如Argo和SODA, 以验证ESI/CSI的通用性. 用了不同数据(具有不同来源和时间段)来区分两类El Niño事件, 并与之前基于SST区分事件进行了对比. 由于不同的数据时间长度导致区分El Niño个别事件出现不同结果, 对于El Niño个别事件的分类也存在着差异. 未来的工作将考虑用更可靠的数据和更先进的方法来获得区分El Niño的SSS指数.

在我们的研究中, 未考虑关键区周边的盐度变化以及物理过程对关键区盐度的影响. 而且, 次表层盐度变化是否重要还未考虑. 与SST异常相比, SSS异常的影响不能及时体现, 由于盐度对温度影响是非直接的. 更重要的是, 由于海洋盐度数据集时间长度的限制, 在个别El Niño事件中对盐度变化的描述可能不准确, 同时, 我们在选择关键区时采取简化的办法, 有时不能描述出El Niño个别事件的复杂性. 此外, 与SSS变化相比, 次表层盐度变化受非线性表面强迫的影响较小, 能更好地反映海洋固有的低频变化(Liu等, 2019). 我们将探寻建立次表层海水盐度的相关指标来分析两种类型的El Niño. 这些问题将在未来研究中深入进行.

致谢　本研究使用了Argo、EN、SODA等数据.

参考文献

连涛, 陈大可, 唐佑民. 2017. 2014~2016厄尔尼诺事件的机制分析. 中国科学: 地球科学, 47: 1014–1026

Ashok K, Behera S K, Rao S A, Weng H, Yamagata T. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection. J Geophys Res, 112: C11007

Ashok K, Yamagata T. 2009. The El Niño with a difference. Nature, 461: 481–484

Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. Mon Weather Rev, 97: 163–172

Bosc C, Delcroix T. 2008. Observed equatorial Rossby waves and ENSO-related warm water volume changes in the equatorial Pacific Ocean. J Geophys Res, 113: C06003

Bosc C, Delcroix T, Maes C. 2009. Barrier layer variability in the western Pacific warm pool from 2000 to 2007. J Geophys Res, 114: C06023

Cai W, Wang G, Dewitte B, Wu L, Santoso A, Takahashi K, Yang Y, Carréric A, McPhaden M J. 2018. Increased variability of eastern Pacific El Niño under greenhouse warming. Nature, 564: 201–206

Cravatte S, Delcroix T, Zhang D, McPhaden M, Leloup J. 2009. Observed freshening and warming of the western pacific warm pool. Clim Dyn, 33: 565–589

Delcroix T, Hénin C. 1991. Seasonal and interannual variations of sea surface salinity in the tropical Pacific Ocean. J Geophys Res, 96: 22135–22150

Delcroix T, McPhaden M. 2002. Interannual sea surface salinity and temperature changes in the western Pacific warm pool during 1992-2000. J Geophys Res, 107: 8002

Delcroix T, Picaut J. 1998. Zonal displacement of the western equatorial Pacific “fresh pool”. J Geophys Res, 103: 1087–1098

Delcroix T. 1998. Observed surface oceanic and atmospheric variability in the tropical Pacific at seasonal and ENSO timescales: A tentative overview. J Geophys Res, 103: 18611–18633

Deser C, Wallace J M. 1987. El Niño events and their relation to the Southern Oscillation: 1925–1986. J Geophys Res, 92: 14189–14196

Eldin G, Rodier M, Radenac M H. 1997. Physical and nutrient variability in the upper equatorial Pacific associated with westerly wind forcing and wave activity in October 1994. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 44: 1783–1800

Giese B S, Seidel H F, Compo G P, Sardeshmukh P D. 2016. An ensemble of ocean reanalyses for 1815–2013 with sparse observational input. J Geophys Res-Oceans, 121: 6891–6910

Ham Y G, Kim J H, Luo J J. 2019. Deep learning for multi-year ENSO forecasts. Nature, 573: 568–572

Hanley D E, Bourassa M A, O'Brien J J, Smith S R, Spade E R. 2003. A quantitative evaluation of ENSO indices. J Clim, 16: 1249–1258

Harrison D E, Larkin N K. 1998. El Niño-Southern Oscillation sea surface temperature and wind anomalies, 1946–1993. Rev Geophys, 36: 353–399

Hasson A E A, Delcroix T, Dussin R. 2013. An assessment of the mixed layer salinity budget in the tropical Pacific Ocean. Observations and modelling (1990–2009). Ocean Dyn, 63: 179–194

Ingleby B, Huddleston M. 2007. Quality control of ocean temperature and salinity profiles—Historical and real-time data. J Mar Syst, 65: 158–175

Jeong H I, Ahn J B. 2017. A new method to classify ENSO events into eastern and central Pacific types. Int J Climatol, 37: 2193–2199

Jin F F. 1997. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model. J Atmos Sci, 54: 811–829

Kang X, Zhang R H, Wang G. 2017. Effects of different freshwater flux representations in an ocean general circulation model of the tropical Pacific. Sci Bull, 62: 345–351

Kao H Y, Yu J Y. 2009. Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO. J Clim, 22: 615–632

Kim H M, Webster P J, Curry J A. 2009. Impact of shifting patterns of Pacific Ocean warming on North Atlantic tropical cyclones. Science, 325: 77–80

Kug J S, Jin F F, An S I. 2009. Two types of El Niño events: Cold tongue El Niño and warm pool El Niño. J Clim, 22: 1499–1515

Lagerloef G, Colomb F R, Le Vine D, Wentz F, Yueh S, Ruf C, Lilly J, Gunn J, Chao Y, deCharon A, Feldman G, Swift C. 2008. The Aquarius/SAC-D mission: Designed to meet the salinity remote-sensing challenge. Oceanography, 21: 68–81

Lee T, McPhaden M J. 2010. Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific. Geophys Res Lett, 37: L14603

Lin P, Yu Z, Lü J, Ding M, Hu A, Liu H. 2019. Two regimes of Atlantic Multidecadal Oscillation: Cross-basin dependent or Atlantic-intrinsic. Sci Bull, 64: 198–204

Liu C, Liang X, Ponte R M, Vinogradova N, Wang O. 2019. Vertical redistribution of salt and layered changes in global ocean salinity. Nat Commun, 10: 3445

Maes C. 2008. On the ocean salinity stratification observed at the eastern edge of the equatorial Pacific warm pool. J Geophys Res, 113: C03027

Maes C, Ando K, Delcroix T, Kessler W S, McPhaden M J, Roemmich D. 2006. Observed correlation of surface salinity, temperature and barrier layer at the eastern edge of the western Pacific warm pool. Geophys Res Lett, 33: L06601

Maes C, Picaut J, Kuroda Y, Ando K. 2004. Characteristics of the convergence zone at the eastern edge of the Pacific warm pool. Geophys Res Lett, 31: 293–317

McPhaden M J, Zhang X, Hendon H H, Wheeler M C. 2006. Large scale dynamics and MJO forcing of ENSO variability. Geophys Res Lett, 33: L16702

Nguyen H, Hendon H H, Lim E P, Boschat G, Maloney E, Timbal B. 2018. Variability of the extent of the Hadley circulation in the southern hemisphere: A regional perspective. Clim Dyn, 50: 129–142

Picaut J, Ioualalen M, Delcroix T, François M, Murtugudde R, Vialard J. 2001. The oceanic zone of convergence on the eastern edge of the pacific warm pool: A synthesis of results and implications for El Niño-Southern Oscillation and biogeochemical phenomena. J Geophys Res-Oceans, 106: 2363–2386

Qi J, Zhang L, Qu T, Yin B, Xu Z, Yang D, Li D, Qin Y. 2019. Salinity variability in the tropical Pacific during the Central-Pacific and Eastern-Pacific El Niño events. J Mar Syst, 199: 103225

Qu T, Yu J Y. 2014. ENSO indices from sea surface salinity observed by Aquarius and Argo. J Oceanogr, 70: 367–375

Rackow T, Goessling H F, Jung T, Sidorenko D, Semmler T, Barbi D, Handorf D. 2018. Towards multi-resolution global climate modeling with ECHAM6-FESOM. Part II: Climate variability. Clim Dyn, 50: 2369–2394

Rasmusson E M, Carpenter T H. 1982. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. Mon Weather Rev, 110: 354–384

Ren H L, Jin F F. 2011. Niño indices for two types of ENSO. Geophys Res Lett, 38: L04704

Ren L, Speer K, Chassignet E P. 2011. The mixed layer salinity budget and sea ice in the Southern Ocean. J Geophys Res, 116: C08031

Roberts A, Widiasih E, Timmermann A, Jones C K R T, Guckenheimer J. 2015. Mixed-mode oscillations of El Niño-southern oscillation. J Atmos Sci, 73: 1755–1766

Santoso A, Mcphaden M J, Cai W. 2017. The defining characteristics of ENSO extremes and the strong 2015/2016 El Niño. Rev Geophys, 55: 1079–1129

Singh A, Delcroix T, Cravatte S. 2011. Contrasting the flavors of El Niño-Southern Oscillation using sea surface salinity observations. J Geophys Res, 116: C06016

Takahashi K, Montecinos A, Goubanova K, Dewitte B. 2011. ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. Geophys Res Lett, 38: L10704

Timmermann A, An S I, Kug J S, Jin F F, Cai W, Capotondi A, Cobb K M, Lengaigne M, McPhaden M J, Stuecker M F, Stein K, Wittenberg A T, Yun K S, Bayr T, Chen H C, Chikamoto Y,

Dewitte B, Dommenget D, Grothe P, Guilyardi E, Ham Y G, Hayashi M, Ineson S, Kang D, Kim S, Kim W M, Lee J Y, Li T, Luo J J, McGregor S, Planton Y, Power S, Rashid H, Ren H L, Santoso A, Takahashi K, Todd A, Wang G, Wang G, Xie R, Yang W H, Yeh S W, Yoon J, Zeller E, Zhang X. 2018. El Niño-Southern Oscillation complexity. Nature, 559: 535–545

Trenberth K E. 1984. Signal versus noise in the Southern Oscillation. Mon Weather Rev, 112: 326–332

Trenberth K E. 1997. The definition of El Niño. Bull Amer Meteorol Soc, 78: 2771–2778

Trenberth K E, Caron J M, Stepaniak D P. 2001. The atmospheric energy budget and implications for surface fluxes and ocean heat transports. Clim Dyn, 17: 259–276

Weisberg R H, Wang C. 1997. A western Pacific oscillator paradigm for the El Niño-Southern Oscillation. Geophys Res Lett, 24: 779–782

Weng H, Behera S K, Yamagata T. 2009. Anomalous winter climate conditions in the Pacific Rim during recent El Niño Modoki and El Niño events. Clim Dyn, 32: 663–674

Weng H, Ashok K, Behera S K, Rao S A, Yamagata T. 2007. Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the pacific rim during boreal summer. Clim Dyn, 29: 113–129

Wiedermann M, Radebach A, Donges J F, Kurths J, Donner R V. 2016. A climate network-based index to discriminate different types of El Niño and La Niña. Geophys Res Lett, 43: 7176–7185

Williams I N, Patricola C M. 2018. Diversity of ENSO events unified by convective threshold sea surface temperature: A nonlinear ENSO index. Geophys Res Lett, 45: 9236–9244

Xiang B, Wang B, Li T. 2013. A new paradigm for the predominance of standing central Pacific warming after the late 1990s. Clim Dyn, 41: 327–340

Xu K, Tam C Y, Zhu C, Liu B, Wang W. 2017. CMIP5 projections of two types of El Niño and their related tropical precipitation in the twenty-first century. J Clim, 30: 849–864

Yeh S W, Kug J S, Dewitte B, Kwon M H, Kirtman B P, Jin F F. 2009. El Niño in a changing climate. Nature, 461: 511–514

Yu J Y, Kim S T. 2013. Identifying the types of major El Niño events since 1870. Int J Climatol, 33: 2105–2112

Zhang R H, Gao C, Kang X, Zhi H, Wang Z, Feng L. 2015. ENSO modulations due to interannual variability of freshwater forcing and ocean biology-induced heating in the tropical Pacific. Sci Rep, 5: 18506

Zhang R H, Zheng F, Zhu J, Pei Y, Zheng Q, Wang Z. 2012. Modulation of El Niño-Southern Oscillation by freshwater flux and salinity variability in the tropical Pacific. Adv Atmos Sci, 29: 647–660

Zhang Z, Ren B, Zheng J. 2019. A unified complex index to characterize two types of ENSO simultaneously. Sci Rep, 9: 8373

Zheng F, Yu J Y. 2017. Contrasting the skills and biases of deterministic predictions for the two types of El Niño. Adv Atmos Sci, 34: 1395–1403

Zheng F, Zhang R H. 2015. Interannually varying salinity effects on ENSO in the tropical Pacific: A diagnostic analysis from Argo. Ocean Dyn, 65: 691–705

Zheng F, Fang X H, Yu J Y, Zhu J. 2014a. Asymmetry of the Bjerknes positive feedback between the two types of El Niño. Geophys Res Lett, 41: 7651–7657

Zheng F, Wan L Y, Wang H. 2012. Distinguished effects of interannual salinity variability on the development of the Central-Pacific El Niño events. Atmos Ocean Sci Lett, 5: 123–127

Zheng F, Zhang R H, Zhu J. 2014b. Effects of interannual salinity variability on the barrier layer in the western-central equatorial Pacific: A diagnostic analysis from Argo. Adv Atmos Sci, 31: 532–542

Zhi H, Zhang R H, Lin P, Shi S. 2019. Effects of salinity variability on recent El Niño events. Atmosphere, 10: 475

Zhi H, Zhang R H, Lin P, Yu P, Zhou G, Shi S. 2020. Interannual salinity variability associated with the central Pacific and eastern Pacific El Niños in the tropical Pacific. J Geophys Res-Oceans, 125: e16090

Zhu J, Huang B, Zhang R H, Hu Z Z, Kumar A, Balmaseda M A, Marx L, Kinter J L III. 2015. Salinity anomaly as a trigger for ENSO events. Sci Rep, 4: 6821

(责任编委: 翦知湣)