

密级：公开

编号：14110743

中山大學

博士学位论文

气候变化背景下热带西太平洋春季
大气对流加热的改变及影响

Changes and Effects of Springtime Convective
Activity over the Tropical Western Pacific in the
Context of Climate Change

学位申请人： 李振宁

导师姓名及职称： 杨崧 教授

专业名称： 气象学

二〇一九年五月二六日

中山大学博士学位论文

气候变化背景下热带西太平洋春季大气对流加热的改变及影响

Changes and Effects of Springtime Convective Activity over the
Tropical Western Pacific in the Context of Climate Change

学位申请人: 李振宁

导师姓名及职称: 杨崧 教授

专业名称: 气象学

论文答辩委员会成员

主席: 吴仁平

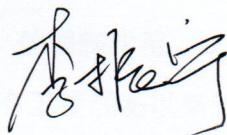
委员: 张洪广 周建设 罗振球 布拉实

2019 年 5 月

论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文，是本人在导师的指导下，独立进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的作品成果。对论文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本人完全意识到本声明的法律结果由本人承担。

学位论文作者签名：



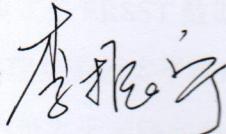
日期：2019年5月20日

学位论文使用授权声明

本人完全了解中山大学有关保留、使用学位论文的规定，即：学校有权保留学位论文并向国家主管部门或其指定机构送交论文的电子版和纸质版；有权将学位论文用于非赢利目的的少量复制并允许论文进入学校图书馆、院系资料室被查阅；有权将学位论文的内容编入有关数据库进行检索；可以采用复印、缩印或其他方法保存学位论文；可以为建立了馆际合作关系的兄弟高校用户提供文献传递服务和交换服务。

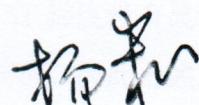
保密论文保密期满后，适用本声明。

学位论文作者签名：



日期：2019年5月20日

导师签名：



日期：2019年5月20日

气候变化背景下热带西太平洋春季大气对流加热的改变及影响

摘要

本论文关注气候变化背景下，北半球春季热带西太平洋积云对流活动的改变及其影响。分别在卫星观测以来的数十年尺度上，回溯整个二十世纪的百年尺度上，以及年际尺度上进行了研究，探讨其对中国南方春季降水的影响、对热带太平洋信风长期变化的指示性，以及对厄尔尼诺-南方涛动（El Niño-Southern Oscillation，后文用缩写 ENSO）的调制作用。本论文主要结论总结如下：

（一）中国南方春季降水在有卫星观测以来的近 30 多年里呈显著下降趋势，核心区减少趋势已接近春季气候态降水的 30%。与此同时，热带西北太平洋降水量增加，增加幅度达到春季气候态降水量的 40%以上。统计上，热带西太平洋与中国南方地区春季降水量的相关系数高达-0.48。进一步的理想模式模拟和全耦合实验发现，春季热带西太平洋增强的对流加热导致局地海平面气压下降，对流层低层气旋式响应、湿空气辐合和上升运动，同时翻转环流的下沉支锁定在中国南方地区。绝热下沉运动及边界层内风场辐散，使得春季中国南方地区整层大气水汽动力辐合减弱，从而降水减少。这一快速的热力-动力机制，不仅在天气-季节内-年际时间尺度内有效，更通过影响平均风引起水汽辐合的减少，从而影响中国南方地区春季降水的长期变化。

（二）由于卫星观测时代以来，热带西太平洋地区积云对流活动的增强在春季最为显著，因此，为了解更长时间尺度上春季积云对流活动的变化趋势，对两套 20 世纪再分析数据，ICOADS 船舶观测数据和基于台站雨量筒观测的 GPCC 陆地降水数据进行分析。结果表明，在 20 世纪中，春季热带西太平洋降雨量和总云量增加了 15%–20%。该信号有明显的季节依赖性，仅在北半球春季出现显著的增加。大气环流模式在 ERSST 数据（热带太平洋纬向 SST 梯度没有显著变化）的强迫下，依然出现热带西太平洋地区对流活动增强的响应，因此上述对流增强趋势并不依赖于热带太平洋纬向海表面温度（Sea Surface Temperature，后文用缩写 SST）梯度的增强。故 1901–2010 年间，整个热带海洋相对均匀的增暖即可以造成热带西太平洋的对流增强。理想干动力核阵列实验结果表明，只有热带

西太平洋积云对流加热增强的中心位于赤道附近、且对流系统高度组织时，与之对应的太平洋信风增强才是显著的。20世纪积云对流增强对太平洋信风变化的指示意义，高度依赖于积云对流的组织形态和水平分布，而这仍需要对降水数据的深度挖掘以获得可靠结论。

(三) 最后，为更深层次探讨热带太平洋对流活动与热带大气环流的关系，论文研究了热带西太平洋地区的对流活动对 ENSO 的调制作用。结果表明，长厄尔尼诺事件发生时间更早，其较长的持续性和较强的峰值 SST 异常，可以归因于北半球春季热带西太平洋地区持续的海面风场异常。而该风场持续异常与北半球热带辐合带-海洋性大陆-南半球辐合带持续的对流活动异常相关。观测和模式结果均表明，长厄尔尼诺事件中，对流加热异常引起的广泛海表面西风异常可以通过两种机制影响随后的厄尔尼诺事件。首先，春季广泛的赤道异常西风通过强迫暖性海洋开尔文波向东传播暖水。其次，由于北半球积云对流增强位置位于气候态热带辐合带的偏北侧，该处增强的对流活动结合海洋性大陆上受抑制的对流活动，引起关于赤道非对称的经向大范围异常西风，这种经向宽广的西风异常显著降低了热带西太平洋低纬度平均东风的经向切变。因此，该区域风应力旋度出现负异常，使得热带海洋存在异常向赤道的 Sverdrup 运输，有利于赤道暖水的堆积和温跃层加深。全耦合模式的响应结果同样支持该机制链。最后，对 2015–2016 年超级厄尔尼诺事件的案例分析和事件强度回归分析均支持对流影响机制。因此，热带西太平洋春季对流异常模态作为潜在预报因子，有助于“桥接”春季预报障碍。

关键词：热带西太平洋，积云对流加热，气候变化背景，北半球春季，异常环流，厄尔尼诺-南方涛动

Changes and Effects of Springtime Convective Activity over the Tropical Western Pacific in the Context of Climate Change

Abstract

The study is focused on the changes and effects of convective activity over the tropical western Pacific (TWP) in the context of climate change. Since the availability of satellite observation, the relationship between the TWP convective activity and spring precipitation in southern China was studied. When extended to the whole 20th century, the TWP convection is potentially an indicator for the long-term changes in the tropical overturning circulation. On the interannual scale, a special distribution of anomalous convective activity over the TWP modulates the ensuing El Niño-Southern Oscillation. The main conclusions of this study are summarized as follows:

(1) The spring precipitation in southern China has shown a significant downward trend in the last 30 years. The reduction trend in the core area is near 30% of the springtime climatological precipitation. Meanwhile, the precipitation over the TWP increased, reaching more than 40% of the springtime climatological rainfall. Statistically, the correlation coefficient of precipitation between the TWP and southern China is as high as -0.48. Model experiments reveal that the enhanced convective heating in the TWP leads to an abnormal overturning circulation, and sinking motion is locked over southern China. The adiabatic sinking and the divergence of mean wind field in the boundary layer weaken the convergence of moisture in southern China, thus reducing the springtime precipitation. Although this thermal response is modulated by synoptic-scale fluctuations, in the context of springtime mean flow, the sinking movement over southern China will continue to emerge due to the enhanced convection in the TWP.

(2) Since the satellite era, the long-term trend of convective activity in the TWP has shown a large seasonal dependence, and the increasing trend is most significant in boreal spring. In order to understand the trend of convective activity in the 20th century, two sets of 20th century reanalysis data, the ICOADS ship observation data, and the GPCC land precipitation data based on in-situ rain gauge observation were analyzed. Results show that in the 20th century, the rainfall and total cloud cover in the TWP increased by 15%–20% in boreal spring, and the signal has a pronounced

seasonal dependence. Atmospheric model experiments show that the above convective reinforcement trend does not depend on the enhancement of the zonal gradient of sea surface temperature in the tropical Pacific. Therefore, relatively uniform warming of the tropical oceans in the context of climate change can cause convective enhancement over the TWP. Results of an array of experiments using the idealized dry dynamical core show that the enhanced convective activity over the western Pacific can be an indicator of the strengthening Pacific trade wind, only on the condition that the convection is highly organized and the heating center is located near the equator.

(3) To further explore the relationship between convective activity and tropical air-sea interaction, the influence of TWP convection on El Niño-Southern Oscillation is further studied. It is found that the long El Niño events occur earlier, with longer persistence and stronger peak sea surface temperature anomalies. The feature is linked to the persistent sea surface wind anomaly over the TWP in boreal spring. The occurrence of wind anomalies is associated with convective activity anomalies in the TWP. Furthermore, model results indicate that the extensive sea surface westerly anomalies caused by convective heating anomalies affect the ensuing El Niño events through two mechanisms. First, the convection anomalies induce an extensive anomalous westerly belt over the TWP, which charges El Niño by eastward-propagating Kelvin waves. Secondly, the heat-induced equatorially asymmetric westerly belt reduces the meridional shear of mean easterly wind in the lower latitudes, which maintains an anomalous equatorward Sverdrup transport and in turn prolongs the persistence of El Niño events. Finally, a case analysis of the 2014-16 super El Niño event and a regression study by using a rainfall index in critical regions support the mechanisms. Therefore, the spring convective anomaly over the TWP is a potential predictor to “bridge” the spring predictability barrier.

Keywords: the tropical western Pacific, cumulus convective heating, the context of climate change, boreal spring, anomalous circulation, El Niño-Southern Oscillation

目录

摘要	1
Abstract	III
第一章 绪论	1
1.1 引言	1
1.2 国内外研究现状	3
1.3 问题的提出	10
1.4 论文的创新点	11
1.5 论文结构安排	11
第二章 数据资料及研究方法	13
2.1 观测和再分析资料	13
2.2 指数和术语定义、统计方法和诊断方法	19
第三章 数值模式、实验设计及技术	25
3.1 通用地球系统模式简介	25
3.2 不同复杂度的层级实验设计	26
3.3 调控大气对流加热的实验技术	29
第四章 春季与热带西太平洋地区对流活动相关的基本气候特征和变化	33
4.1 引言	33
4.2 热带西太平洋地区春季气候特征	33
4.3 热带西太平洋气候变化的特征	40
4.4 小结与讨论	46
第五章 近 30 年来热带西太平洋对流变化对东亚春季降水的影响	47
5.1 引言	47
5.2 热带西太平洋地区春季对流活动与中国南方降水的关系	48
5.3 联系春季热带太平洋对流-中国南部降水的物理机制	50
5.4 小结与讨论	57
第六章 二十世纪春季热带西太平洋对流活动对太平洋信风的潜在指示作用	61
6.1 引言	61
6.2 热带西太平洋对流变化的印痕	63
6.3 热带西太平洋对流增强对纬向海温梯度的依赖性	65

6.4 热带西太平洋对流增强对信风变化的指示作用	68
6.5 小结与讨论	72
第七章 春季热带西太平洋对流活动对厄尔尼诺发展的影响	75
7.1 引言	75
7.2 基于持续时间的厄尔尼诺事件分类	76
7.3 春季热带西太平洋对流活动对厄尔尼诺持续时间的影响	86
7.4 小结与讨论	92
第八章 总结和展望	95
8.1 主要结论	95
8.2 讨论和展望	97
参考文献	99
附录 A	111
附录 B	117
致谢	119

第一章 绪论

1.1 引言

通过对机器的发明与应用，始于十八到十九世纪的第一次工业革命，标志着人类从手工劳动向机器生产的重大转变，经济系统的全要素生产率随之得到质的飞跃（肖红军 2017）。人类在过去两百多年的工业革命中依次经历了以蒸汽机大规模应用主导的“第一次工业革命”，以电力广泛普及为标志的“第二次工业革命”，和以计算机技术、航天技术、生物技术大规模普及的“第三次工业革命（科技革命）”。但是在上述三次工业革命中，最底层的能源支撑却一直没有发生根本性转变，化石燃料至今仍是能源利用中的绝对主导（Henriques and Borowiecki 2017）。

然而，化石燃料是不可再生资源。随着全球现代化进入 20 世纪至 21 世纪，化石燃料存在能源短缺的危机，石油危机日益成为威胁全球经济发展的因素之一（李天德等 2008）。更重要的是，燃烧化石燃料获取能源的同时，会向大气中排放大量二氧化碳（温室气体之一），二氧化碳对长波辐射的截留效应是造成全球变暖、全球气候变化的潜在重要因素。英国气象局预计 2019 年全球平均 CO₂ 浓度将达到 411.0ppm，标志着当前全球的 CO₂ 浓度达到过去 80 万年（有冰芯数据支持）甚至过去 2000 万年（地质时期估计）以来的最高值（Stoker 2013）。

联合国政府间气候变化专门委员会第五次评估报告估计，过去 100 多年由于人类排放 CO₂ 所造成的辐射强迫约为 1.68W/m²。人类活动对气候系统的影响是不容置辩的（丁一汇 2008）。全球气候变化及其影响目前已经成为国际社会普遍关注的全球性问题。已有大量研究表明，过去一个世纪以来，全球出现了显著的平均气温上升（Solomon et al. 2007; Wang et al. 2011; Qian and Qin 2006），其中，印度洋到太平洋暖池地区也出现显著的海表面温度（Sea Surface Temperature，后文采用 SST）增暖（周天军等 2001）。

然而，区域尺度上对全球气候变化的响应，至今依然存在较大的不确定性（王会军等 2013；刘秦玉等 2010；龚道溢 1999）。热带西太平洋暖池区域是全球 SST 最高的海区（Ho et al. 1995），在过去几十年里，伴随着全球变暖的现象，这一区域同样出现非常明显的增暖（Xie et al. 2010）。作为全球热带积云对流、

热带气旋活动最活跃的洋区 (Webster et al. 2005)，该区域积云对流活动对全球气候变化的响应同样值得关注。从地理位置的角度讲，热带西太平洋地区是连接印度洋海盆和太平洋海盆的纽带，直接相邻或涵盖了南亚季风区、东亚季风区、以及西太平洋季风区 (Wang et al. 2001)。该区域是亚洲季风系统内部子系统相互作用的重要场所。随着全球气候变化，在大尺度大气和海洋热力与动力背景场的改变下，热带西太平洋地区的环流改变可能对我国天气气候产生影响 (吴国雄等 2006)。此外，热带地区的对流活动可以有效调节大气内部波动，影响大气环流，从而在全球尺度上产生遥强迫和遥响应，存在影响更远地区天气气候的可能 (Nitta 1987)。

伟大的中国劳动人民在千百年的生产实践中总结出重要的经验：“一年之计在于春”。它强调春季在一年四季中所占的重要位置：一年的重要计划应在春季进行考虑和安排。从气象或气候科学的角度思考，春季同样是季节转换中非常重要的过渡季节 (Webster and Yang 1992)。尽管热带地区相比于中纬度地区，四季变化并不分明，但热带地区诸多气候现象依然依赖于全球尺度大气环流和海洋环流的季节背景，因此也表现出对季节的依赖性。例如厄尔尼诺-南方涛动 (El Niño-Southern Oscillation，后文用缩写 ENSO) 在春季发生或消亡、在冬季达到巅峰的季节锁相特征 (杨崧等 2018)，热带季节内震荡也在冬季更为活跃 (李崇银 1990)。在北半球春季，太阳直射点自南向北越过赤道，这一时期前后，热带西太平洋地区正午太阳高度角变化率最快，该区域海-陆-气高度耦合且相互作用非常敏感。此外，热带大气积云对流活动，乃至还起相互作用也存在显著的季节变化特征 (Webster and Yang 1992)。

相对于太阳直射点位于南北回归线附近的冬夏季节而言，过去的研究对春季的关注相对较少。在全球气候变化背景下，热带西太平洋地区已然出现新的大气对流活动的变化 (Webster et al. 2005)，这些变化对我国南方旱涝灾害的影响，乃至对全球其他地区气候的调制作用也可能相应发生改变。因此，有必要探讨并理解全球变化背景下，热带西太平洋地区春季的变化特征、潜在影响和作用机理。一方面有利于提高我国天气预报和气候预测的技巧水平，另一方面也为与我国接壤或为近邻的、经济相对欠发达但人口密度极高的东南亚地区天气气候预测提供参考。从更大的空间尺度而言，探究热带西太平洋地区积云对流变化对大尺度环

流的潜在调节作用，亦有利于探究大气遥响应理论在春季基本环流下、气候变化背景下的适用性，丰富理论内容。

1.2 国内外研究现状

1.2.1 热带西太平洋基本地理气候特征

太平洋是全球面积最大、深度最深、拥有最大边缘海和最大岛屿的海洋，太平洋南北经向最长约 15900 公里，东西纬向最宽约为 19000 公里，均接近赤道一半的长度。太平洋总面积约占全球海洋面积的 46%，地球总表面积的三分之一（Encyclopaedia Britannica 1969）。无论从自然生态环境还是世界经济政治的角度，太平洋都直接或间接深刻联系、影响着全球人类的生产生活。

热带太平洋、尤其是热带西太平洋，在地球气候系统子成员的形成和演化中扮演着极其重要的角色。热带西太平洋幅员辽阔（图 1-1），处于亚洲和大洋洲交界处，其东北部是广阔的太平洋水域，没有大型岛屿，密克罗尼西亚和美拉尼西亚在广阔海域上组成星罗棋布的小岛群岛。此处向西依次为菲律宾群岛，中国南海和中南半岛，依中南半岛向南分别为马来半岛与苏门答腊岛；苏门答腊岛东南为爪哇岛，再向东依次为加里曼丹岛、苏拉威西岛、和新几内亚岛；上述半岛和大型岛屿共同构成热带太平洋的西边界，这一海陆相间分布的地区被称为海洋性大陆。



图 1-1 热带西太平洋海陆分布及地形（© 2018 Google 地球）

以气候系统五大圈层的角度考察这一区域。在岩石圈水平上，热带西太平洋位于太平洋板块与欧亚大陆板块边缘，板块运动活跃且复杂。太平洋板块俯冲到欧亚板块下方，形成以消亡边界为主的板块边界。热带西太平洋底部海沟、海岭、海盆纵横起伏，火山、地震、海啸等地质活动此起彼伏。该区域有全球最深、达到海平面以下深度-11034米的马里亚纳海沟，也曾发生过人类历史上观测到的最大规模的火山爆发——1815年坦博拉火山爆发。该次火山爆发造成了近十万人死亡，遮天蔽日的火山灰使得1816年成为“无夏之年”，北半球农作物欠收，家畜大量死亡，出现十九世纪全球最严重的饥荒（Oppenheimer 2003）。

从海洋水圈的角度而言，热带西太平洋水域辽阔，大小岛屿星罗棋布，边缘海连绵迤逦。该区域SST全球最高，常年维持在 28.0°C 以上；在偏东信风的吹拂下，整个赤道太平洋海表面西高东低，因此西太平洋地区温跃层非常深厚（Wang et al. 1999）。由于该区域海底地形的空间特征以及海表风系的时空分布均非常复杂，从而强迫出同样精细复杂的太平洋西边界洋流体系：由信风驱动的北赤道流是整个西边界流系的来源，这支流系受到菲律宾大陆阻隔后，分叉形成北向的黑潮和南向的棉兰老流。北向的黑潮由于西边界强化而增强，在海洋的经向质量和能量输运中起重要作用。南向的棉兰老流一部分向西进入苏拉威西海，穿过望加锡海峡，成为连接热带东印度洋和西太平洋的印尼贯穿流。

从大气圈角度而言，该区域位于赤道附近，南北回归线之间，太阳直射点全年落在该区域范围内，太阳短波辐射充沛。基本大气环流形态上，该区域位于太平洋信风和亚洲季风系统的重合区，更是经向翻转环流（哈德莱环流）和纬向翻转环流（沃克环流）的交汇处（Webster and Yang 1992; Wang 2004）。由于偏东信风吹拂下的海洋表层暖水在西边界附近堆积，太阳短波辐射对海面的加热，以及静小风下的弱蒸发失热，热带西太平洋形成了全球最暖的海区，称为西太平洋暖池（黄荣辉等 2016; 巢清尘和巢纪平 2001; 王会军等 2007）。同时，热带海面大气对流活动的变化直接与SST相关，当SST大于 $26.0\text{--}28.0^{\circ}\text{C}$ 时，即达到对流触发温度（Gadgil et al. 1984; Johnson and Xie 2010）。热带西太平洋区域SST常年在对流触发温度之上，因此热带积云对流系统十分活跃，年降水量在2000mm以上，并且是全球热带气旋活动最多、最强的洋区（Webster et al. 2005; Camargo and Sobel 2005）。同时，东南亚地区、尤其是印度尼西亚、中南半岛等

地春季存在大量秸秆焚烧现象，人为生物质燃烧（Hauglustaine et al. 1999）所造成的气溶胶强迫效应同样影响该区域气候。热带太平洋西边界的海洋性大陆上存在众多海拔在 3000m 以上的高山，高山地形对大气造成的强迫抬升，复杂海陆分布所产生的热力及动力效应，也塑造了热带西太平洋精细且复杂的大气环流（Qu et al. 2005；Qian 2008）。

1.2.2 热带西太平洋积云对流活动及其对大气环流的调节机制

大气环流是一个典型的热机系统，工质是空气，最终的能量来源是太阳，而直接能量来源是地面吸收太阳短波辐射后释放出的长波辐射、感热和潜热。而潜热交换涉及到一类极其特殊的物质——水。在地球大气的温度变化范围内，水能够以三种不同的相态存在。水在不同相态之间的转化，伴随着潜热的吸收和释放。水的汽化热（或凝结热）高达 2260J/g，远高于其熔化热（或冻结热）334J/g。因此，在气候系统中，水的蒸发和凝结对周围环境有显著的热力影响，使得气候系统云诡波谲，变幻无穷。对于热带地区来说，积云对流的潜热加热是驱动热带大气环流极其重要的物理过程。热带西太平洋暖池区域海面水汽旺盛、高湿静力能的不稳定空气上升、凝结并释放潜热，形成高耸的积雨云并产生降水，将地表附近的能力输送到对流层中上层。该区域大气积云对流如同热泵一般，驱动并维持大尺度的纬圈和经圈环流。大气湿对流起到了垂直能量输运、调整局地热力和动力场、进一步调节大尺度环流的作用。水汽凝结释放潜热的过程能够减缓对流气块在上升过程中的降温，使得气块温度在一定范围内高于周围大气，这种温度差的存在一方面能够促进湿对流的发展，另一方面其上升过程也通过夹卷混合、热传导等加热周围环境大气，这是湿对流活动影响大尺度大气环流的重要机制（Moorthi and Suarez 1992；Kain and Fritsch 1993）。

Gill（1980）针对湿对流加热影响大尺度环流场的物理机制进行了探讨。为了使得模型简单有效，Gill（1980）设计了一系列的理想条件，包括：I. 加热率足够小以满足线性化理论 II. 没有基本流（静风） III. 浅水模型 IV. 赤道 β 平面近似。在上述假设下，简化模型能够给出加热强迫作用下解释力极强的解析解。以热源局限在赤道上为例，Gill（1980）模型解的可视化如图 1-2 所示。低层环流响应上，热源的西侧为西风，东侧为东风，且西风风速大于东风风速。热源东侧的东风响应为赤道开尔文波作用的结果，其西北和东南两个气旋性涡旋为罗斯贝

波响应。这一基本模型能够解释热带西太平洋到东印度洋地区对流加热的大尺度环流效应，以及纬圈和经圈翻转环流的成因。Gill (1980) 也对分布于赤道一侧的热源响应进行了求解，该解同样具有极高解释力，展现出季风环流与越赤道气流的特征。

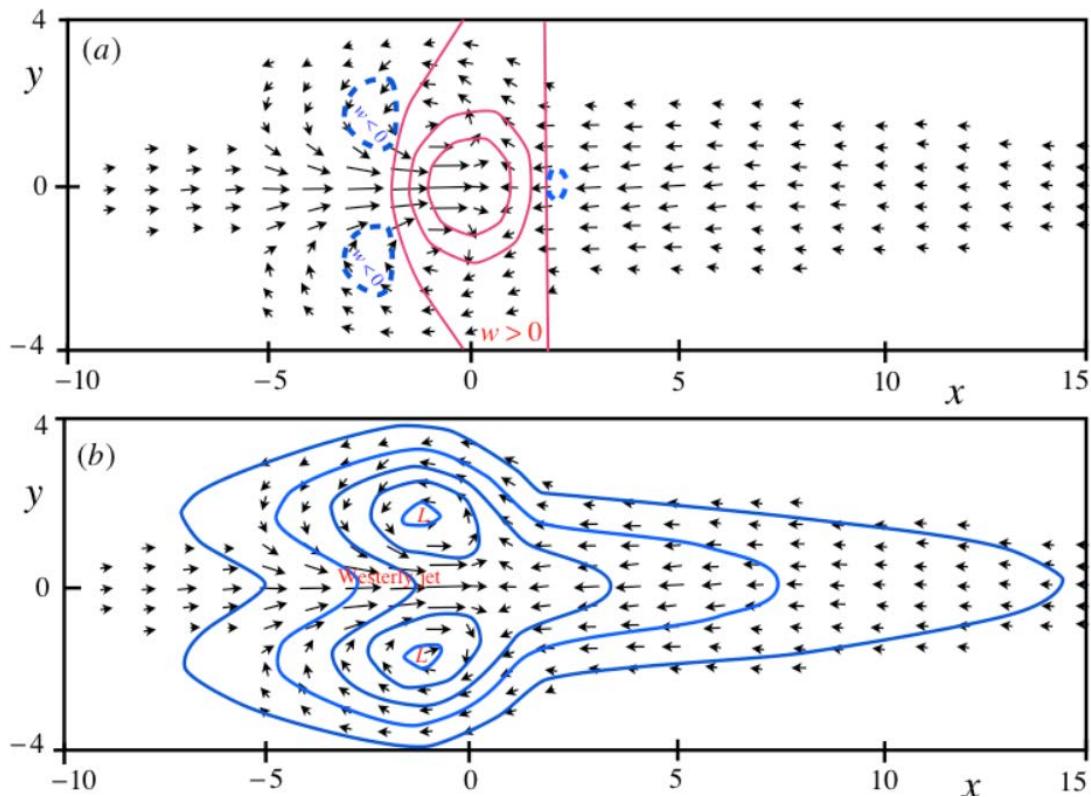


图 1-2 位于赤道上的对流加热热源所产生的低层环流响应。(a)等值线为垂直速度响应，矢量箭头为风场响应。(b) 等值线为扰动气压，适量箭头为风场响应。[根据 Gill (1980) 制作]

然而在实际气候系统中，加热的垂直廓线具有更为精细复杂的结构。Chiang et al. (2001) 试图将 Gill (1980) 中的对流加热廓线抬高，并引入边界层内 SST 梯度的差异，结果发现赤道附近的表面经向风响应与 SST 的经向梯度关系更大。这一结果说明，当考虑实际气候系统中对流加热的环流调整效应，尤其是涉及赤道附近的 ENSO 现象时，边界层内的感热和潜热分布同样不能忽视。

此外，Gill (1980) 中假设的理想静风条件也并不存在，实际大气环流对积云对流加热的响应会受到基本流场的调制，尤其是传播到中纬度地区后，环流的瞬态特征、斜压性和非线性效应，有时能够放大源自热带地区的扰动 (Trenberth et al. 1998; 李建平和丑纪范 2003)。事实上，热带积云对流加热的作用对基本

流场是非常敏感的，尤其是对不同季节的背景流场（温之平和梁必琪 1996）。年平均流场下的理想加热实验表明，热带西太平洋对流加热异常能够在对流层高层产生正涡度异常，激发罗斯贝波列向更高纬度地区传播（Matsuno 1966; Lau and Nath 1994）。Nitta (1987) 通过分析 7 年长度的卫星观测云量、SST 和位势高度，考察了夏季热带西太平洋对流活动在北半球造成的罗斯贝波列响应。罗斯贝波源位于热带西太平洋积云对流加热最强盛的区域，其传播经过东亚与日本、鄂霍茨克海及勘察加半岛、白令海峡一直到北美大陆（图 1-3），这一典型波列也被称为太平洋-日本(P-J)或太平洋-北美(PNA)遥相关波列(Leathers et al. 1991; Feldstein 2000; Wang et al. 2000; Zhu and Li 2016)。由此，也可以看出中纬度地区西风带环流的波导效应对罗斯贝波传播的调制作用。

热带地区持续性的积云对流加热对大尺度环流的塑造作用逐渐被揭示。Yang and Webster (1990) 发现夏季北半球热带积云对流加热对南半球西风急流的位置和强度有非常重要的影响。Trenberth et al. (1998) 进一步指出，热带积云对流活动产生的罗斯贝波信号，对自然变率更大的中纬度地区来说是重要的预报信号来源，热带积云对流活动是热带对热带外作用的基础过程。对于大气环流纬向上的非对称表现，除了 Gill (1980) 理想模型解揭示出热带地区的偏东信风和沃克环流系统外，Rodwell and Hoskins (2001) 通过数值实验进一步揭示，每个副热带反气旋的近赤道部分，都可以被视为大陆西侧夏季风对流活动加热的开尔文波响应。近几十年来，热带西太平洋对流加热对东亚地区环流的影响备受关注。东亚地区的夏季降水受到热带西北太平洋反气旋的控制，其形成与 ENSO 相关。热带西北太平洋反气旋的存在标志着东亚地区更强的季风水汽输送。(杨修群 1992; Wang et al. 2000; Xie et al. 2009; 张人禾等 2017)。此外，冬季印度洋到西太平洋一带对流加热能够激发 200 hPa 东亚一带遥相关，并且是该地区 200 hPa 位势高度异常的主模态 (王林等 2011; Zheng et al. 2013)。

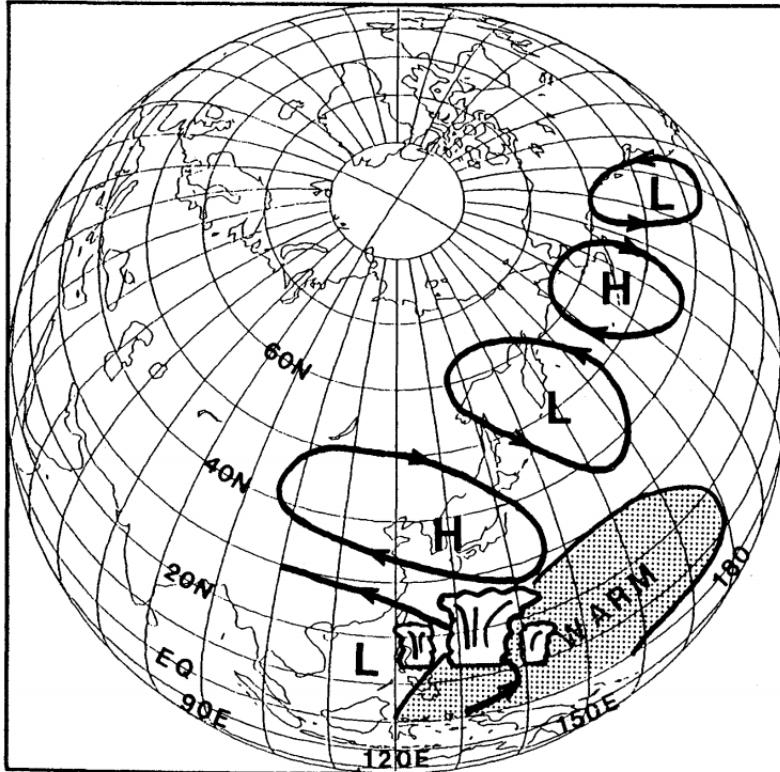


图 1-3 北半球夏季基本环流背景下与热带西太平洋积云对流加热对应的罗斯贝波列

[引自 Nitta (1987)]

1.2.3 气候变化背景对热带西太平洋地区对流活动的潜在调节

全球变暖是工业革命以来最重要的气候变化特征。政府间气候变化专门委员会 (IPCC 2013) 的第五次评估报告 (AR5) 基于三种不同数据集系统地分析了全球陆地和海洋表面温度并得出结论, 全球平均表面温度趋势在工业革命以来一致增暖。从 1880 年到 2012 年, 变暖约为 0.85°C (0.65°C – 1.06°C), 从 1951 年到 2012 年, 变暖约为 0.72°C (0.49°C – 0.89°C), 2000 年后的十年是有业务化观测以来记录到最温暖的十年。

在全球变暖的背景下, SST 变化表现出空间非均一的特征: 热带地区赤道附近的 SST 增暖最为显著, 而东南副热带太平洋增暖最弱 (Liu et al. 2005; Xie et al. 2010)。热带海洋表面温度出现明显升高趋势, 从而蒸发增加, 接近下垫面的空气具有更高的湿静力能和对流不稳定度, 有利于大气积云对流增强和潜热释放增加, 模式中热带西太平洋一带确实在年平均意义上表现出的降水增加 (Xie et al. 2010; Huang 2013)。然而, 降水相比于表面温度, 其时空分布的非均一性更强, 随全球变化而改变的不确定性也更大 (Collins et al. 2010)。即便考察有长期陆面

观测样本的南亚季风降水，在 1949 年至 2000 年期间，Annamalai et al. (2013) 指出南亚大陆干旱趋势显著，但其近海区域的降水变化依然相当不确定。Smith et al. (2012) 重建了自 20 世纪 20 年代以来的全球月分辨率降水异常，南亚陆地和西北太平洋在年平均意义上出现干旱趋势，但夏季南亚附近海域和赤道太平洋海域降水却呈现增加趋势，全球变化背景下降水的改变同样体现出显著季节依赖性和不确定性，Huang et al. (2013) 指出降水变化的季节依赖性是由于全球变暖下降水改变同时遵循“湿处更湿 (Wet-get-wetter)” 和“更暖处更湿 (Warmer-get-wetter)” 的规律。He et al. (2016) 进一步指出在过去半个世纪里，夏季热带西太平洋对流活动伴随着 SST 增暖而增强，通过季风系统内部的反馈作用，使得南亚陆地降水减少。上述结果显示在气候变化背景下，讨论西北太平洋不同季节降水变化情况时，依然存在较大不确定性。

在全球变暖的背景下，根据克劳修斯-克拉伯龙关系，全球水汽的增加大约为 $7\%/\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Held and Soden 2006)；然而，全球降水量的增长速度仅为 $2\text{--}3\%/\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。根据全球大气的水汽收支关系，在大气可降水量（表征整层大气的贮存水汽的能力）不发生显著变化的前提下，大气降水必须与从行星边界层到自由对流层的垂直水汽输送相平衡 (Betts et al. 1989)，因此可推断行星边界层与自由对流层之间的质量交换速率应减弱约 $5\%/\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。进一步推论，在全球变暖的背景下，全球大尺度翻转环流应该出现减弱。针对这一假设 Vecchi et al. (2006) 和 Vecchi and Soden (2007) 分别利用历史观测数据和未来情景中耦合模式输出结果发现，随着全球变暖，热带太平洋气候要素的纬向梯度发生减弱，即沃克环流减弱。若按该理论推测，除非热带西太平洋积云对流发生大范围水平结构再组织，否则也应该出现整体减弱。然而，在全球覆盖卫星数据可用的最近三十多年中，却发现热带西太平洋暖池区域的对流显著增强（例如，Sohn et al. 2013; England et al. 2014; McGregor et al. 2014; Ma and Zhou 2016）。尽管三十多年的增强趋势仍可能在气候系统自然变率的范围内 (Sohn et al. 2013; Kim and Ha 2017)，无论如何，考虑到上述矛盾、以及更长时间尺度、不同季节中热带西太平洋对流活动变化的不确定性，值得对该问题进行深入、系统的讨论，尤其应当关注对流变化的季节性差异，并探究其变化对全球气候系统的影响。

1.3 问题的提出

综合国内外主要研究成果，可以得到以下主要结论：(1) 热带西太平洋地区是全球范围内热带积云对流活动最旺盛、最关键的区域。(2) 热带积云对流活动所释放的潜热加热能够塑造大气环流，对流活动异常同样引起环流异常，进而影响其他区域气候。(3) 气候变化背景下，伴随近赤道地区 SST 的上升，热带西太平洋对流活动也发生增强，但是该变化有明显的季节性、其长时间尺度上的改变、与纬向翻转环流的关系依然存在较大不确定性。

针对上述结论，已有的研究尚存在的局限性总结如下：

(1) 绝大多数关于近现代几十年或更长尺度气候变化的研究，多在年平均、全球平均的框架下开展，对气候变化在时空上的非均一性讨论尚有不足，尤其是区域敏感性和季节依赖性等。

(2) 气候研究中多关注太阳直射点位于南北回归线附近的冬夏两季的基本和异常环流，对春秋过渡季节环流背景和异常了解相对不足，针对性的研究也较少。

(3) 关于热带对热带外作用的数值模拟工作中，大部分研究通过修改 SST 强迫，间接实现对热带积云加热的调控。但是该方法依然存在一定缺点，比如间接修改难以定量把握模式中对流增强的强度，将 SST 作为刚性边界条件强迫模式则不能通过海气耦合模式讨论海气相互作用的影响等。

(4) ENSO 一直被视为气候背景调控热带西太平洋地区对流活动，针对 ENSO 信号弱的春季窗口期，热带西太平洋迅速发展的对流活动对 ENSO 事件主动产生影响的可能性缺乏讨论。

针对上述局限性，本论文提出以下三个核心问题并试图解决：

I. 全球范围气象业务化观测网基本建立以来，北半球春季热带西太平洋地区的对流活动发生了怎样的变化？

II. 在数十年到世纪尺度上，与北半球春季对流加热改变相伴的环流改变有哪些？针对这些改变，利用不同层级复杂度的数值模式实验，能否阐明气候系统对积云对流加热改变的响应机制？

III. 在 ENSO 的窗口期——北半球春季，热带西太平洋对流活动的异常能否对 ENSO 事件的建立发展起到“桥接”或指示的作用？

1.4 论文的创新点

对比前人研究，本论文在选题、研究方法和结果三个方面的创新点如下：

(1) 选题角度创新：跳出几十年尺度以上气候研究中着眼于年平均、冬季或夏季平均、全球平均的框架，着眼于春季这一窗口期，热带西太平洋这一积云对流活动关键区，自底向上讨论气候变化背景下大气对流活动改变的影响。

(2) 研究方法创新：开发了复杂气候模式中的物理量倾向强迫模块，通过模式运行流接口实现了周期强迫和逼近等技术，用以完成对流凝结潜热加热、西风驱动、观测逼近等实验。利用级联实验讨论不同复杂度层级下的气候系统响应，从动力核理想实验，单纯大气实验到海气耦合实验，针对问题，剥离过程，分条缕析。

(3) 研究结果创新：自底向上探讨了热带西太平洋积云对流变化对太平洋信风或纬向翻转环流的潜在影响和指示意义；提出春季窗口期热带西太平洋对流加热异常分布对随后 ENSO 发展影响的新机理。

1.5 论文结构安排

论文共分八章，每一章安排如下：

第一章，绪论。介绍国内外研究中关于热带西太平洋地区地理、气候的基本特征，对流活动对大气环流的影响机制，气候变化背景对热带西太平洋地区对流活动的潜在调节作用。提出前人研究中的局限性，论文拟回答的科学问题、创新点和章节安排。

第二章，数据资料及研究方法。介绍论文使用的观测重建和再分析数据集，指数和术语定义、统计方法和诊断方法等。

第三章，数值模式、实验设计及技术。介绍论文所使用的数值模式、不同复杂度层级的实验基本参数和设计，以及在复杂气候模式中调控大气对流加热、实现周期强迫、观测逼近的技术手段。

第四章，春季与热带西太平洋地区对流活动相关的基本气候特征和变化。考察北半球春季环流背景下热带西太平洋的基本气候特征，该地区气候要素在过去几十年到世纪尺度发生的改变。其中在世纪尺度的讨论上综合利用了多套重建资料、再分析资料与站点代表性加权的统计升尺度的方法。

第五章，近 30 年来热带西太平洋对流变化对东亚春季降水的影响。探讨近 30 年来中国南方地区春季降水减少与同时期热带西太平洋对流增强的联系。利用干动力核模式和全耦合模式揭示两者从天气尺度到几十年尺度相联系的热力-动力学机制。

第六章，二十世纪春季热带西太平洋对流活动对太平洋信风的潜在指示作用。本章试图将研究的时间尺度进一步回溯至整个二十世纪，探讨整个二十世纪里热带西太平洋积云对流变化的印痕，对流改变对热带太平洋东西海温梯度变化的依赖性，以及其对太平洋信风变化的潜在指示作用。

第七章，春季热带西太平洋对流活动对厄尔尼诺发展的影响。本章将厄尔尼诺事件分为长短两类后发现，热带西太平洋对流活动在长短厄尔尼诺的发生期（北半球春季）存在显著差异，这种差异所产生的海表面风场响应与对应的海气耦合过程能够影响随后厄尔尼诺的持续时间和强度。

第八章，总结和展望。这是对全文内容的总结，讨论论文的局限性，以及对未来科学问题和方向的展望。

第二章 数据资料及研究方法

2.1 观测和再分析资料

观测数据是进行大气科学的研究的基石。对大尺度气候研究来说，时间上长期且连续的、空间上全球覆盖的观测数据是珍贵的基础数据。这类数据除了包含基于地面台站观测重建的温度、降水数据集外，还包括全球模式的数据同化系统生成的基于经纬度网格的、全球覆盖的再分析资料产品。再分析资料由于综合了卫星观测、无线电探空观测、地面台站、船舶观测等常规及非常规资料，加之数据结构的规则性和全球覆盖性，在气候研究领域中被广泛应用于统计分析和诊断。同时再分析资料也为气候模式提供初始场或强迫场，并用来验证模式的模拟结果。本论文中，观测重建数据、再分析数据是研究工作的基础数据，为了增强结论的可靠性，研究中综合考量并利用了全球不同机构、不同版本的观测重建及再分析资料。

2.1.1 全球降水与对流监测数据

降水资料作为反映热带地区对流活动特征的间接资料，在本论文中占据重要地位。对于陆面单站气象观测来说，降水的测量技术简单，多具备可依赖的较长年限的雨量筒观测资料。但时间序列长、空间覆盖广、质量控制优良的经纬度格点降水数据非常有限。论文中使用了不同机构推出的多套格点降水数据集，并在结果阐述中进行交叉验证。所使用的降水资料介绍如下：

CPC Merged Analysis of Rainfall (CMAP) 是 NOAA 气候预报中心 (CPC, Climate Prediction Center) 制作发布的全球标准经纬度网格点重建降水资料，其增强型产品融合了 5 颗卫星遥感以及全球地面气象观测站的雨量筒观测结果，通过可信度加权获得最准确的估计值 (Xie and Arkin 1997)。资料的空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。时间跨度从 1979 年 1 月至今，时间分辨率为月数据。本论文在第四章、第五章中均采用了 CMAP 的数据来对目标区域降水进行诊断。数据连接：

<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/cmap-cpc-merged-analysis-precipitation>

Global Precipitation Climatology Project (GPCP) version 2.2 是美国国家航空航天局戈达德太空飞行中心制作并发布的全球经纬度格点降水资料，其融合了

多颗卫星以及全球地面观测站雨量筒观测结果，并不定期对原始版本进行改进（Adler et al. 2018）。GPCP v2.2 于 2012 年发布，其水平空间分辨率为 $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ ，时间跨度从 1979 年 1 月至今。本论文第四章、第五章、第七章中均使用了其月分辨率数据产品。该数据产品可以在 <https://precip.gsfc.nasa.gov> 获取。

NOAA's PRECipitation REConstruction over Land (PREC/L) 是美国大气海洋管理局 (NOAA) 制作并发布的陆地经纬度格点降水资料。基于全球超过 17000 个地面观测站雨量筒数据制作，且采用了 Gandin 插值方法进行最优估计 (Chen et al. 2002)。PREC/L 资料水平分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ，时间分辨率为月数据，跨度从 1948 年 1 月至今。本论文中第四章和第五章中均使用了该数据。数据连接：<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.precl.html>

Global Precipitation Climatology Center version 7 (GPCC v7) 是美国大气研究中心 (NCAR) 推出的，在对地面气象观测站雨量数据进行质量控制的基础上制作的陆地雨量分析产品。该数据性能优良，多用于全球和区域水循环研究，甚至用于卫星遥感观测降水的校准和验证 (Schneider et al. 2014)。除了格点降水数据，该数据集同时提供了格点降水的误差估计值，以及格点内用于降水估计的站点数量，这为本论文进行基于站点代表性加权的升尺度方法奠定了基础。同时，GPCC 降水数据的时间跨度最长，目前提供从 1891 年 1 月到 2016 年 12 月的产品，时间分辨率为月数据，水平空间分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 。本论文中第四章、第六章均使用了该数据。数据连接：

<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/gpcc-global-precipitation-climatology-centre>

NOAA Interpolated Outgoing Longwave Radiation (OLR) 是 NOAA TIROS-N 系列和 MetOp 卫星上的 HIRS 辐射观测仪测定的大气层顶 $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ 日平均出射长波辐射通量。OLR 的观测采用了多光谱回归模式，并通过了一系列的传感器校准程序和基于地球静止卫星观测的归一化处理 (Lee et al. 2014)。本论文中所使用的资料为月平均的 $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ 数据，时间跨度从 1979 年 1 月到 2016 年 12 月。由于热带地区陆面和大气温度较高，因此热带晴空区域的 OLR 较高，而出射长波辐射会受到热带深对流积雨云团的强烈吸收，因此对流活跃区域，实际逸出到太空的长波辐射主要由对流云顶温度决定。当对流强盛时，OLR 会显

显著低于非对流区域。长期以来，气象上通常将热带地区 OLR 低于 240W/m^2 标记为对流旺盛区域 (Graham and Barnett 1987)。本论文中，同样利用该阈值判定热带地区对流旺盛区域。NOAA OLR 资料可以通过以下链接下载：

<https://www.esrl.noaa.gov/psd/map/clim/olr.shtml>

2.1.2 全球气候要素再分析数据

论文所使用的气候（气象）要素再分析数据产品如下：

NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (NCEP-DOE) 是由美国环境预报中心 (NCEP) 和美国能源部 (DOE) 共同制作的大气再分析资料，该套资料是 NCEP/NCAR 再分析资料的改进版。NCEP-DOE 再分析产品利用 NCEP 最先进的分析、资料同化系统以及模式参数化方案对全球大气状态进行最优估计 (Kanamitsu et al. 2002)。本论文所使用的再分析产品已经将大气垂直坐标插值到标准气压坐标，垂直方向共 17 层，从 1000 hPa 到 10 hPa 。水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。时间跨度从 1979 年 1 月至今，时间分辨率为日尺度和月尺度。本论文中，主要在第四章采用该套资料的月数据考察气候要素的平均特征。日数据用于进行大气视热源 Q_1 的计算，随后求月平均 Q_1 以减小计算过程中非线性平流项可能产生的误差。具体参见第二节诊断方法和第四章内容。该数据链接为：

<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis2.html>

ERA-Interim 是由欧洲中期天气预报中心 (ECMWF, 后文称作 EC) 基于 2006 年发布的 IFS 同化系统生成的大气再分析资料产品。EC 的 IFS 系统普遍认为是近年来最优秀的数据同化系统，其采用 12 小时分析窗口的四维变分同化技术。ERA-Interim 项目部分原因是准备新的大气再分析产品 (ERA-5, 已于 2019 年 2 月正式发布) 以取代 ERA-40，因此是中试产品。数据集的垂直空间分辨率从地表到 0.1hPa 共 60 个垂直分层 (Dee et al. 2011)。ERA-Interim 有多种水平分辨率的产品可供下载，本论文中采用 $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ 产品。ERA-Interim 产品通常每月更新一次，延迟两个月以保证更新质量，其时间跨度为 1979 年 1 月至今。本论文中，第四章、第五章均采用了 ERA-Interim 的数据分析区域大气物理量场，并与 NCEP-DOE 再分析资料进行了一致性对比。该数据可以通过以下地址获取：

<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim>

Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) 是美国国家环境预报中心

(NCEP, National Centers for Environmental Prediction) 推出的第三代全球耦合再分析资料产品。模式中海洋模式赤道地区分辨率为 0.25° , 垂直 40 层, 热带外地区分辨率为 0.5° 。全球陆面模式有 4 层土壤, 海冰模式也有 3 个垂直层。温室气体二氧化碳、气溶胶、其他痕量气体以及太阳辐射变化都遵循实际历史观测。再分析产品基于大气、海洋、陆地和海冰模块进行在线全耦合, 输出逐 6 小时的最优估计场 (Saha et al. 2010), 其大气资料水平空间分辨率约为 38 公里 (谱模式三角函数 T382 截断, 共 64 级), 论文使用中 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 资料已经过插值到标准经纬度网格, 垂直共 37 层 (范围从 1000 hPa 到 1 hPa), 时间跨度从 1979 年到 2008 年。本论文主要使用的变量为模式积分一小时后输出的深对流加热和大气非绝热加热的预报量, 这些变量主要用于第四章中定量诊断过去 30 年里西北太平洋一带热带对流加热的变化, 并与多套类似资料进行交叉验证(见第四章)。考虑到一小时的预报量很大程度上依然取决于数据同化系统最优估计的初始场, 因此我们仍将之视为再分析资料加以使用。该套资料可以通过 <https://rda.ucar.edu/datasets/ds093.2/index.html> 获取。

NOAA-20CR version 2 是 NOAA 推出的二十世纪再分析产品。NOAA-20CR 提供了长达一个半世纪之久 (1850–2014) 的全球大气环流再分析数据集。其制作的主要动机是提供一套具有量化观测不确定性的验证数据集, 用于评估 20 世纪的气候模式模拟情况。该产品仅通过卡尔曼滤波同化了观测地表气压, 月 SST 和海冰分布作为模式的下边界强迫场, 并采用了新的五边形简单海洋数据同化与稀疏输入技术。此外, NOAA-20CR 还使用 56 个集合成员估计数据的不确定性 (Compo et al. 2011)。总体而言, 其数据质量大约相当于目前为期三天的业务数值天气预报的技巧水平。NOAA-20CR 水平空间分辨率为 $2.0^{\circ} \times 2.0^{\circ}$, 垂直方向共 28 层, 再分析产品已经插值到标准气压坐标, 垂直方向从 1000 hPa 一直到 10 hPa。本论文中主要在第六章使用了该套数据, 以讨论整个 20 世纪的长期变化。NOAA-20CR 可以通过如下链接下载:

<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/noaa-20th-century-reanalysis-version-2-and-2c>

ERA-20CR 是 EC 制作的大气再分析产品, 它提供了长达一个多世纪 (1900–2010) 的全球大气环流再分析数据集。ERA-20CR 同化了陆面气象观测台站的地

表气压观测和 ICOADS 的船舶海平面气压以及海面风观测。与 NOAA-20CR 相比, ERA-20CR 的时间跨度更短, 但提供更精细的水平和垂直分辨率。由于同化数据和同化系统的差异, ERA-20C 在观测相对密集的地区(如西欧)的表现可能优于 NOAA-20CR, 而 NOAA-20CR 可能在南半球和高纬度等观测稀疏地区表现更优秀(Poli et al. 2016)。ERA-20CR 的水平空间分辨率约为 125km, 全球共 160×320 个水平网格点。提供下载的产品已经在垂直方向上插值到 37 个气压层。本论文中主要在第六章使用了该套数据集与 NOAA-20CR 交叉验证, 以讨论 20 世纪的长期变化。该套数据链接如下:

<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/era-20c-ecmwf-atmospheric-reanalysis-20th-century-and-comparisons-noaa-20cr>

2.1.3 全球海面及海洋数据

此外, 论文还使用了船舶观测和海洋再分析数据集:

International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (ICOADS) 提供了过去三个世纪以来的海洋表面数据集, 该数据集主要基于国际船舶观测报告制作, 后续随着技术发展加入了锚定浮标、漂流浮标、潮汐站等观测数据。在长达数百年的测量技术发展中, ICOADS 包含了诸多观测系统的观测资料, 因此 ICOADS 可能是现有最完整的异构海洋表层数据集合。基于同样的原因, ICOADS 数据在早期的覆盖度较低, 不确定性较大(Worley et al. 2005)。该套资料水平空间分辨率为 $2.0^\circ \times 2.0^\circ$, 本论文所使用的时间跨度从 1900 年至今。该套资料主要在第六章中用于整个 20 世纪气候变化分析的交叉验证。ICOADS 资料可在如下链接获取: <https://icoads.noaa.gov/>

The Simple Ocean Data Assimilation version 3 (SODA v3) 是 NCAR 推出的海洋再分析数据集, 目的是重建自 20 世纪初以来物理海洋变量场。SODA3 采用 GFDL MOM5 海洋模式以及 SIS1 海冰模式, 海洋内波可以解析到约 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 。垂直方向共 50 层, 赤道水平网格分辨率约 28km。其资料同化系统相比 SODA2 进行了较多改进(Carton et al. 2018)。SODA3 的时间跨度为 1980 年至今, 时间分辨率为月数据。本论文中, 主要在第七章中利用 SODA3 进行赤道太平洋地区与大气对流变化相耦合的海洋环流的诊断分析。SODA3 资料可通过如下链接获取:

http://www.atmos.umd.edu/~ocean/index_files/soda3_readme.htm

本论文所使用的 SST 资料介绍如下：

Optimum Interpolation (OI) Sea Surface Temperature (SST) version 2 是 NOAA 制作的全球最佳插值格点海表温度 (SST) 资料，其基于多颗卫星遥感、航船观测和浮标观测重建经纬度格点 SST 产品 (Reynolds et al. 2007)。插值方法中采用浮标观测为基准，进行客观偏差调整来统一不同平台的系统性观测偏差和传感器偏差。该产品提供的时间分辨率包括日数据和月数据，月数据跨度从 1981 年 12 月至今。本论文中第四、五章均采用月数据，其水平空间分辨率 $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ 。该数据可以在 <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.oiSST.v2.html> 下载。

Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set (HadISST) 是英国 Met Office 哈德莱中心制作的海冰和海面温度数据集，该数据集是全球海冰和海表温度 (GISST) 的升级版本。SST 数据来自 Met Office 海洋数据库，该数据库从 1982 年起还包含了通过全球电信系统接收的数据。为了提高数据时空覆盖率，还参考使用了 ICOADS 自 1871 到 1995 年月内中位数 SST。HadISST 数据集采用两步空间缩短最优插值方法，然后将质量改进的经纬度网格化观测结果，叠加到重建数据上做局部细节恢复 (Rayner et al. 2003)。该数据时间分辨率为月数据，时间跨度从 1870 年至今。空间分辨率为 $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ 。本论文第四章到第七章中都使用了 HadISST 的数据。其数据链接如下：

<https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadiSST/>

The Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 4 (ERSST v4) 扩展重建 SST 数据集是 NOAA 基于 ICOADS 制作的全球经纬度网格 SST 数据。ERSST 一方面采用低频调和函数展开的方式改善了 1930 年之前 SST 的振幅异常。另一方面对于早期观测数据稀少的时段，采用稀疏数据进行最优估计重建。ERSST 适用于长期全球尺度和流域尺度的气候研究 (Huang et al. 2015)。数据的空间分辨率为 $2.0^\circ \times 2.0^\circ$ 。时间跨度从 1854 年 1 月至今，本论文中主要在第四、六章使用了 ERSST。其数据连接如下：

<https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/marineocean-data/extended-reconstructed-sea-surface-temperature-erSST-v4>

2.2 指数和术语定义、统计方法和诊断方法

2.2.1 指数和术语定义

Oceanic Niño Index (ONI): ONI 指数定义为 Niño3.4 海区 (5°N - 5°S , 120°W - 170°W) SST 连续三个月的平均值，并减去同期气候态的异常。为了确保获得稳定的 ENSO 信号，NOAA 规定该指数连续三个月低于-0.5 时为 ENSO 进入冷位相，即拉尼娜状态；而连续三个月大于 0.5 时为暖位相，即厄尔尼诺状态。该指数的绝对值大小反映了 ENSO 冷暖事件的强度。NOAA 在其气候预报中心的网页上公开了 ONI 指数的实时观测和历史记录。此外，该指数同样可以在 SST 数据集或模式输出的 SST 中计算得到。在第七章中，同样根据 ONI 指数为持续时间不同的厄尔尼诺时间进行分类。历史 ONI 指数可以通过如下地址获得：
https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ENSOstuff/ONI_v5.php

惯用术语的定义：本论文研究过程中，文本所述“气候平均值”或“气候态”特指根据中华人民共和国气象行业标准《气候季节划分》(QX/T 152—2012) 所定义的“常年值”，为气候要素 30 年或以上的平均值。除论文中特别指出外，所有气候平均值皆使用对应资料从 1981 年至 2010 年的 30 年平均。“异常”或“距平”特指研究样本同期量减去气候态的差异值。论文所述“春季”特指气象学划分法所规定的北半球春季的三个月份，即格利高里历法中的三月、四月、五月。气候要素的“春季平均”特指春季三个月份观测（模拟）量的平均值。

2.2.2 统计方法

针对 GPCC 降水资料的站点代表性加权统计升尺度：在考察二十世纪以来热带西太平洋地区大范围对流活动变化时，由于海上降水资料的稀缺以及再分析降水的不可靠，对 GPCC 数据进行统计升尺度以反映大范围对流变化特征。由于 GPCC 是基于陆面气象台站实际观测降水重建的数据集，因此东南亚海岛台站降水对其周边大范围降水变化有一定代表意义。基于此，为了避免离散数据的尺度效应，对原始分辨率为 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ 的 GPCC 降水重建资料进行统计升尺度到 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ ，过程中用站点代表性加权的算法以表现其大尺度特征。具体方法如下：

- I. 对原始 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ 网格用 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 网格进行重新分组：每一个 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ 网

格都有一个到 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 网格的编号映射。如此这般，每一个 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 网格内，都有 25 个基于原始空间分辨率的 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 子网格。

II. 在原始分辨率下保留有效站点数据，剔除无效站点数据：在每一个 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 网格中，若至少存在一个站点的数据可以回溯至 1921 年 1 月，则判定该子网格为有效网格；若不存在任何一个有效站点，则该子网格权重为 0（设置为缺测）。

III. 考察每一个 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 网格内的有效观测子网格数量 N，若 $N=0$ ，则该升尺度网格内不存在有效观测（设置为缺测）；若 $N=1$ ，则该升尺度网格观测值为唯一子网格观测值；若 $N>1$ ，则该升尺度网格观测值为子网格的站点代表性加权平均。具体表达式为：

$$P_u = \sum_{i=1}^N \left(\frac{w_i}{\sum_{i=1}^N w_i} \cdot p_i \right) \quad (2-1)$$

其中， P_u 为升尺度网格的观测降水值， N 为升尺度网格内有效观测子网格数量， p_i 为第 i 个有效子网格的降水观测值， w_i 为第 i 个有效子网格的代表性权重因子，该值与子网格所在位置到升尺度网格中心的距离有关。如图 2-1 所示，子网格权重因子在升尺度网格的最外圈为 1.0，中圈为 2.0，中心为 3.0。

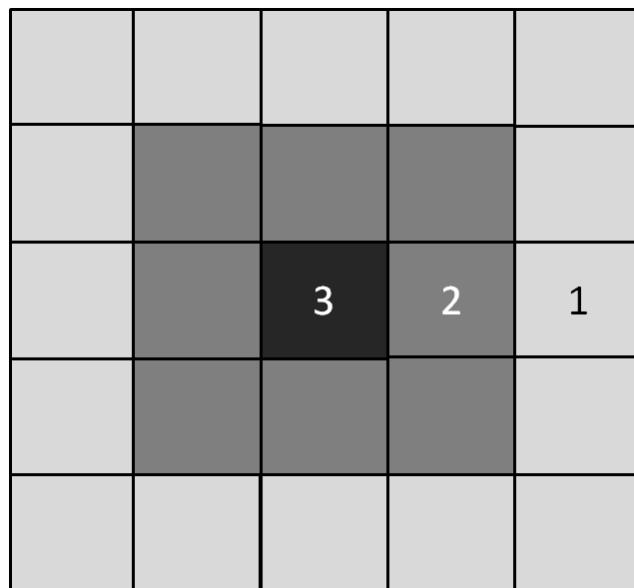


图 2-1 用于 GPCC 降水资料的站点代表性加权统计升尺度网格示意图。整个区域代表一个 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 的升尺度大网格，内部共有原始分辨率 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 子网格 25 个，根据子网格到父网格中心的距离给定权重，最内子网格权重因子为 3.0，中间圈 8 个子网格权重因子为 2.0，最外圈 16 个网格权重因子为 1.0。

2.2.3 气候要素诊断方法

涡度（旋度）：涡度（旋度）用于表征流体矢量场的旋转情况，是矢量。考虑到气象学中具体应用，本论文中仅计算其垂直方向的分量：

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (2-2)$$

其中 ζ 为垂直方向上的涡度分量， v 代表研究矢量的经向分量，可以是经向风、经向风应力等； u 代表研究矢量的纬向分量，可以是纬向风，纬向风应力等。 x 和 y 分别代表纬向距离和经向距离。

散度：散度用于描述流体辐散辐合特征的强弱，是标量。对于不可压缩流体来说，其三维散度为0。考虑到气象中的具体应用，我们主要采用水平方向上的散度来诊断垂直速度，或者水汽的辐合辐散对降水过程的潜在指示意义。因此，本论文中仅考虑水平方向上气候要素的散度，其表达式为：

$$\text{div}_h \cdot \vec{V}_h = \nabla_h \cdot \vec{V}_h = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (2-3)$$

其中 $\text{div}_h \cdot \vec{V}_h$ 或 $\nabla_h \cdot \vec{V}_h$ 为水平矢量的水平散度， ∇_h 为水平梯度算子，其与矢量场的向量积结果为水平散度标量。 v 代表研究矢量的经向分量，可以是经向风、经向水汽输送通量等； u 代表研究矢量的纬向分量，可以是纬向风，纬向水汽输送通量等。

风应力和风应力旋度：风应力代表单位面积上、单位时间内由海表面风向海表面水体输送的动量。由于海表风与海洋的耦合涉及到波浪动力耦合，因此确定风和海面应力之间的关系是一个困难的问题，再加上海上实测海表风资料稀少，因此，在本论文中，采用常用的整体空气动力学经验关系给出：

$$\vec{\tau} = \rho_a C_d |\vec{V}| \vec{V} \quad (2-4)$$

其中 $\vec{\tau}$ 为风应力矢量， ρ_a 为空气密度，本论文中取用 1.22 kg/m^3 ， $|\vec{V}|$ 为海表面风速大小，为水平风速矢量的模。 \vec{V} 为水平风矢量。 C_d 为无量纲风拖曳系数，其值可以通过经验公式参数化给出（Smith 1988），考虑到该值并非本论文关注点，且气候态海表面平均风速在 10^0 到 10^1 量级，故在误差允许范围内，本论文中取用经验常数 $C_d=0.0013$ 。公式2-4写作经向和纬向分量分别为：

$$\tau_x = \rho_a C_d |\vec{V}| u \quad (2-5)$$

$$\tau_y = \rho_a C_d |\vec{V}| v \quad (2-6)$$

分量形式中, τ_x 为纬向风应力, τ_y 为经向风应力, u 为纬向风, v 为经向风。

视热源 Q_1 的诊断: Yanai et al. (1973) 通过分析大尺度加热和水汽收支, 利用一个简单的积云簇模式给出了热带对流系统的整体性质, 包括对环境大气的加热和增湿效果。其中大气视热源 Q_1 可以通过常规气象观测中的气候要素如温度、三维风速、位势高度等反向导出, 可以用于诊断热带地区对流凝结潜热释放对大尺度环境的作用。下面给出 Q_1 的定义和诊断方法:

首先假设积云簇所在区域位于热带大尺度对流系统中, 且研究的水平范围必须足够大以涵盖整个积云簇; 同时, 该范围又要足够小, 以至于其可被视作大尺度环境的一部分。这一假设在绝大多数热带对流和环流场的尺度关系中研究中是适用的。定义干静力能:

$$s = c_p T + \phi \quad (2-7)$$

其中 s 是气块的干静力能, c_p 是大气的定压比热容, T 是气块的绝对温度, ϕ 是气块的位势高度。大气视热源 Q_1 的诊断式 (等号左侧) 和定义式 (等号右侧) 可以写作:

$$Q_1 \equiv \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \bar{\nabla} \cdot \bar{s} \bar{V}_h + \frac{\partial \bar{s} \bar{\omega}}{\partial p} = Q_R + L(c - e) - \frac{\partial}{\partial p} \bar{s}' \bar{\omega}' \quad (2-8)$$

其中 Q_1 是大气的视热源, 定义式包括辐射加热贡献项 Q_R , 对流凝结潜热释放贡献项 $L(c - e)$, 以及垂直涡旋输送的感热通量的垂直辐合贡献项 ($-\frac{\partial}{\partial p} \bar{s}' \bar{\omega}'$)。

诊断式中, ∇ 是水平二维梯度算符, V_h 是水平风速矢量, ω 是垂直速度, $\bar{(\)}$ 代表研究区域内水平二维平均运算符。实际诊断中, 通常采用大尺度观测要素代表水平二维平均值。因此, 通过上述诊断式, 可以借由常规气象观测资料对视热源 Q_1 “反算” (或称“参数化”), 结果大致反映次网格尺度物理过程对大气的加热或冷却。需要注意的是, 由于诊断式中 $\bar{\nabla} \cdot \bar{s} \bar{V}_h$ 和 $\frac{\partial \bar{s} \bar{\omega}}{\partial p}$ 均为非线性项, 若直接采用月分辨率数据计算 Q_1 , 则会产生较大误差。因此在月尺度或季节尺度上诊断 Q_1 时, 必须首先利用日数据或日内数据计算短时间尺度的 Q_1 , 再用高频数据做算术平均计算月或季节尺度 Q_1 。此外, 本论文在分析 Q_1 时, 在垂直廓线分析

中化为直观的加热率量纲 K/day；垂直积分考察空间分布时，则采用能量密度量纲 W/m²。

大气的整层水汽收支诊断：对整个气候系统来说，水可以视作守恒量，对物质而言，气候系统基本是一个封闭系统。而对气候系统的子系统，或者具体区域，水在边界上可以有输入输出，子系统间有交换，是一个开放系统。气候系统水循环中最活跃的阶段发生在大气系统内，研究整层大气的水汽收支，对诊断降水过程、气候态水循环有重要意义。对于给定的研究区域，在一定时间内，整层大气总汇入和总流出的水汽之差，与该地区同时段整层大气中水汽的变化相等，若将降水和蒸发列于收支平衡方程的一侧，那么整层大气柱的水汽收支方程可以写作：

$$P - E = \frac{\partial(TPW)}{\partial t} - \nabla \cdot Q \quad (2-9)$$

其中，P 代表气柱降水量，E 代表气柱所在地蒸发量。TPW (Total Precipitable Water) 代表整个气柱的可降水量，亦即对整层大气所含水汽的垂直积分。 $-\nabla \cdot Q$ 代表对整层大气垂直积分的水汽通量散度。因此，对某区域某时段整层大气来说，降水减去蒸发大致与可降水量的改变值加上垂直积分的水汽通量散度相平衡。对于地球大部分区域，相比于整层垂直积分的水汽通量散度，数十年尺度内可降水量的改变比例通常可以忽略（将在第五章详述）。因此，整层垂直积分的水汽通量散度对局地水循环过程有重要的指示意义。这里采用 Kim and Ha (2015) 的方法，对垂直积分的水汽通量散度进行诊断，分解为三项：

$$-\nabla \cdot \bar{Q} = -\left[\frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} (\bar{q} \nabla \cdot \bar{V}) dp\right] - \left[\frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} (\bar{V} \cdot \nabla \bar{q}) dp\right] - \left[\frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} (\nabla \cdot \bar{q}' \bar{V}') dp\right] \quad (2-10)$$

其中， $\bar{(\cdot)}$ 算符代表对特定时段求平均。第一项 $-\left[\frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} (\bar{q} \nabla \cdot \bar{V}) dp\right]$ 代表平均风引起的平均比湿的辐散辐合，如果平均风场表现为辐合，则对垂直积分的水汽通量散度有正贡献；第二项 $-\left[\frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} (\bar{V} \cdot \nabla \bar{q}) dp\right]$ 代表平均风引起的平均比湿的平流，这是由于平均湿度场的空间非均一性造成，若存在平均风将高湿度区的空气输送到本地，则本地垂直积分的水汽通量散度辐合增加；第三项 $-\left[\frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} (\nabla \cdot \bar{q}' \bar{V}') dp\right]$ 是高阶的涡动非线性项，代表更高时间频率上扰动比湿与扰动风场的辐合辐散，起到跨尺度非线性影响。

第三章 数值模式、实验设计及技术

3.1 通用地球系统模式简介

本论文用于假说检验的核心手段是一系列的、不同目标的、不同复杂度的数值模式实验。用于数值实验的模式工具为美国国家大气研究中心（NCAR, National Center for Atmospheric Research)开发并完全开放源代码的通用地球系统模式 1.2.2 版本（CESM1.2.2, The Community Earth System Model version 1.2.2; Hurrel et al. 2013），该版本于 2014 年 6 月由 NCAR 发行、维护并公开源代码。在本论文中，所有的模式实验均基于该版本 CESM 开展。

CESM 源起 NCAR 于 1983 年开发的通用气候模式（The Community Climate Model）；1994 年，NCAR 向美国国家科学基金会申请开发耦合大气、陆面、海洋和海冰模块的气候系统模式，并于 1998 年将该模式的第二版本命名为通用气候系统模式（CCSM, The Community Climate System Model），亦即 CESM 的前身。随后，气候系统研究的焦点逐渐转向物理、化学和生物地球化学子系统之间的耦合：例如模拟人为排放二氧化碳、痕量气体化学过程、土地利用改变、生物地球化学循环等，这些科学问题迫切需要采用耦合整个地球系统的模拟工具。历经数十年的深入开发和不断改善，NCAR 在美国能源部和美国国家科学基金会联合资助下，在第四代 CCSM 发布仅仅两个月之后，于 2010 年 6 月正式发布了 CESM1.0 版本。到本论文中所使用的 1.2.2 版本，CESM 模式已经成功发展为将大气、海洋、陆面、海冰、大陆冰川、地表径流以及海浪完全耦合的地球系统模式。地球系统耦合模块涵盖了大气气溶胶化学、以碳氮循环为主的生物地球化学循环、甚至包括海洋生物过程和卫星观测模拟器。上述特性使得 CESM 成为全球目前为止，技术上最先进、耦合机制最全面、过程最复杂、层级架构最丰富的地球系统模式。

本论文中所使用的 CESM 1.2.2 主要包括六个子系统组件：通用大气模式（CAM5.3, The Community Atmosphere Model version 5.3），并行海洋模式(POP2, The Parallel Ocean Program version 2），通用陆面模式（CLM4, The Community Land Model version 4），通用海冰模式（CICE4, The Community Ice CodE version 4），通用陆冰模式（CISM, The Community Ice Sheet Model）和河流模式（RTM,

River Transport Model)。组件之间的通量和信息交换通过第七代耦合器（CPL7, Coupler version 7）来实现。CESM1.2.2 的模式源代码可以从 <http://www.cesm.ucar.edu/models/cesm1.2/> 免费获取。

3.2 不同复杂度的层级实验设计

CESM 模式高度遵循优秀的软件工程学设计方法，采用级联、模块化和接口通信的方式架设整个模式。因此，用户可以通过简单的 namelist 变量调整来激活或沉默不同组件，实现不同复杂度、不同分辨率配置等类型的模式实验。CESM 预定义了多种经过官方科学验证的模式组件配置和分辨率选项。并且提供了预输出结果用于模式验证：<http://www.cesm.ucar.edu/experiments/cesm1.0/>。用户同样也可以自定义模式的初始场和外强迫场进行所需的气候模拟。

由于本论文在不同背景问题下讨论积云对流加热效应，因此需要在不同的复杂度层级上开展模式实验。例如，通过简单的原始方程大气干动力核模式，即可以探讨不同背景流场下，热带对流加热廓线的快响应过程，这是一个简单的热力强迫-动力响应的初值问题，该问题的解在大气动力学意义上具有高度的本质性和可解释性。如果考虑真实的大气物理过程对热带对流加热的响应与反馈，则需要增加模式的层级复杂度，采用复杂的物理参数化方案。在该情境下，基于真实观测资料获得对流加热异常的四维时空分布，并用之强迫模式，考察大气的响应。该类问题中由于给定了真实的加热廓线，应归属于边值问题，在模式对真实大气系统有足够模拟能力的前提下，其解的现实意义更加明确，可对观测中出现的真实气候现象进行归因和预测。最后，采用最复杂、同样也是最完备的海陆气全耦合实验，可以考察热带对流加热在海气耦合环境下的真实作用，包括定量讨论其对大尺度气候现象（如 ENSO，见第七章）的调控作用。本论文中所有的模式实验均基于通过官方科学验证的组件配置和分辨率选项，选取不同的模式层级复杂度设计实验。具体选取和说明见表 3-1：

表 3-1 论文中所使用的 CESM 组件配置及分辨率选项

组件代号	水平分辨率	简介
F_IDEAL_PHYS	1.9°x2.5°	单独大气模块，没有水汽的原始方程干动力核心 理想实验
F_2000	1.9°x2.5°/0.9°x1.25°	单独大气模块，CAM4 物理过程，固定在 2000 年水平的气溶胶和 SST 强迫
F_2000_CAM5_PM	1.9°x2.5°	单独大气模块，CAM5 物理过程，固定在 2000 年水平的气溶胶和 SST 强迫
B_2000	1.9°x2.5°&gx1v6	海陆气海冰全耦合运行，CAM4 物理过程，固定 在 2000 年水平的气溶胶强迫

F_IDEAL_PHYS 模拟中，F 代表单独大气模块，IDEAL_PHYS 代表理想物理过程的简化模式实验。F_IDEAL_PHYS 采用大气模块 CAM 的有限体积动力内核，Lin and Rood (1996)提出的通量平流方案，水平分辨率 $1.9^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，即纬向共 144 个格点，经向共 96 个格点；垂直方向采用 σ -p 混合坐标系统，垂直高度非均匀分布 26 层，近地表拟合地形，模式顶高距离地面约为 35km；F_IDEAL_PHYS 作为理想实验配置，采用了 Held and Suarez (1996) 中用于全球大气环流模式基准测试的简化物理过程。该基准过程十分简单，仅仅包括两种核心机制：一是采用牛顿松弛法将全球温度场逼近纬向平均的气候态温度场，用来模拟辐射效应以及热扩散等对大气系统温度场的塑造；二是对大气最底层风场进行瑞利摩擦损耗，以模拟大气边界层效应 (Held and Suarez 1996)。利用这两种效应，能够使简化的动力学核形成一个准能量平衡的封闭系统，一定量级以内的非交互式能量输入能够激发大气的热力-动力耦合响应，但上述两种耗散过程的存在能够确保模式在长期积分中的稳定性。F_IDEAL_PHYS 配置下，可以通过指定模式的初始场以及所逼近的温度场分布，来锁定不同环流背景。这种理想的，仅考虑大气动力学本质的模式配置，是用于探讨不同背景流场下，热带对流加热对环流直接动力影响的理想“虚拟实验室”。

F_2000 模拟采用与 F_IDEAL_PHYS 相同的动力内核，但物理参数化方案采用完整且高度复杂的 CAM4.0 物理包。主要物理方案包括：辐射方案采用 NCAR 自行开发的 CAMRT 方案，浅对流采用简单的局地条件不稳定方案，深对流采用基于对流有效位能的 Zhang and McFarlane (1995) 方案，云微物理采用简单的块 (Bulk) 方案，行星边界层采用 Holtslag and Boville (1993) 提出的理查森数梯度-非局地输送方案。F_2000 中的 2000 代表辐射外强迫（地球轨道参数、气溶胶、

温室气体等)固定在2000年的水平。由于该配置已经采用了标准的大气物理参数化方案,因此必须在线耦合陆面过程,并且海面需要给定海温(SST)和海冰强迫,如无特殊说明,本论文中所有SST和海冰数据均采用1981-2010年共30年平均的气候态作为海洋下边界强迫条件。这一层级复杂度的模式实验,能够考虑真实的大气物理过程对热带对流加热的响应与反馈。

F_2000_CAM5_PM模拟中,CAM5代表模式采用CAM5版本的物理参数化方案(见图3-1),PM代表指定气溶胶配置,采用该配置运行CAM5物理参数化方案相比于耦合三模态或七模态预报气溶胶方案(MAM3/MAM7)能够缩短约1/3运行时间。由于本论文不涉及研究气溶胶的气候效应,因此采用指定气溶胶配置提高运行效率。相比CAM4,CAM5对物理参数化方案进行了大刀阔斧的改进:其中,辐射模块更新到了RRTMG(Rapid Radiative Transfer Model for GCMs),有效降低K-分配方案误差的同时保持较高的计算效率。浅对流方案也改进到了基于对流抑制能量和湍流动能的羽流扩散模式。云微物理方案也从CAM4指定粒径分布谱的简单块方案更换到了基于质量和粒径谱的双参数方案。行星边界层方案则采用了表现优秀的基于湍流动能的方案(Bretherton and Park 2009)。但CAM5的深对流方案并没有改变,这也保证了在CAM4/5环境下开展对流加热实验的可比较性。这一层级复杂度的模式实验,相当于测试CESM框架内最先进¹的物理参数化方案组合下,热带对流加热的响应与反馈效应是否依然具有鲁棒性。

¹ NCAR于2018年发布了CESM2的源代码,其中CAM6大气模式有更先进的物理参数化方案,博士工作开展期间,CAM5的物理参数化方案包是当时CESM架构下最先进的配置

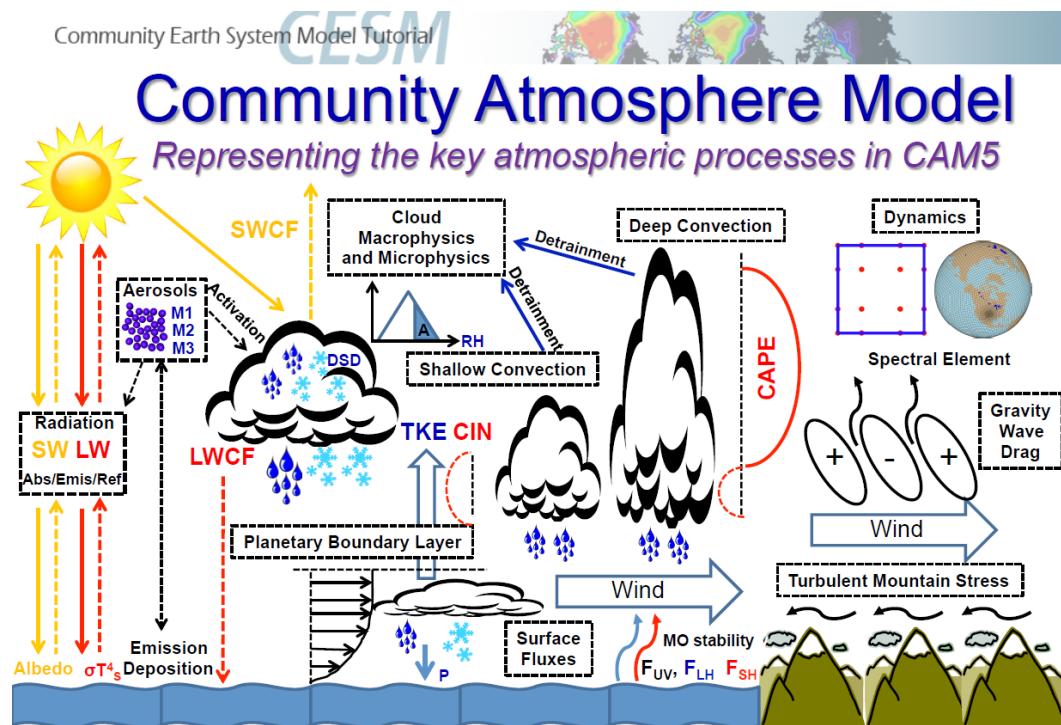


图 3-1 CAM5 中物理参数化方案示意图（引自 Neale CESM Tutorial 2016）

<http://www.cesm.ucar.edu/events/tutorials/2016/>

B_2000 模拟中，B 代表 CESM 的所有成员组件全部激活的全耦合配置，辐射外强迫固定在 2000 年水平。注意在全耦合模拟中，只有太阳辐射是唯一的外源能量强迫，对大气来说，SST 不是刚性下边界条件，是模式内生动力学过程所决定的预报量。由于 CESM 全耦合模拟默认初始场是 1850 年辐射强迫驱动并达到平衡的，B_2000 切换到 2000 年强迫水平驱动模式，海洋过程调整到准平衡仍需要几十到几百年时间。因此，在本论文中均对全耦合模拟进行了长达 200 年以上的“spin-up”启动调整，以达到 2000 年辐射强迫水平下的准平衡态。采用最复杂、同样也是物理上最完备的全耦合层级实验，能够考察热带对流加热在真实气候系统中的调制作用，也是定量讨论其对海气耦合气候现象（如 ENSO）调控机理的必要配置。

3.3 调控大气对流加热的实验技术

大气模式 CAM 作为 CESM 级联组件模块中最复杂的一个成员，其代码量达到 50 万行，占 CESM 总代码量的 40% 以上。CAM 模式同样遵循 CESM 的层级架构体系进行开发，其中 CAM 的物理参数化方案约 17 万行代码，占 CAM 总代码行数的 35%。所有物理参数化方案的控制调用都被封装于 physpkg.F90 模块中，

该模块是 CAM 物理参数化方案的顶级接口。本文中，为了针对大气对流加热进行四维结构（空间三维、时间一维）上的精细控制，自主开发了强迫模块嵌入到 CAM 模式的物理过程参数化包中，具体技术细节介绍如下：

在 CAM 的每一个积分步中，都由顶级接口 `physpkg.F90` 逐一调用并执行具体的物理过程（包括深对流、浅对流、边界层湍流过程、辐射过程等等）。为与 CESM 框架衔接，`physpkg.F90` 模块内部进一步将大气物理过程分组，具体分为与下垫面模式（陆面模式、海洋模式、海冰模式等）耦合前过程组，以及与下垫面进行通量交换后的过程组。执行流程中，每一个物理过程都采用通用的接口函数（interface）与顶层接口 `physpkg.F90` 进行数据交换。其中，物理过程对大尺度环境变量的作用倾向量贮存在 `ptend` 结构体数组中，该结构体数组每执行完一个物理过程，均向贮存大尺度环境变量的结构体数组 `state` 更新倾向值。`ptend` 结构体数组中包含经向风 `u`、纬向风 `v`、干静力能 `s`、比湿 `q` 和示踪物等成员变量的倾向值。

综上，人为精细调控对流加热的技术关键，在于如何在每一个积分步当中，定时、定点、定量地调控深对流和（或）浅对流方案运行结束后，返回到 `ptend` 的干静力能变化倾向变量 `ptend%s`。定时控制可以通过调用模式的在线时钟——CESM 全局时间管理器模块 `time_manager.F90` 实现；定点控制方面，由于 CESM 为提高大气物理过程的运行效率，对格点大气柱进行了多柱组块操作，随后分配到不同 CPU 实现并行计算，获取当前经纬度位置信息相对复杂。事实上，模式物理过程经过块锁定操作后，可以通过数组下标获取当前块状态变量 `state` 结构体的实例，`state` 中的 `lat` 和 `lon` 成员数组保存了当前块所有气柱的经纬度信息。随后，通过对块内大气柱三维格点进行循环遍历，则可以实现定点操作。利用以上信息和工具，我们额外开发了一个名为 `Forcing_Module` 的模块，该模块可以嵌入到任意物理过程执行结束后，模式运行流利用 `pstate` 更新 `state` 之前。此时，`Forcing_Module` 对 `ptend` 中的干静力能倾向进行定时定点定量的修改(如图 3-2)。`Forcing_Module` 不仅可以增强/削弱对流加热，根据需要，也可以作用于其他物理过程，选择性沉默、激活目标物理过程，利用给定强迫量替换模式物理过程，或者采用 `Nudging` 技术使得模式的预报场向观测分析场逼近等等。借由此法，可以精细调控模式的物理过程已完成不同目的的实验。

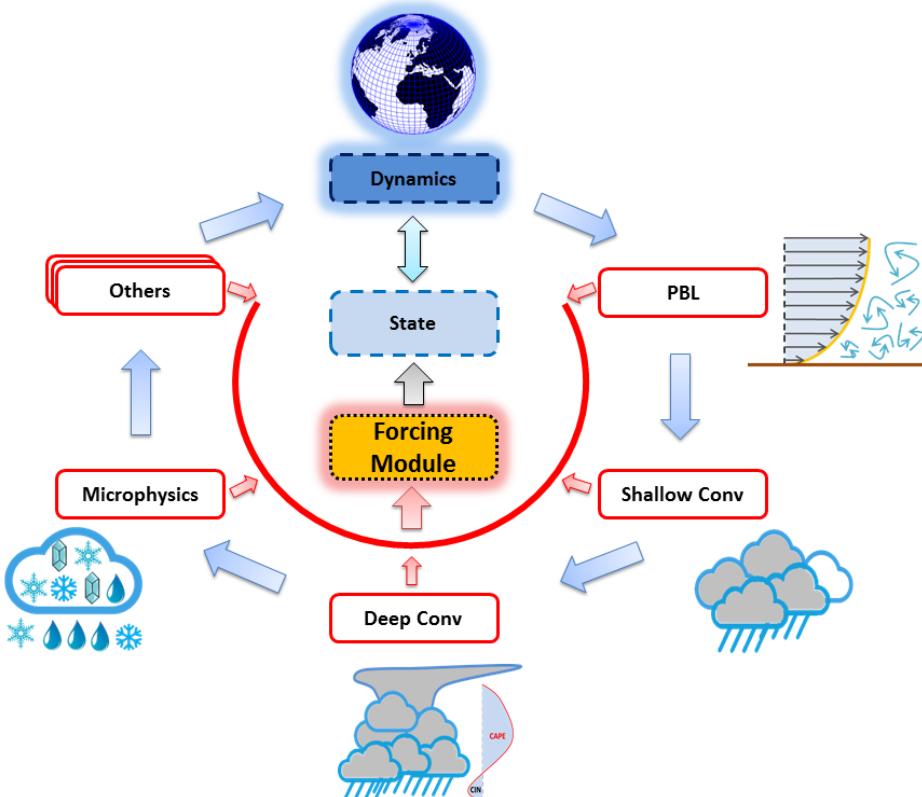


图 3-2 CESM 大气模块 CAM 的参数化方案运行示意，以及 Forcing_Module 的作用示意图，注意所有物理参数化过程的倾向量均可以被 Forcing_Module 收集并处理，该模块具有高度的通用性和可扩展性。

下面我们采用气候要素倾向方程的形式描述该技术的实现方式：以干静力能 s 的倾向方程为例，假设第 n 个物理过程（如深对流）对坐标为 (i, j, k) 的有限体积气块 M 所产生的干静力能倾向为 s_n ，则整个物理过程参数化包对大气干静力能所贡献的倾向量可以写为：

$$\frac{dS(i,j,k)}{dt} = \sum_{n=1}^N f_n\{P_n(M_{i,j,k})\} + F(M_{i,j,k}) \quad (3-1)$$

其中 $P_n(M_{i,j,k})$ 代表第 n 个物理参数化方案对中心位于 (i, j, k) 的气块 M 的干静力能倾向的贡献。 $f_n\{P_n(M_{i,j,k})\}$ 代表 Forcing_Module 对第 n 个物理过程进行的选择性调整操作。 $\sum_{n=1}^N f_n\{P_n(M_{i,j,k})\}$ 代表经 Forcing_Module 调制后的全部物理参数化方案对气块 M 的干静力能倾向贡献总和。最后一项 $F(M_{i,j,k})$ 为人为强迫项（非物理过程项），是 Forcing_Module 对气块 M 的干静力能倾向的额外强迫，其值可以根据研究需要通过读取外源强迫数据给定，或通过 Nudging 的方式

将模式预报场逼近分析场。当采用 Nudging 方式时, $F(\mathbf{M}_{i,j,k})$ 可以进一步写为

$$F(\mathbf{M}_{i,j,k}) = (G\Delta t) \cdot [S_{ana}(i, j, k) - S_{model}(i, j, k)] \quad (3-2)$$

上式中, G 为松弛参数, 是人为指定的常量, 量纲为 s^{-1} , 用于控制 Nudging 项的相对强弱。 $S_{ana}(i, j, k)$ 是观测分析得到的气块 M 的平静力能值, $S_{model}(i, j, k)$ 为模式预报的气块 M 的平静力能状态值, Δt 是模式的动力时间步长。使用 Nudging 技术的关键之处在于如何确定适当地松弛系数 G (Telford et al. 2008), 过大的 G 会削弱模式其他物理过程的相对影响, 从而使模式内生变率受到不合理的抑制; 过小的 G 则会削弱 Nudging 项的相对影响, 使得模式场向分析场的逼近不显著。一般来说, G 的取值多与分析场的引入频率相对应, 如将逐 6 hr 的观测数据引入模式, 则通常 $G = (1/6) \text{ hr}^{-1} = (1/21600) \text{ s}^{-1}$ 。在第七章, 采用 Nudging 的方法引入观测海表面风场驱动厄尔尼诺, 由于风场数据的时间分辨率 为日数据, 经多组测试, $G = 1\text{day}^{-1} = (1/86400)\text{s}^{-1}$ 为有效的合理取值。

此外, 由于 CAM 模式良好的软件工程学设计, 模块接口变量具备高度统一性, 因此 Forcing 模块亦具有较好的版本兼容性和可扩展性。例如在大气模式最内核层级的原始方程干动力核模块 (tphsidl.F90) 中, 同样可以显式得对 ptend 结构体数组的平静力能倾向进行操作, 从而实现简化物理过程的理想加热实验。同时, 简单修改操作成员变量后, 也可对其他物理量如经向风 U , 纬向风 V 等进行操作。在第七章讨论春季西太平洋对流异常对后续厄尔尼诺事件影响的工作中, 本论文采用该模块实现海面西风强迫和观测逼近等手段, 触发厄尔尼诺事件。由 Forcing_Module 二次开发的 CESM 模块也在若干进行气候研究的学者中得到应用 (例如 He et al. 2017; Fan et al. 2019); Forcing_Module 模块核心源代码请见附录 A, 且模块全部代码已经在 GitHub 平台开源并提供免费下载:

<https://github.com/Novarizark/cesm-cam-forcing-mod>

第四章 春季与热带西太平洋地区对流活动相关的基 本气候特征和变化

4.1 引言

热带西太平洋处于热带地区，位于太平洋与印度洋过渡区，亚洲与澳洲过渡区，拥有全球最高 SST，形成印太暖池。剧烈的海水蒸发，微弱的表层风场，与 SST 梯度对应的水汽输送与辐合，十分有利于对流性降水的发生（Qian 2008）。从气候角度而言，热带西太平洋地区位于经向季风环流与纬向沃克环流重叠处。该区域的强烈大气积云对流活动在对流层中高层释放的潜热，是上述经圈和纬圈环流的发动机。在春季这一季节转换的关键时期，热带西太平洋地区是全球海-陆-气相互作用极度敏感的区域（Yasunari 1991；李建平等 2013）。相比于太阳直射点位于南北回归线附近的冬夏季节，过去对春季的研究较少。

北半球春季恰好处于印度尼西亚地区湿季和旱季转换，中南半岛和华南一带夏季风建立的时期。该时段，系统性对流降水的季节演变，建立早晚对热带西太平洋地区周边岛屿、陆地居民的生产生活产生深刻影响。根据世界银行的数据，热带西太平洋地区周边国家如越南、印度尼西亚、菲律宾、马来西亚，农业分别提供了 18.12%、13.38%、11.30%、8.87% 的国民生产总值，农业就业分别占 46.80%、34.30%、30.40%、12.20% 的总就业人口。降水的异常往往具有重大区域生态和社会经济影响。在年际尺度上，研究普遍认为 ENSO 可以通过大气沃克环流以及西太平洋 SST 调控该区域降水变化（Chang et al. 2004）。此外，该区域由对流性降水异常所激发的局地哈德莱环流、热带大气波动等也与亚洲季风活动关系密切（Chang et al. 2005a）。

本章基于历史时期降水重建资料、船舶观测资料、卫星观测资料、大气和海洋再分析资料等，重点考察了热带西太平洋地区在北半球春季与大气对流活动相关的大气低层环流和海洋环流的基本特征，包括气候态和变率特征，并探讨了该区域气候在历史时期的变化情况。

4.2 热带西太平洋地区春季气候特征

图 4-1a 是北半球春季热带西太平洋地区的降水和 SST 气候平均分布情况。

可以看到春季 28.0°C 以上区域基本位于 15°S - 15°N 范围内，且南半球高海温面积更大。海温最大值所在位置（暖池）位于赤道以南、新几内亚岛以东海域，呈西北-东南条带状分布，东西跨度 145°E - 190°E ，南北跨度 10°S - 5°N 。暖池中心最高温度超过 30.0°C 。尽管太阳直射点在每年 3 月 21 日前后已经越过赤道到达北半球，但海洋本身较大的热惯性决定了西太平洋暖池主体依然位于赤道以南。由于 28.0°C SST 大致可以作为大气对流触发的阈值，而 SST 梯度同样与海表面风场的辐散辐合紧密关联，因此降水的分布应与 SST 分布有较好的对应关系。

降水分布总体上与 SST 分布一致，但降水核心区与 SST 最大值区却不对称，存在由环流背景和地形因素造成的差异。降水分布的大值区域较 SST 大值区域更加分散，降水大值区一共有三处：一处位于赤道以北的常年热带辐合带内，降水核心大致位于 5°N , 150°E - 160°E 的狭窄范围内，降水强度达到 10.0mm/day 以上，即该区域春季总降水量接近 1000mm ；一处位于新几内亚岛，该岛中央山脉多有海拔 4000m 以上的高山，地形强迫抬升效应十分显著，部分迎风坡地区春季累计降水能到达 2000mm 以上；还有一处位于加里曼丹岛西南部，三月到五月多局地对流性降水。除三处降水大值区外，新几内亚岛以东大范围降水分布与 SST 分布对应关系较好。赤道以北地区以 5°N 为轴线，呈现常年北半球热带辐合带特征，降水区域狭窄；赤道以南为南半球热带辐合带，降水区域相对广泛，但中心强度不及北半球热带辐合带。降水沿赤道出现相对谷值，因此呈现双热带辐合带的特征。新几内亚岛以西地区降水多聚集在陆地及岛屿近海，受岛屿地形影响的特征显著。

图 4-1b 为热带西太平洋地区北半球春季的海表面风场和风应力旋度的分布状况。从海表面风场分布可见，春季整个区域范围内基本由偏东信风主导，北半球东北信风要强于南半球东南信风。海洋性大陆一带为显著的静小风区，一方面与该区域海岛等地形阻碍有关，另一方面该区域表面风场多表现为水平辐合（图 4-1c），局地对流活动旺盛，主导风向不明显。赤道以北东北信风轴位于 10°N 附近，此处海表面风速清劲，部分地区风速可以达到 12.0m/s 以上。从 10°N 到赤道风速显著减小，经向风速梯度大，对应出现显著的风应力正旋度和水平风辐合区（图 4-1c）。风应力正旋度最大值区呈现条带状分布，其极值轴大概位于 7°N - 8°N ，略偏北于降水最大值轴线。风应力旋度正值区域基本分布在 5°S 到 10°N

之间，该分布特征表明低纬度海洋的 Sverdrup 输运春季呈向极输运。南半球由于科里奥利力方向与北半球相反，负旋度代表海洋的 Sverdrup 输运向极，其分布受到海岸地形影响相比北半球更不规则，多分布于 10°S 到 20°S 。

图 4-1c 为西太平洋区域春季的海表面比湿和表面风散度的分布状况。从图中可见，低层大气比湿的水平分布基本与 SST 和降水分布相对应。除南部受到澳大利亚大陆影响外，整个区域基本都在 16.0g/kg 以上且差异较小，最大值不超过 20.0g/kg 。尽管比湿水平方向梯度较小，但水汽量十分充沛，因此春季热带地区大气层结递减率与全年平均情况十分相似，基本处于条件性不稳定状态，接近湿绝热递减率。在这种高湿环境中，低层风场的辐合起到了驱动热带大气深对流系统触发扳机的作用。一方面风场辐合使得携带大量水汽的空气团在热带辐合带汇聚，另一方面由于风场辐合带距离赤道存在一定距离，边界层内艾克曼抽吸旋转辐合强迫上升，使得湿空气上升凝结释放潜热，形成了常年对流活动旺盛的热带辐合带（Holton et al. 1971）。由于低层风场辐合对充沛水汽的汇集作用，热带辐合带区域的降水量往往是局地蒸发量的两倍以上。此外，海洋性大陆岛屿和山脉地区同样也是显著的低层风场辐合区。

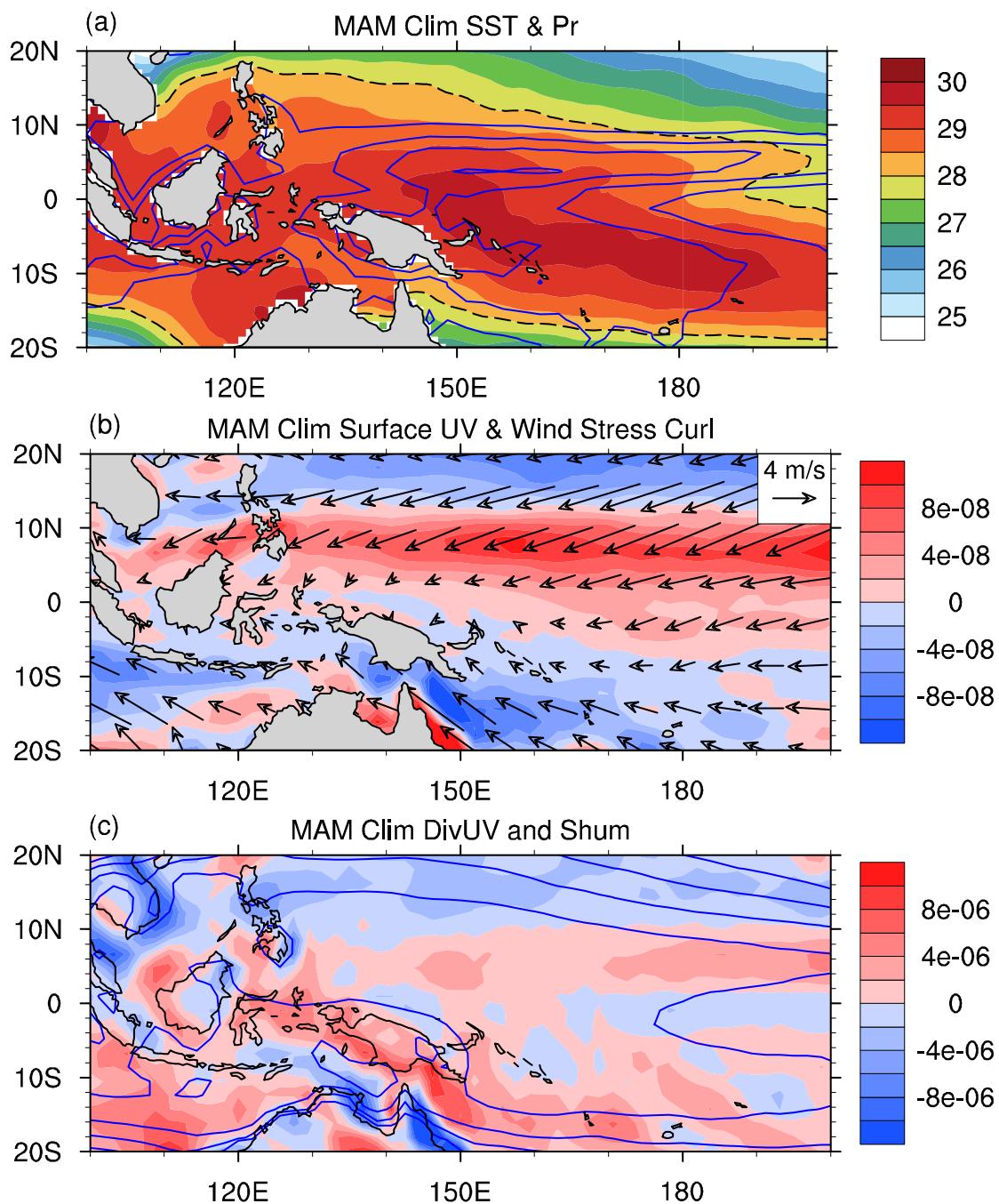


图 4-1 热带西太平洋区域海表面气候要素在北半球春季的气候态分布状况，利用 1979 年到 2015 年数据计算。(a) 填色为 SST ($^{\circ}$ C)，黑色虚线包围的范围为超过 28° C 的区域，蓝色等值线为降水 (mm/day) 分布，最外层为 4.0mm/day，等值线间隔 2.0mm/day。(b) 矢量箭头为海表面风场 (m/s)，填色代表风应力旋度(N/m^3)。(c) 填色为海表面风场散度 (s^{-1})，等值线为比湿分布 (g/kg)，最外层为 16.0g/kg/间隔为 1.0g/kg)。

图 4-2a 为热带西太平洋区域春季气候态的 OLR 填色分布，其中仅绘制了低于 $240W/m^2$ (对流阈值) 的区域，代表热带地区对流活动活跃的区域。可以看出

低于对流阈值的区域与高降水区域吻合较好，三个降水极值区也是 OLR 的最小分布区。但更低的 OLR 出现在苏门答腊岛、加里曼丹岛和新几内亚岛，而不是海上的热带辐合带。这是由于热带同纬度洋面与岛屿相比，岛屿下垫面强迫的气候要素日变化要强于海面，在晴空和阴天两种环境下均能够显著降低 OLR (Cronin and Emanuel 2012)。

图 4-2b 为西太平洋区域春季气候态的大气视热源 Q_1 垂直积分后的填色分布。图中可见北半球春季大气整层视热源分布与降水和 OLR 的分布存在一定差异，这是因为大气视热源由辐射加热、对流凝结潜热加热和垂直热输送的热辐合三者共同构成，对流凝结潜热仅是其中一个贡献项。但整体水平分布形态上依然相似，说明热带地区由对流造成的凝结潜热释放对大气视热源有重要贡献。此外， Q_1 存在两个明显的极值核，一核位于苏门答腊岛西北角，另一核位于新几内亚岛东北 $150^{\circ}\text{E}/5^{\circ}\text{N}$ 附近的北半球热带辐合带中。前者并不是降水极多的区域，而毫无疑问对流凝结潜热加热对后者的形成起到了重要贡献，春季在该区域整层视热源最大强度达到 300W/m^2 以上，起到驱动大尺度大气环流的“热泵”作用。

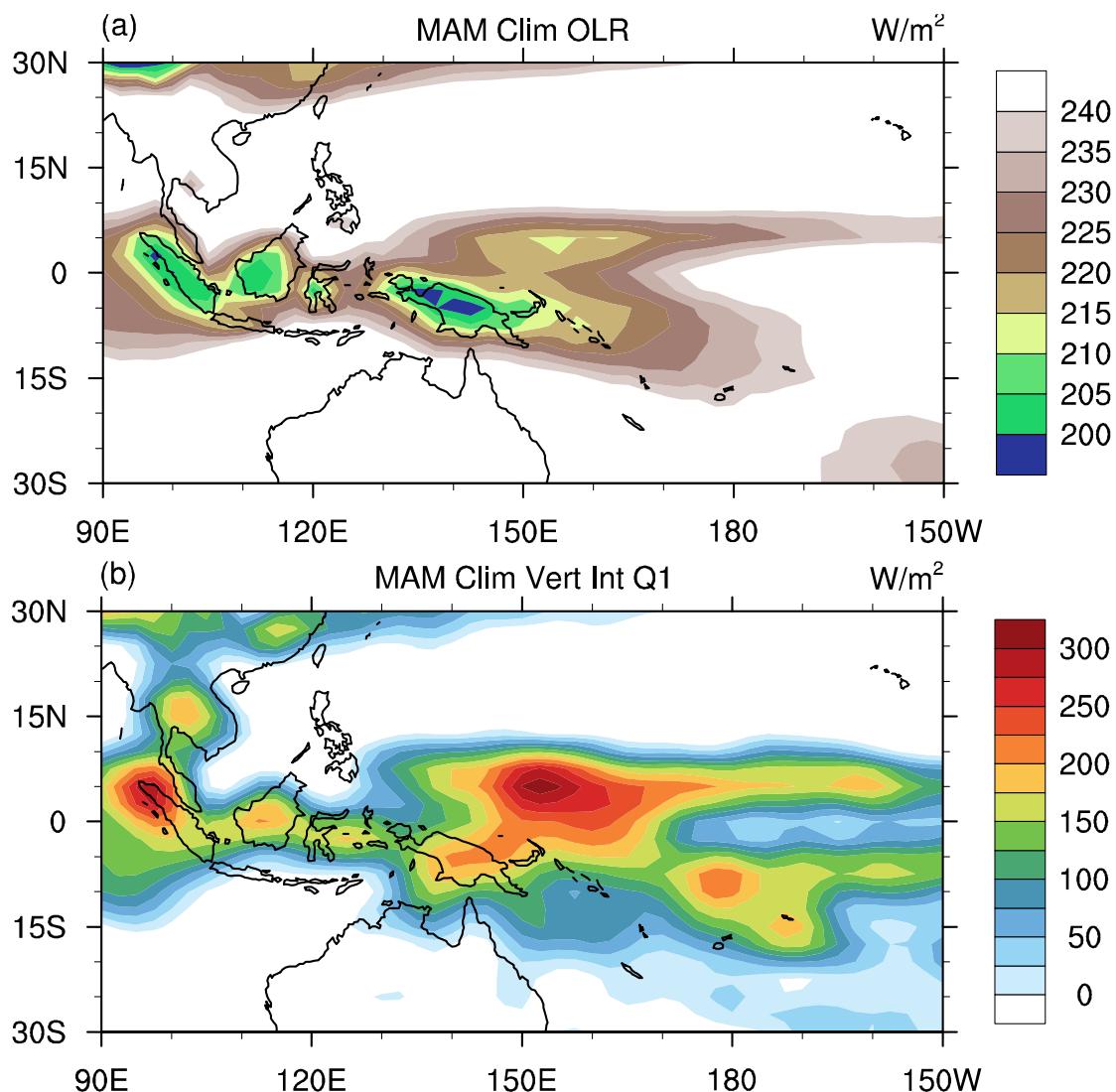


图 4-2 (a) 热带西太平洋区域大气层顶出射长波辐射 (OLR) 在北半球春季的气候态分布状况 (W/m^2)。 (b) 垂直积分的大气视热源 Q_1 (W/m^2) 分布。

图 4-3a 为北半球春季 150°E – 180° 纬向平均的, -20°S – 20°N 剖面海表面和海洋环流状态, 基本反映西太平洋赤道两侧海洋和大气的平均状态。西太平洋赤道以北 10°N 以内, 表层经向向极洋流速度普遍超过 5.0cm/s , 即便在水下 25m 深的混合层中, 经向流速度依然接近 5.0cm/s 。因此, 赤道地区海洋混合层辐散流主要由北半球的艾克曼输运贡献。从海水温度可以看出, 春季海水暖核依然位于 8°S 附近, 其中 30.0°C 暖水核甚至深入到水下 50m 。这一分布特征也与海表面温度定义的暖池相对应。灰色实线是通过 de Boyer et al. (2004) 提出的温度阈值方法定义的混合层深度。可以看到赤道地区混合层深度有明显的上翘, 在 5°N 附近混合层有加深。这是因为赤道上海水的艾克曼输运均指向极地, 因此强迫产

生的涌升流抬高了赤道的混合层高度。黑色实线是 20.0°C 等位温线，其上下垂直温度梯度较大，大致反映温跃层所在位置。与混合层深度随纬度变化不同，温跃层最浅处出现在 8°N 附近。这种现象与海表面风场的空间分布特征密切相关。图 4-1b 中已经看到，北半球热带辐合带纬向分布特征显著，且纬向风速从辐合带以北的最大值到辐合带静小风区只有不到 5 个纬距，因此纬向风的经向切变非常大，海表面风应力正旋度最大值出现在 8°N 附近。由于 Sverdrup 平衡，该区域会显著阻碍混合层以下温跃层经向补偿流返回赤道，故 20.0°C 等位温线位置最浅。

从西太平洋赤道附近海表面纬向风的平均分布状况可以看出，偏东信风的风速轴出现在 12°N 附近，该区域东风风速达到 8.0m/s ，从 12°N 到 5°S 东风风速显著减小到 2.0m/s ，从 5°S 到 20°S 风速又缓慢增大到 4.0m/s 。因此，赤道地区海洋混合层中的埃克曼输运在北半球显著强于南半球。从纬向平均的降水分布也可以看出，最大降水出现在北半球热带辐合带范围内，达到 8.0mm/day 以上。辐合带以北降水的经向梯度非常显著，距离辐合带中心 500km 降水强度就仅有 2.0mm/day 。除赤道是降水的另一相对谷值 (4.0mm/day) 外，南半球辐合带内降水的经向梯度较小，基本维持在 $4.0\text{--}6.0\text{mm/day}$ 。上述背景特征，对西太平洋春季异常的对流活动调制厄尔尼诺的发生发展有重要的影响，这一点将在第七章中详细论述。

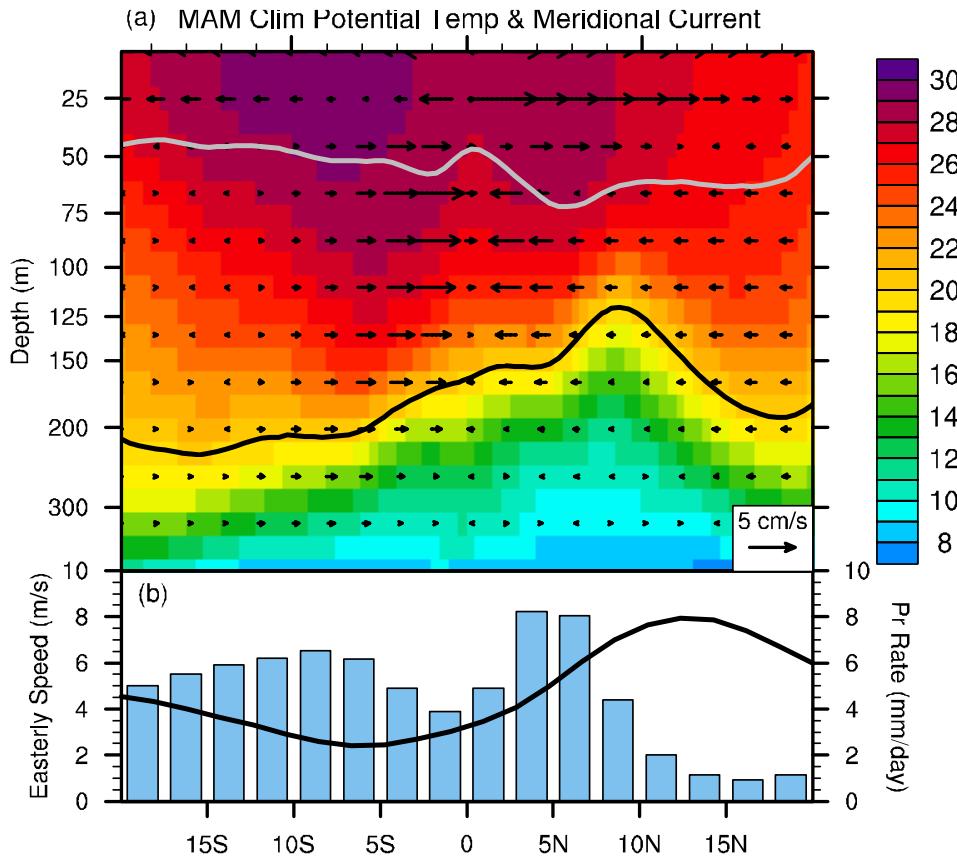


图 4-3 (a) 北半球春季 150°E – 180° 纬向平均, -20°S – 20°N 剖面的海洋环流状态。矢量箭头代表经向洋流 (cm/s), 填色代表海水位温 ($^{\circ}\text{C}$), 灰色实线代表混合层深度线, 黑色实线代表 20.0°C 等位温线, 其上下垂直温度梯度较大, 大致反映温跃层所在位置。(b) 北半球春季 150°E – 180° 纬向平均, -20°S – 20°N 剖面的降水经向分布 (柱状图, mm/day) 和纬向风的经向分布 (黑色实线, m/s)。

4.3 热带西太平洋气候变化的特征

在考察热带西太平洋历史时期气候变化特征时, 由于卫星观测时代之前, 观测资料的覆盖度和可靠性受限较大, 这里我们将历史时期观测分为卫星时代和整个二十世纪两个阶段分别讨论。图 4-4 是对 CMAP 和 GPCP 两套降水重建数据、NOAA OLR 和 ERA-Interim 对流有效位能 (CAPE) 四套资料取时间跨度交集, 考察上述变量在有全球覆盖的卫星观测资料的 35 年 (1979 年至 2013 年) 以来的线性趋势。为了直观比较, 所有斜率均乘以时间跨度 35 年, 代表过去 35 年总的线性改变量。从西太平洋赤道附近降水变化情况可以看出, 两套降水重建资料均显示春季在赤道太平洋西边界附近, 包括南海南部, 菲律宾南部, 菲律宾海, 新几内亚岛一带降水显著增多。其中, 菲律宾以东海域降水增加接近 2.0 mm day^{-1}

$(35\text{yr})^{-1}$, 即过去 35 年春季总降水增加量达到 180mm。这一特征同样在 OLR 分布图上清晰体现, 表明该区域对流活动显著增强。需要注意的是, 由于热带洋面高 SST 的环境, 多重叠云系同样能够显著降低地气系统的出射长波辐射 (Huang et al. 2005)。因此, 我们进一步考察了对流有效位能的变化情况, 可以看到 ERA-Interim 给出的 CAPE 最优估计变化量在南海南部增加最为明显, 而菲律宾南部、菲律宾以东海域同样也是显著的增加区。综合考虑上述物理量的变化趋势, 可以发现有全球覆盖的卫星观测资料以来, 春季热带西太平洋地区南海到菲律宾海一带的降水量显著增多, 对流活动增强。

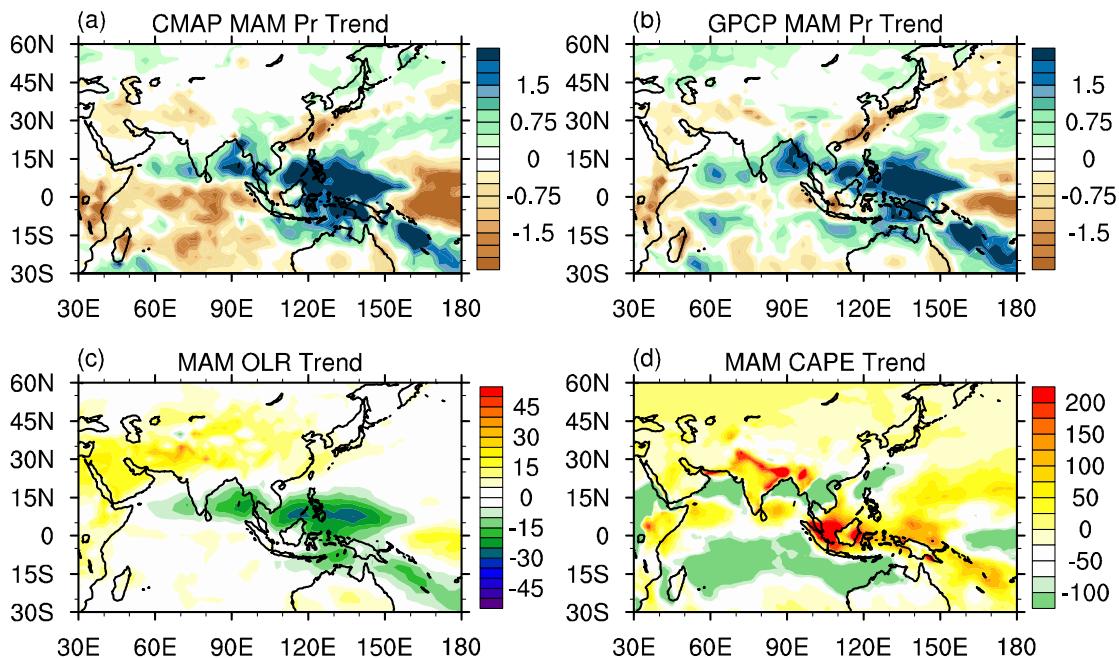


图 4-4 (a) CMAP 降水数据 $[\text{mm day}^{-1} (35\text{yr})^{-1}]$ 在 1979 年至 2013 年以来的北半球春季平均降水的线性趋势。(b) 与 (a) 相同, 但是采用 GPCP 降水资料计算。(c) 与 (a) 相同, 但是采用 NOAA OLR $[\text{W m}^{-2} (35\text{yr})^{-1}]$ 资料计算。(d) 与 (a) 相同, 但是采用 ERA-Interim 对流有效位能 $[\text{J kg}^{-1} (35\text{yr})^{-1}]$ 计算。

此外, 对流活动的增强也表现出明显的季节性差异。图 4-5 是基于 GPCP 数据计算的四个季节的降水线性趋势。显然, 只有在冬季和春季, 热带西太平洋南海到菲律宾海区域出现最显著的降水增多。而春季降水增多的范围和强度, 都大于冬季。在夏季和秋季两个季节, 尽管也有降水增多的趋势, 但是分布形态散乱, 多表现为正值中心和负值中心混杂, 没有明显的大范围区域性趋势信号。因此, 尽管在相同的全球变暖背景下, 降水的变化趋势依然出现了季节依赖性, 且热带太平洋地区降水的增加趋势在春季最为显著。

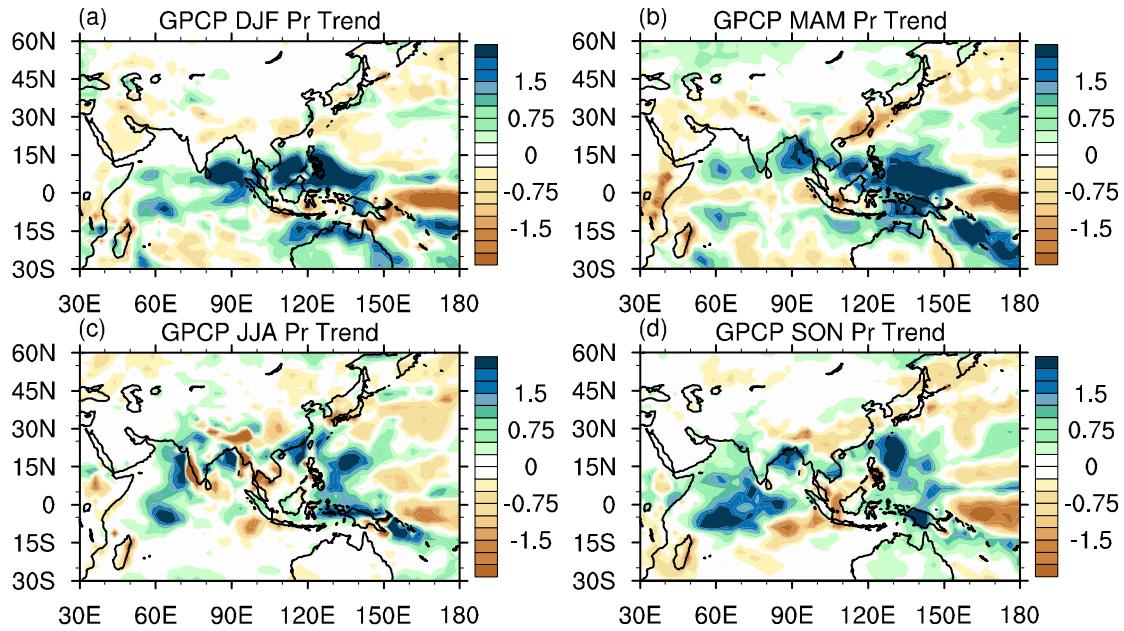


图 4-5 基于 GPCP 数据计算的四个季节的降水线性趋势 [$\text{mm day}^{-1} (35\text{yr})^{-1}$]。从 (a) 到 (d) 依次为冬季、春季、夏季和秋季。

针对上述对流活动显著增强的区域，我们进行区域平均，估计对流加热的变化情况。需要注意的是，由于深对流潜热释放的环境加热量难以直接通过仪器观测，尤其在广阔无人的热带太平洋洋面，只能通过多来源、多探测方式的资料交叉验证，进行间接分析。图 4-6 是通过分析 NCEP-DOE 再分析资料诊断的大气视热源 Q_1 、CFSR 1 小时预报输出的热带太平洋南海到菲律宾海一带 (110°E – 155°E / 0° – 15°N) 的深对流凝结潜热加热 (DPLH) 和总非绝热加热 (DIABH) 区域平均的气候态垂直廓线。此外也给出了气候态加上 30 年以上尺度的线性变化量 (NCEP-DOE 为 1979–2013, CFSR 受限于资料时间跨度，为 1979–2008 线性趋势) 的垂直廓线。从图可知，无论是总的非绝热加热量，大气视热源，还是 CFS 预报系统给出的深对流过程潜热加热量，在卫星观测时代都出现了明显的增强趋势，且显著的改变高度出现在 300 hPa 到 600 hPa 范围内。对 CFSR 的深对流加热和总非绝热加热，垂直方向的最大增强层出现在 400 hPa 到 500 hPa 范围内，且强度都接近或达到 1.0K/day 。该高度范围、该区域平均的气候态总非绝热加热率约为 1.0K/day ，因此，过去 30 年春季的非绝热加热改变量竟然达到了与气候态相同的量级！更值得注意的是，由于深对流加热的变化量与总非绝热加热的变化量非常相近，由上述结果，结合图 4-4 中对流和降水活动的变化情况，可以合理推测：深对流凝结潜热释放增多，对该区域大尺度环境大气热源的增强，

起到了最重要的贡献。此外，从深对流加热的垂直廓线变化也可以看出，过去30年深对流加热核心高度上的改变量，也达到了气候态平均值的30%左右，该变化是显著、可观的，且与降水量的变化幅度相对应。此外，通过NCEP-DOE数据诊断的大气视热源 Q_1 出现的加热增强虽然不及CFSR显著，但改变量的垂直分布形态和量级都呈现出较高的相似性，变化方向更是完全一致增强。考虑到通过大尺度要素反向诊断计算热源的潜在误差，这种高度一致的结果已经足够说明该区域过去30多年以来，深对流活动发生了显著的增强，并且深对流潜热释放也显著加热了大尺度环境大气。在所有非绝热加热物理过程的变化中，深对流加热的变化占据绝对的主导贡献。这一显著的变化趋势和效应，对整个大气环流系统的调制效应，相关内容将在第五章中详述。

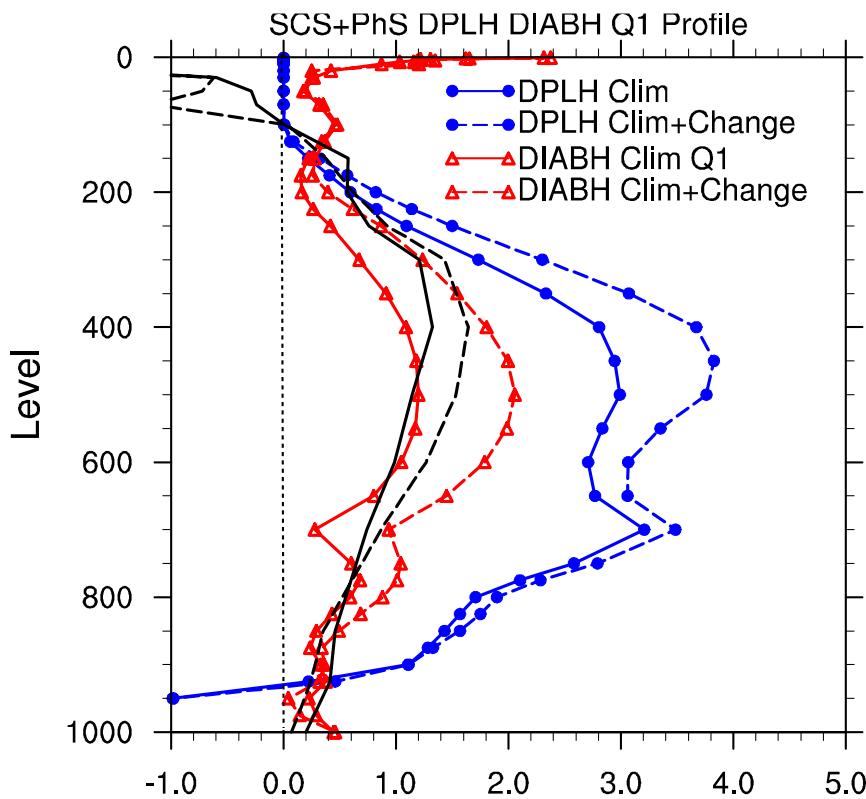


图4-6 与深对流加热相关的区域平均的气候态垂直廓线；其中，黑色实线代表NCEP-DOE再分析资料诊断的大气视热源 Q_1 ，蓝色实线代表CFSR 1小时预报输出的热带太平洋南海到菲律宾海一带（ 110°E – 155°E / 0° – 15°N ）的深对流凝结潜热加热（DPLH），红色实线代表总非绝热加热（DIABH）。对应虚线为气候态加上线性变化量（NCEP-DOE为1979年–2013年，CFSR资料受限于数据本身的时间跨度，为1979年–2008年线性趋势）

对卫星观测时代以来热带太平洋地区对流活动变化有充分了解之后，本论文试图在更长时间尺度讨论对流的变化情况。而卫星观测时代之前，开阔洋面的长

序列可靠观测资料极为稀缺，更需要多来源、多平台的数据交叉验证。相对稳定可靠的陆面气象台站观测和船舶观测多可回溯至二十世纪初。因此，NOAA 和 EC 发布的二十世纪再分析资料，也都是在 SST 强迫的基础上，同化二十世纪以来陆面台站海平面气压观测和船舶观测生成。综上考虑，本论文讨论的更长历史时间尺度锁定为有可靠陆面气象台站、船舶观测以及再分析数据的二十世纪。

图 4-7 为 NOAA 20CR 中 20 世纪后 30 年（1981–2000）与 20 世纪前 30 年（1901–1930）的春季气候态降水和 10m 风场之差。之所以采用前后三十年气候态之差，是因为气候态差异相比线性趋势，是直接地考察两个状态的改变，而且可以避免趋势分析对时间序列端点数据的敏感性。该方法在 He et al. (2016) 中被用于考察南亚地区夏季降水在半个世纪中的变化情况。事实上，我们也对比了线性趋势的结果，与两个气候态之差基本接近（见第六章第二节）。

如图所示，二十世纪末相比二十世纪初，热带太平洋海面东风明显增强，平均风速增大约 1.5m/s–2.0m/s，表明太平洋低层信风增强。信风增强区域面积广大，跨度从 130°E–180°，占据整个热带西北太平洋。与热带东风增强相对应，热带东印度洋、中南半岛以及南海南部的降水显著增加，其中最强的降水增加出现在安达曼海、马来半岛和泰国湾一带。在 ERA 20CR 中，也出现了非常一致的结果。

需要注意的是，由于卫星时代之前再分析资料的降水存在极大的不确定性，为了验证二十世纪热带地区对流活动的变化，我们对陆面台站重建的 GPCC 陆面格点降水资料进行代表性加权的统计升尺度，以考察大范围降水的变化情况（具体方法参见第二章第二节）。图 4-7b 显示了北半球春季基于 GPCC 的升尺度陆地降水在 1981–2000 和 1901–1930 的差异情况。尽管升尺度后降水变化的空间分布特征依然有较大噪音，但是在马来半岛南部，苏门答腊岛，苏拉威西岛和菲律宾群岛，降水量出现显著增加。降水增加的区域多集中在南海周边，与再分析资料给出的降水结果有一定的一致性。对升尺度格点计数进行统计，在 90°E–150°E/15°S–15°N 的区域内，降雨增加的网格数比降雨减少的网格数多 38% (40:29)。此外，降雨量增加的平均幅度比降雨量减少的平均幅度多 41%。

除了再分析数据和基于实际陆面观测的降雨量证据外，基于船舶观测的 ICOADS 云量数据，作为间接证据也支持热带西太平洋在 20 世纪对流增强的结

论。图 4-7c 给出 ICOADS 资料中船舶观测云量和海表面风场在 1981–2000 和 1901–1930 的差异情况。从图中可以看出, 由于洋面增暖, 在几乎所有非缺测的海洋网格中都出现总云量增多, 最显著的增加区域发生在热带印度洋, 中国南海以及菲律宾海。He et al. (2016) 关于二十世纪下半叶 (1949–2008) 夏季降水和云量变化的研究也展现出类似的结果。此外, 尽管在菲律宾和新几内亚岛以东热带太平洋上罕有观测记录, 但在广泛的赤道太平洋范围内, 大多数非缺测区的海面风变化东风分量增强都是显著的, 这表明春季偏东信风增强的可能性很大。具体关于对流活动和低层信风耦合的讨论, 请参见第六章内容。

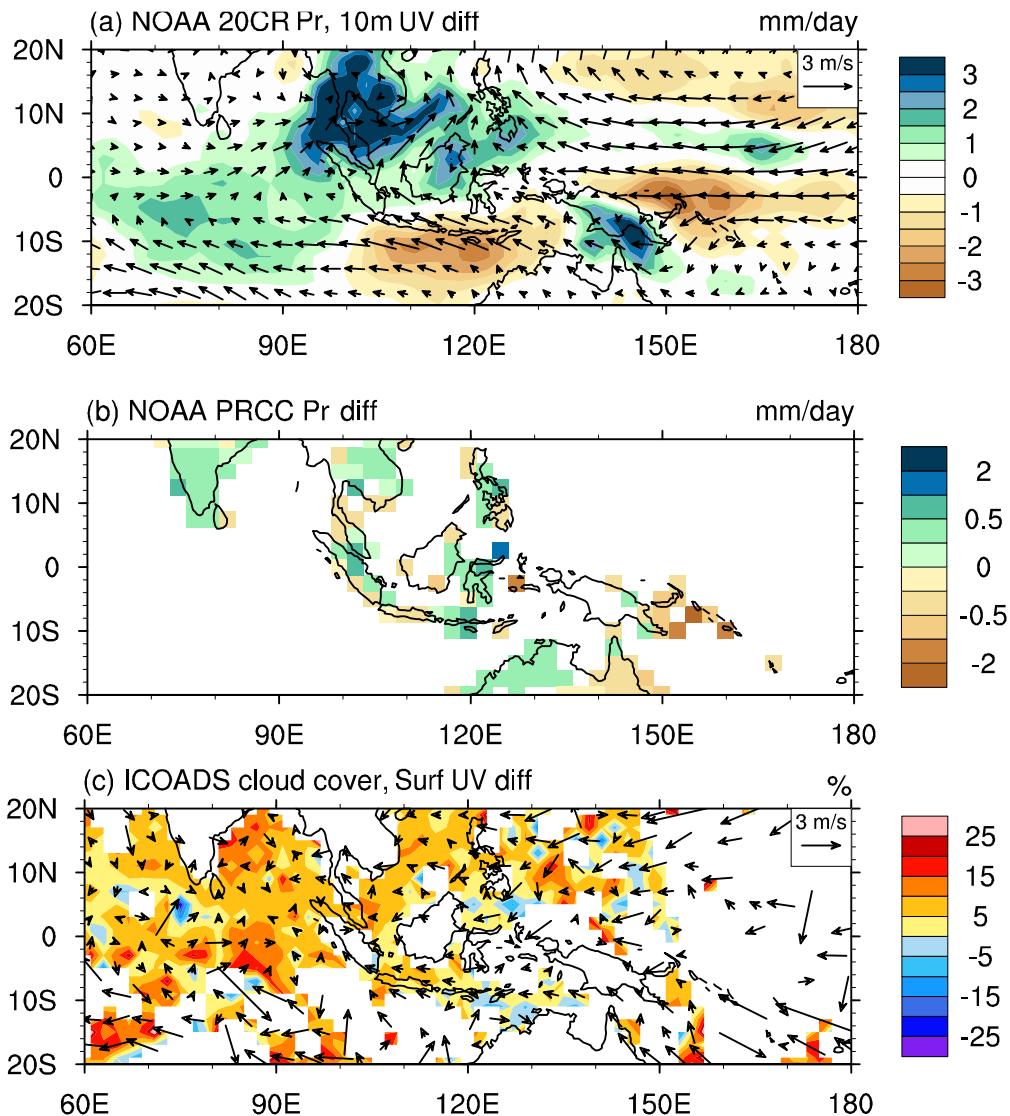


图 4-7 (a) NOAA 20CR 中 20 世纪后 30 年 (1981–2000) 与 20 世纪前 30 年 (1901–1930) 的春季气候态降水 (填色, mm/day) 和 10m 风场 (矢量箭头, m/s) 之差。(b) 与 (a) 相同, 填色为 GPCC 进行站点代表性加权统计升尺度后的结果。(c) 与 (a) 相同, 但是为 ICOADS 船舶观测云量 (填色, %) 和海表面风场 (矢量箭头, m/s) 的差异。

4.4 小结与讨论

北半球春季，热带西太平洋低层大气水汽分布均匀且十分充沛，SST 基本在 28°C 以上，且暖池中心位于南半球。降水分布总体上与 SST 分布一致，但呈现双辐合带特征，且北半球辐合带降水更强。此外还存在若干与 SST 高值中心不对应的强降水中心，多是受到海岛地形因素影响。春季热带西太平洋表面风场基本受到偏东信风控制，北半球信风风速轴位于 10°N 附近，风速可以达到 12.0m/s 以上。风应力旋度正值区域基本分布在 5°S 到 10°N 之间，该分布特征表明低纬度海洋的 Sverdrup 输运在春季呈向极输运。春季热带西太平洋地区对流活动旺盛，OLR 和 Q_1 与降水总体分布较为一致，海洋性大陆、北半球和南半球热带辐合带都是明显的积云对流活动中心。

春季热带西太平洋赤道以北 10°N 范围内，表层经向向极洋流速度普遍超过 5.0cm/s ，即便在水下 25m 深的混合层中，经向流速度依然接近 5.0cm/s 。赤道地区海洋混合层中的埃克曼输运在北半球显著强于南半球。春季海水暖核依然位于 8°S 附近，其中 30.0°C 暖水核甚至深入到水下 50m 。北半球热带辐合带纬向分布特征显著，且纬向风速从辐合带以北的最大值到辐合带静小风区只有不到 5 个纬距，因此纬向风的经向切变非常大。纬向平均的降水分布上，辐合带以北降水的经向梯度非常显著，距离辐合带中心 500km 降水强度就仅有 2.0mm/day 。南半球辐合带内降水的经向梯度较小，基本维持在 $4.0\text{--}6.0\text{mm/day}$ 。

在过去 30 多年中，春季热带西太平洋深对流活动发生了显著的增强，这一增强具有明显的季节依赖性。对流潜热释放显著加热了大尺度环境大气，对流层中层最大加热位置增强幅度约为 1.0K/day ，接近气候态加热率的 30%。在所有的非绝热加热过程的改变中，对流加热改变占据绝对的主导贡献。在更长的世纪尺度上，综合分析多套资料，在尽力通过技术手段提高资料代表性，降低不确定性的前提下，发现在整个二十世纪中，春季热带西太平洋地区的降水量呈现增多趋势，热带对流活动强度增强。

第五章 近 30 年来热带西太平洋对流变化对东亚春季降水的影响

5.1 引言

在上一章中, 论文已经对卫星观测以来春季热带西太平洋地区对流活动的变化进行诊断。在这一章, 将讨论对流活动增强如何通过对大气环流的调制, 影响东亚中国南方地区过去 30 多年以来的春季降水。

亚洲季风系统与世界上其他季风系统最主要的区别在于, 其在季节转换过程中有突然的爆发性, 随后的雨季也有阶段性的发展演化(Lin et al. 2008; Wu and Wang 2001)。亚洲季风系统的雨季降水有巨大的社会经济影响, 因此其变化及影响已被广泛研究(Yang and Lau 1998; Wang 2002; Ding and Chan 2005)。然而, 对中国南方的春季降雨——自三月中旬江南春雨到五月中旬前梅雨季, 相关研究却较少。春季这一时期降水为东亚雨季早期主要降水阶段, 在广东省、江西省、福建省交界的武夷山脉附近, 该区域春季三月到五月的降水量可以达到年总降水总的 25–40%。春季降水的异常往往导致该区域严重的干旱或洪水, 从而严重破坏中国南方地区的正常经济生产活动。

从天气学的角度而言, 中国南方地区春季降水与低涡系统的活动和西北太平洋副热带高压活动有密切关系: 在西南低涡活动频繁时, 因低涡的气旋辐合效应, 往往有助于来自南海暖湿洋面的水汽输送到中国大陆, 产生持续性降水; 而太平洋副热带高压西边缘的东南气流同样有利于温暖洋面的水汽输送到中国南方地区, 造成持续降水(Yang and Lau 1998)。此外, 西太平洋的 SST 异常(强学民和杨修群 2013)青藏高原的热力和动力学过程(Duan et al. 2012)也会影响中国南方春季降水。上述结果表明, 前人研究主要集中在中国南方春季降水天气学尺度成因及变化、年际变化和预测领域, 关于中国南方春季降水在长期气候变化背景下的趋势仍然没有给予足够关注。在本章中, 从观测及再分析数据出发, 探讨热带西太平洋大气对流热源的改变, 揭示其在驱动大气环流, 进而在 30 年以上时间尺度影响中国南方地区春季降水的作用。

5.2 热带西太平洋地区春季对流活动与中国南方降水的关系

从第四章结果可知，卫星观测时代以来，春季热带西太平洋地区对流活动出现了显著增强。图 5-1a 填色区域为东亚及热带西太平洋地区在 1979 年到 2013 年降水的变化趋势。首先，从春季气候态降水占年降水的比例（蓝色等值线）可以看出，在中国东南部、台湾、日本南部，春季降水都达到年总降水的 25% 以上，即超过春季占年时间长度的比例。尤其是广东省、江西省、福建省三省交界的武夷山脉附近，春季气候态季节平均降水量甚至可以达到年降水量的 40%，春季降水对该区域的重要性不言而喻。值得注意的是，在长期降水线性趋势上，中国南部一直到日本南部出现了显著的降水减少。最明显的减少发生在中国南方沿海地区到武夷山脉迎风坡一带，在过去 35 年中呈现出超过 $2.0 \text{ mm day}^{-1}(35\text{yr})^{-1}$ 的降水减少趋势，这一量级已经接近该区域 30% 的春季气候态降水量。与此同时，菲律宾以东热带太平洋降水显著增强，在以 $140^\circ\text{E}/5^\circ\text{N}$ 为中心，约 10° 经纬度水平区域内，春季降水的增加趋势达到 $2.5 \text{ mm day}^{-1}(35\text{yr})^{-1}$ 以上，达到该地区春季气候态降雨量 40% 以上。

为了揭示大气环流的相关变化，我们在图 5-1b 中给出了春季海平面气压， 500 hPa 垂直速度和 850 hPa 低层风场的变化趋势。从图中可以看出，在越南北部，中国南部和日本南部对流层中层出现显著的异常下沉运动，与降水的变化特征基本对应。春季海平面气压在亚洲内陆腹地显著上升，而在我国东部到日本海一带显著下降。这种偶极型分布特征对应 850 hPa 低空风场的偏北风加强，并且呈现波列结构：从我国东北一直到南海南部，自北向南依次表现为东北风-西北风交替的环流形态，且在日本海和南海地区呈现气旋式结构。由于这一时期热带西太平洋一带出现明显的对流增强，南海低空气旋式的风场特征有可能是对低纬度对流增强的 Gill (1980) 型的罗斯贝波响应。综上所述，观测资料一致指出，春季大气环流场的变化伴随了热带西太平洋地区降雨量增多，对流活动增强，而同时，中国南方地区的降雨量显著减少。

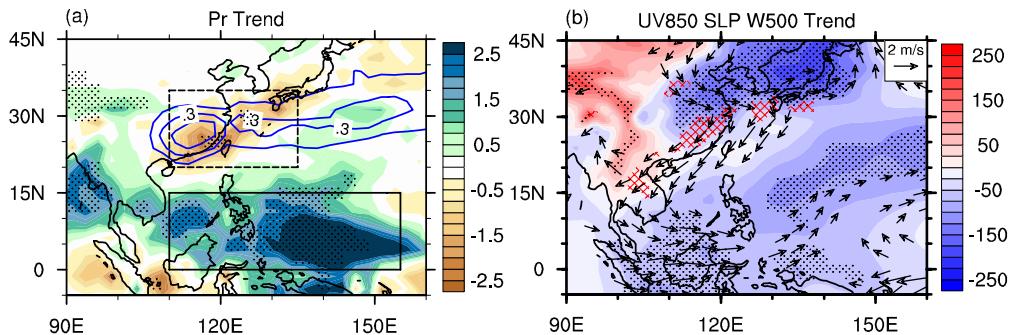


图 5-1 (a) 填色区域为东亚及热带西太平洋地区春季平均降水在 1979 年到 2013 年的变化趋势。其中，线性趋势变化超过 90% 置信度的区域用黑色打点标志。蓝色等值线最外层代表春季三月降水超过年降水量 25% 的区域，等值线间隔为 5%。黑色实线框和虚线框分别代表热带西太平洋和中国南方地区降水监测的关键区域。(b) 填色区域为春季海平面气压在 1979 年到 2013 年的变化趋势；海平面气压变化超过 90% 置信度的区域用黑色打点表示。红色交错网格线代表过去 35 年里 10°N 以北垂直速度线性趋势超过 $\pm 0.025\text{Pa s}^{-1}$ (35yr) $^{-1}$ 的区域，风场变化矢量仅仅将通过 90% 置信度检验的区域绘出。

为描述热带西太平洋降水变化与中国南方地区春季降水变化的潜在联系，我们对这两个区域平均（图 5-1a 中实线和虚线框）的降水时间序列进行分析。图 5-2 中展示了基于多套不同的降水重建数据计算的面积加权春季平均降水量时间序列。1979–2013 年期间，各套降水数据均显示中国南方地区春季平均降水量逐年减少，3 年滑动平均平稳下降。该区域的干旱趋势非常稳健，无论是涵盖海洋格点的 CMAP 和 GPCP 数据集，还是基于雨量筒观测的陆表重建降水数据（PREC/L）都表现出了同样的趋势。另一方面，图 5-2b 显示热带西太平洋地区春季降水显著增多，尽管 CMAP 和 GPCP 数据集在平均值上表现出一定的系统性差异，但变化趋势及幅度是一致的。同时，年际时间尺度上热带西太平洋与中国南方地区的春季降雨量高度相关（1979–2013 年相关性高达 -0.48，超过 99.9% 置信水平）。基于上述事实，自然而然会考虑这种高相关性是否存在因果性的联系：是否由于春季热带西太平洋一带对流活动的增强，通过某种动力学机制使得中国南方春季出现长期的干旱趋势呢？如果是的话，与夏季基本环流背景下的太平洋-日本（P-J）遥相关相比，其潜在的物理机制是否相似或者不同呢？

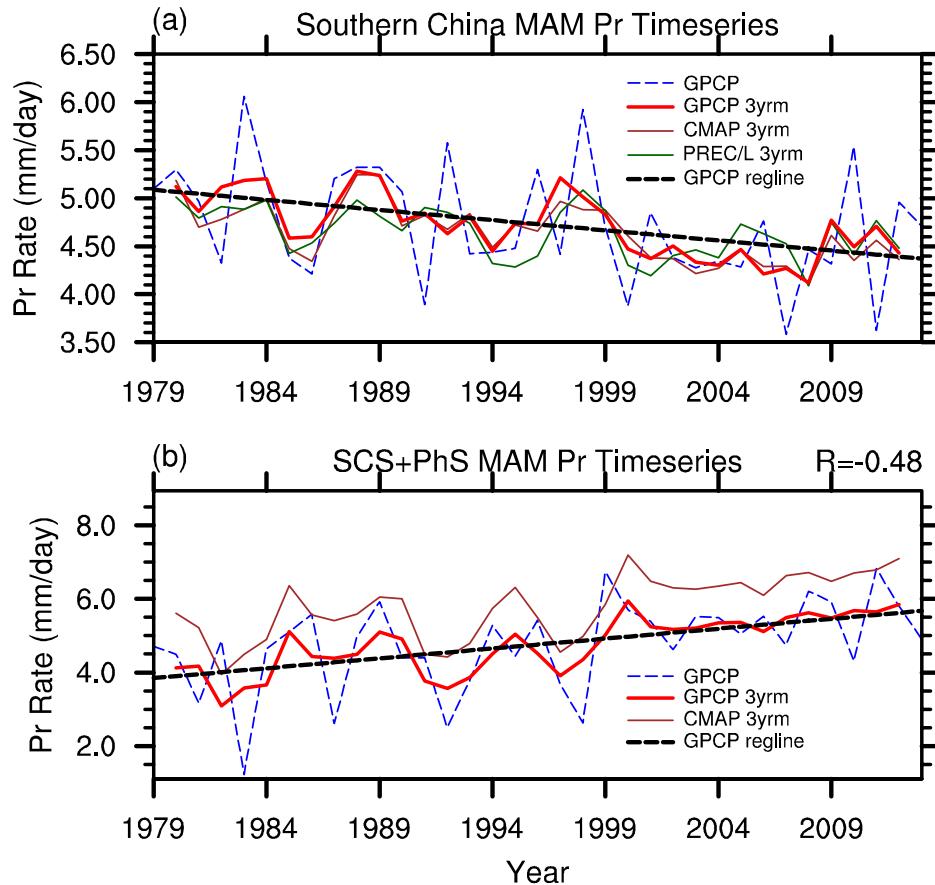


图 5-2 基于多套不同的降水重建数据计算得到的面积加权春季平均降水量时间序列。(a) 的计算区域为图 5-1a 中的虚线框内面积平均的降水; (b) 的计算区域为图 5-1a 中的实线框内面积平均的降水。

5.3 联系春季热带太平洋对流-中国南部降水的物理机制

针对上述问题, 基于 CESM1.2.2 进行了几组数值实验, 分别在海陆气全耦合的模拟框架下以及简化的理想干动力核下模拟图 5-1a 实线框内热带对流加热对大尺度环流的调制作用。具体的模式介绍、层级实验与调控对流加热的技术细节请参考第三章。下面我们介绍具体实验设计:

如表 5-1 所示, 我们首先设计了全耦合的控制实验 (CTRL_CP), 这一实验采用 B_2000 现代气候辐射外强迫驱动, 从模式默认的初始场²冷启动, 并连续积分 200 年使得海洋混合层基本调整到稳定运行后, 再继续积分 80 年; 达到准平衡后的第 201–280 年作为控制实验结果进行分析。敏感性实验 (HEAT_CP)

² B_1850 情景, 固定工业革命前辐射外强迫, 积分到 863 年达到该边值条件下的准平衡的状态

中，从控制实验的 151 年进行分支（branch run）再启动，并且对热带西太平洋地区的深对流凝结潜热加热进行增强处理：采用增益系数方式以确保与模式给出的加热廓线结构自洽，增益系数采用图 4-6 中 CFSR 给出的 30 年对流加热增加的趋势除以 30 年气候态凝结潜热加热的比例。在模式中与图 5-1a 中实线框相同的区域，一旦该区域春季出现深对流活动，则按上述比例廓线增益该处对流活动释放的凝结潜热加热。该实验再次积分到 280 年，其中 151–200 年视作气候系统对该对流加热变化的调整期，201–280 年视作准平衡态用于分析。这样，通过对比上述两组实验在 201–280 年的差异，就可以获知热带西太平洋地区深对流加热的增强对气候系统的影响。

为了探究该过程如何通过热力-动力耦合影响大气环流，开展了另一组采用理想大气干动力核给定加热廓线的实验。这一实验的组件配置为 F_IDEAL_PHYS，代表理想参数化方案下的干动力核实验（参见第三章第二节）。CTRL_IDEAL 为控制实验，初始场和逼近纬向平均温度场均取自固定 SST 强迫 CAM5 模式（F_2000_CAM5_PM）所生成的春季气候态。大气加热的热力-动力耦合机制是一个典型的快响应过程（Rodwell and Hoskins 1996），因此给定背景环流的固定强迫加热响应实验，从动力系统的角度而言是一个初值-边值混合问题，这里适合采用短积分多集合成员的方式，考察响应的轨迹状态并提高信噪比。因此，在 CTRL_IDEAL 和 HEAT_IDEAL 中，采用对初始温度场叠加一标准差为 0.01K，均值为 0 的正态分布随机扰动实现集合技术，提高模式响应的信噪比。HEAT_IDEAL 中的加热廓线依据为 CAM5 模式所生成的对流过程气候态平均加热，其水平分布为理想的椭圆分布，中心点位于 130°E / 7.5°N，加热权重系数场是与高度无关的二维平面矩阵，且随距离线性衰减，由下面的表达式给出：

$$w_{i,j} = \left(1 - \left|\frac{lat_{i,j}-lat_c}{lat_0-lat_c}\right|\right) \cdot \left(1 - \left|\frac{lon_{i,j}-lon_c}{lon_0-lon_c}\right|\right) \quad (5-1)$$

其中 $w_{i,j}$ 为加热调整区域内任意点对加热量的权重调制系数， $lat_{i,j}$, $lon_{i,j}$ 分别为该点纬度和经度； lat_c , lon_c 分别为椭圆中心点纬度和经度； lat_0 , lon_0 分别为椭圆长轴西端点纬度和短轴北端点经度，整个权重场分布如图 5-3a 所示。理想加热廓线如图 5-3b 所示，在模拟中，为了提高响应的显著性，对该廓线采用 2x 增益因子调幅，因此在加热场中，中心处垂直廓线上的最大加热强度为 2.0K/day。

表 5-1 针对春季热带太平洋对流-中国南方降水关系的 CESM 实验设计

实验代号	实验设置简述
CTRL_CP	B_2000 现代状态辐射外强迫, 共积分 280 年, 201 年到 280 年用于结果分析
HEAT_CP	从 CTRL_CP 第 151 年开始的分支实验, 采用深对流加热效应调控技术, 根据热带太平洋一带观测给出的对流增强信号相应增强模式中该区域对流加热
CTRL_IDEAL	理想干动力核实验, 模式春季气候态初始场, 逼近春季气候态纬向温度分布, 共积分 15 天, 共六组集合成员实验
HEAT_IDEAL	与 CTRL_IDEAL 相同配置, 但在热带太平洋区域引入三维理想椭圆型加热廓线分布, 共六组集合成员实验

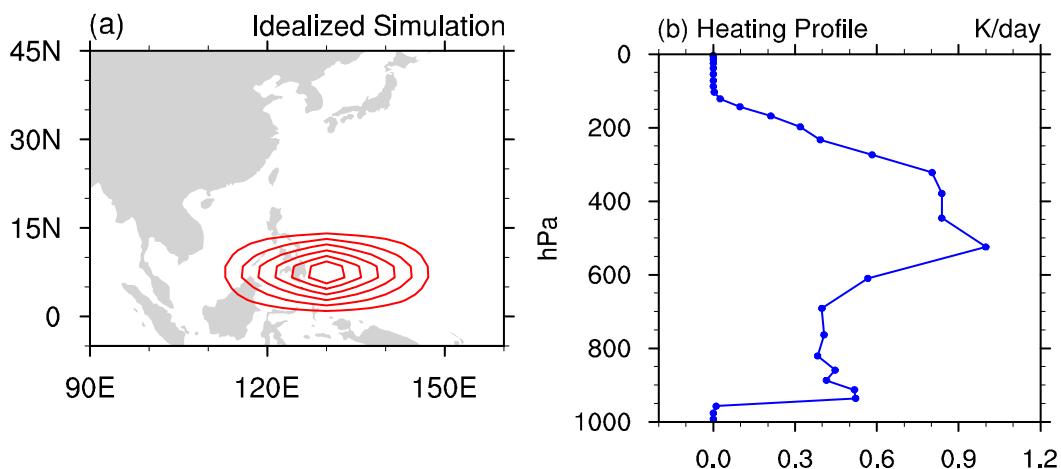


图 5-3 (a) 理想加热实验中加热廓线平面衰减权重场分布示意图, 中央点权重为 1.0, 最边缘等值线为 0.0 (b) 理想加热的垂直廓线分布。

图 5-4 给出了观测结果与 CESM 模拟的加热效应的对比情况。首先, 从全耦合加热实验 (HEAT_CP) 和全耦合控制实验 (CTRL_CP) 的结果差异 (图 5-4b) 可以看出, 在北半球春季, 伴随着热带西太平洋区域降水的增多, 实验结果总体上能够很好地捕捉观测结果 (图 5-4a) 中 “热带西太平洋对流增强-中国南方降水减少” 的偶极型降水分布特征, 说明热带西太平洋对流加热能够在真实的海气耦合系统中调制中国南方春季降水。与观测结果相比, 尽管模拟结果存在一定的偏差, 但这些偏差并不影响结论的可靠性, 而且可以通过已有的理论进行自洽的解释。

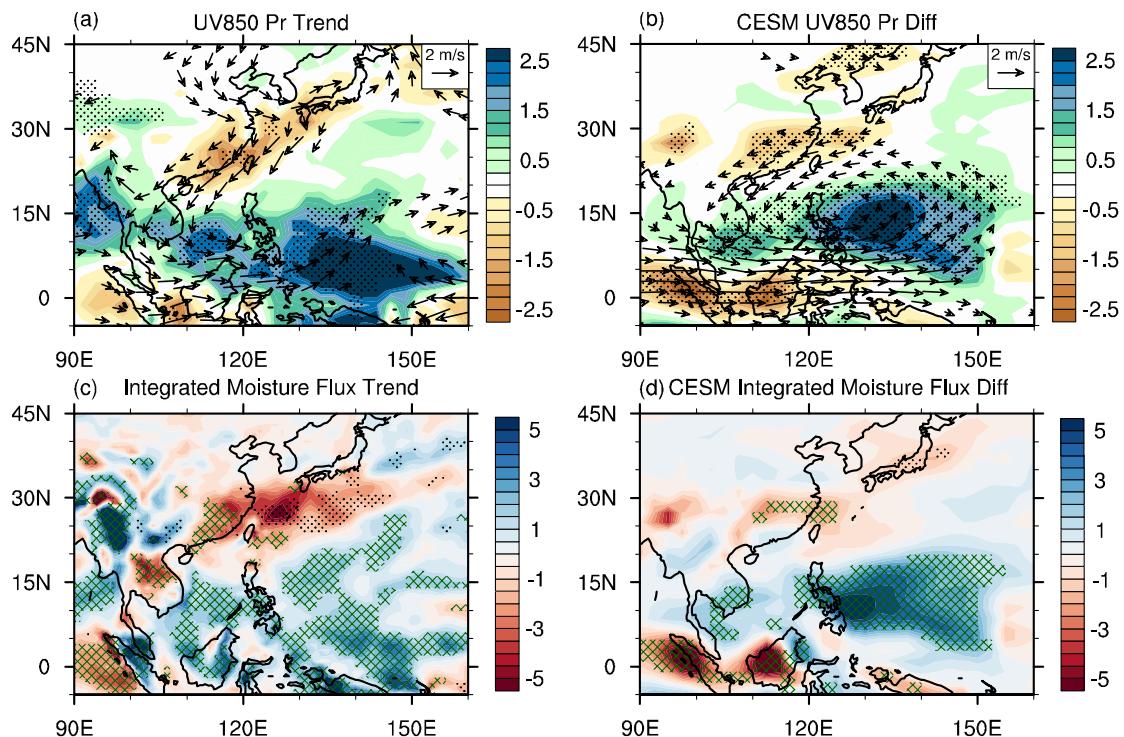


图 5-4 (a) 1979–2013 春季降水和 850 hPa 低空风场的 35 年 (1979–2013) 变化趋势, 黑色打点区域代表趋势变化超过了 90% 的置信度检验, 红色等值线包围区域代表控制实验 (CTRL_CP) 中强度在 6.0 mm/day 以上的降水区域。(b)与(a)相同, 但是表征的是敏感性实验 (HEAT_CP) 与控制实验 (CTRL_CP) 之差。(c)观测中垂直积分的整层水汽通量散度。定义局地辐合为正。绿色打叉区域代表风场辐散项贡献超过 50% 的整层通量水汽散度改变, 黑色打点区域代表与非均匀湿度场相关的平流项贡献超过 50% 的整层通量水汽散度改变; (d)与(c)相同, 但为模式模拟结果。

第一个与观测相比的偏差是, 模式中中国南方地区出现的干旱趋势比观测结果偏小, 模式中降水减少量大致在 1.0 mm/day, 观测中可以达到 1.5–2.0 mm/day。事实上, 这种差异并非模式模拟能力不足, 而是合理的模拟结果。因为对观测到的干旱趋势有贡献的过程, 不仅仅包含低纬度对流变化所造成的热力-动力强迫。过去 35 年来, 中纬度大气环流也发生了显著变化, 中纬度大陆地区出现的异常偏北风也有助于向中国南方地区输送干平流, 从而使得局地水汽含量减少, 加剧干旱趋势。在模式模拟中, 改变的仅仅是低纬度的对流加热强度, 中国南方春季干旱趋势只能归因于此, 并没有中纬度大气环流改变的效应。

第二个与观测相比的偏差是: 模拟中, 热带西太平洋降水增强中心相比观测存在显著的西北向偏移。事实上, 这一偏差由动力调整和模式的系统性偏差两方

面造成。从大气热力-动力耦合的角度而言，降水中心偏向西北是合理的。根据热带大气的 Gill 型响应理论和 HEAT_CP 实验所加入的加热增益因子强迫的廓线结构，大气对该热力作用的响应，尤其是与上升运动至关重要的边界层内的风场辐合以及异常气旋，应位于异常加热中心的西北方。这是因为加热中心附近的低层气团因涡度守恒必须满足向极运动，随后气旋式环流形成于加热中心西北方，该区域进而在科里奥利力与边界层摩擦的共同作用下，产生艾克曼抽吸，强迫出上升运动 (Gill, 1980)。因此，与水汽辐合上升相对应的异常降水中心也位于加热强迫中心西北方。另一方面，在 CTRL_CP 实验中，北半球春季热带西太平洋辐合带模拟位置存在系统性偏差，即向北偏离约 5° ，向西偏移 10° 。由于模式对基本流模拟的系统性偏差，降水响应的位置也发生了相应的变化。需要注意的是，尽管存在上述的模拟偏差，观测结果和 CESM 耦合实验之间的一致性是非常明确的，即意味着在 30 年尺度上春季热带西太平洋深对流活动对大气加热的增强，有利于中国南方地区春季降水持续减少。

为进一步了解热带西太平洋对流变化通过怎样的机制影响中国南方地区降水，对局地的整层水汽收支进行诊断分析。根据已有研究，降水变化主要受气候系统水循环通量强度控制。尽管在某些区域，如青藏高原附近，可降水量在数十年尺度上可能存在较大趋势性改变 (Zhang et al. 2013)。但对全球大部分区域来说，垂直积分的水汽通量散度与降水 (P) 减去蒸发 (E) 相平衡，即相比于垂直积分的水汽通量散度，数十年尺度上整层大气可降水量的改变比例通常可以忽略 (Rodwell and Hoskins 2001; Kim and Ha 2015)。图 5-5a 和 b 分别为中国南方地区与热带西太平洋地区春季垂直积分的水汽通量散度和可降水量在过去 35 年的变化趋势，可以看到这两个地区大气可降水量 (红色曲线) 的变化没有任何明显趋势，而垂直积分的水汽通量散度变化非常显著，相较于其气候态，35 年变化趋势达到 $\pm 40\%$ 。因此，在本论文研究区域，可以忽略大气可降水量的改变，只关注垂直积分的水汽通量散度的变化。

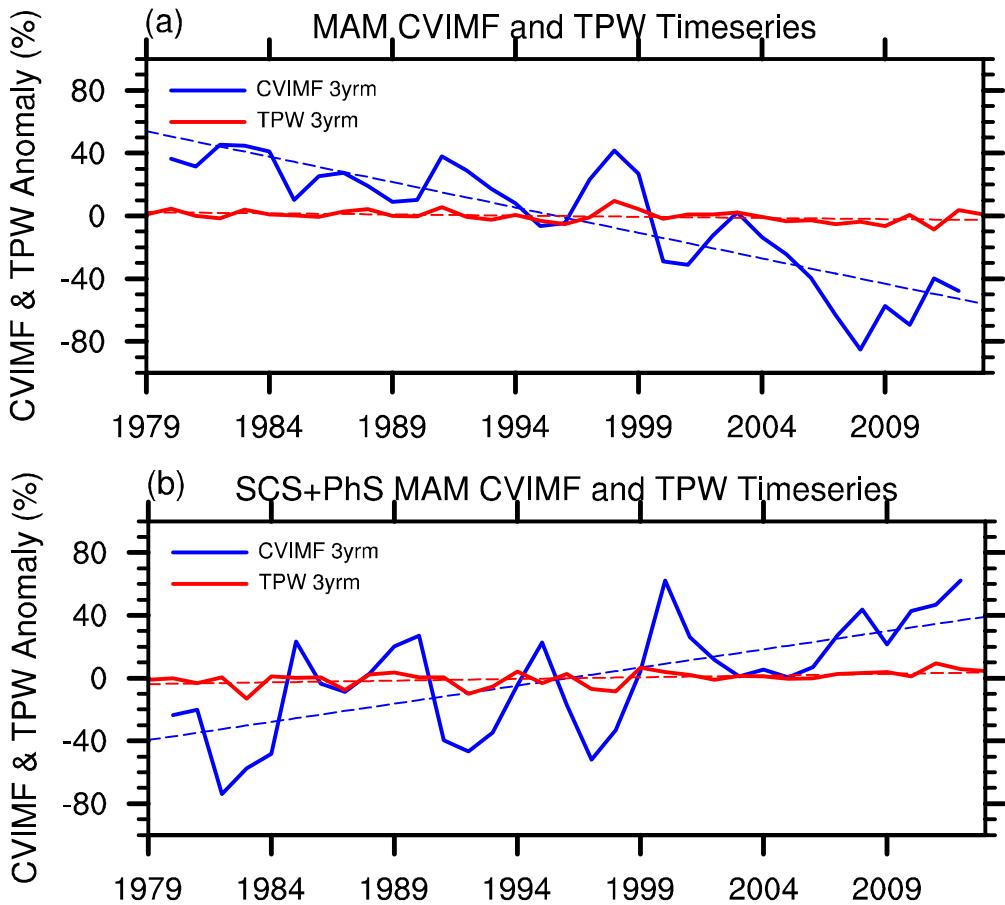


图 5-5 (a) 图 5-1a 中虚线框内面积平均垂直积分水汽通量散度和可降水量在北半球春季 35 年 (1979–2013) 线性变化趋势; (b) 与 (a) 相同, 但是为图 5-1a 中实线框内的面积平均。

此外, 垂直积分的水汽通量散度可以进一步分为由平均风场的辐合或辐散引起的水汽辐合辐散项, 由非均匀湿度场主导的湿度平流项, 以及更高阶的涡动非线性项 (参见第二章第二节)。为了解热带西太平洋对流加热通过怎样的热力-动力耦合机制造成了中国南方的干旱倾向, 我们对垂直积分的水汽通量散度的各个贡献项进行分析。在本论文的研究尺度上, 高阶涡动非线性项相比于前两项要小一个量级。因此, 我们计算出垂直积分的水汽通量散度及其两个主要分量的变化。图 5-4c 和图 5-4d 中分别给出了观测中垂直积分的水汽通量散度的趋势和模式模拟的敏感性实验和控制实验的差异 (填色)。图中绿色交叉网格代表水汽辐合辐散项对垂直积分的水汽通量散度有同号贡献, 且贡献率超过 50%; 黑色打点区域代表湿度平流项对垂直积分的水汽通量散度有同号贡献, 且贡献率超过 50%。观测中垂直积分的水汽通量散度趋势与热带西太平洋和中国南方降水量的变化有很好对应关系, 其中降水量增加的区域伴随着垂直积分的水汽通量散度的辐合,

而降水量减少的区域则伴随着辐散。

随后具体分析辐合辐散项和平流项对垂直积分的水汽通量散度的相对贡献，可以从观测中发现几个显著的特征。具体来说，无论正负，垂直积分的水汽通量散度的变化在低纬度地区都是辐合辐散项主导，这是由于低纬度洋面 SST 很高，蒸发旺盛，水汽供应充足，边界层湿度梯度很弱，因此平均风场的辐合辐散主导了垂直积分的水汽通量散度（图 5-4c）。值得注意的是，在中国南方地区，垂直积分的水汽通量散度的变化也主要归因于平均风场的辐合辐散项。然而，在中国东南的东海洋面，则是由平流项主导垂直积分的水汽通量散度的变化。这两个区域之间的显著差异表明造成陆面和海上降水变化的机制截然不同。全耦合的气候模式模拟进一步提供了验证上述假设的一些有价值的信息。在模式模拟中，垂直积分的水汽通量散度变化在中国南方地区和热带西太平洋完全由平均风场的辐合辐散项主导，贡献率达到 80% 以上（图 5-4d）。因此，根据这一显著由风场变化引起的动力效应可以做出如下热力-动力耦合机制的推测：由于热带西太平洋对流加热的增强，引起大气环流直接和快速的热力-动力耦合响应，随后春季基本环流下大气动力响应调制中国南方地区基本流，形成异常的辐散和下沉，使得该区域春季降水减少。

为了验证上述推论，进一步研究了在大气干动力核模式中对热带西太平洋区域给定理想加热廓线，观察干动力核模式大气对加热廓线的直接响应。图 5-6 显示了理想模式短积分集合中的三个日平均结果的“快照”和全耦合的 CESM 实验中 80 年气候态平均结果的对比。如图 5-6a 所示，在干动力核模拟中，仅仅经过 3 天的积分，中国东南沿海即出现下沉运动，伴随加热区的显著上升运动和海平面气压的下降。在模式第 6 天，加热中心周围的异常上升运动加剧，伴随初步产生的边界层内异常气旋辐合以及显著的海平面气压下降。注意干动力核模式中加热中心以南的低空风场响应对加热更为敏感。同时，中国大陆南部的下沉运动出现在东南沿海。在模式第 9 天，边界层内低层异常气旋辐合区发展到加热中心的西北方（图 5-6c），上升支依然位于加热中心周围，并在海洋上空扩展延伸。重要的是，围绕上升流，周边开始出现明显的补偿下沉流。此时，另一个更强大的下沉异常中心出现在中国东南沿海附近，这是在春季基本环流下，热带西太平洋热力强迫造成局地异常翻转环流的主要下沉区。从扰动初始条件积分的六个模

式集合成员的结果看，在春季基本流下，热带太平洋地区局地对流加热强迫造成的翻转流对应的补偿下沉区位置非常的稳定，始终位于东南沿海一带。采用 B_2000 全耦合模式积分 80 年平均的结果也产生类似于理想实验的响应，尽管响应结构在诸多气候反馈与长期平均的作用下显得更为精细和平滑（图 5-6d）。

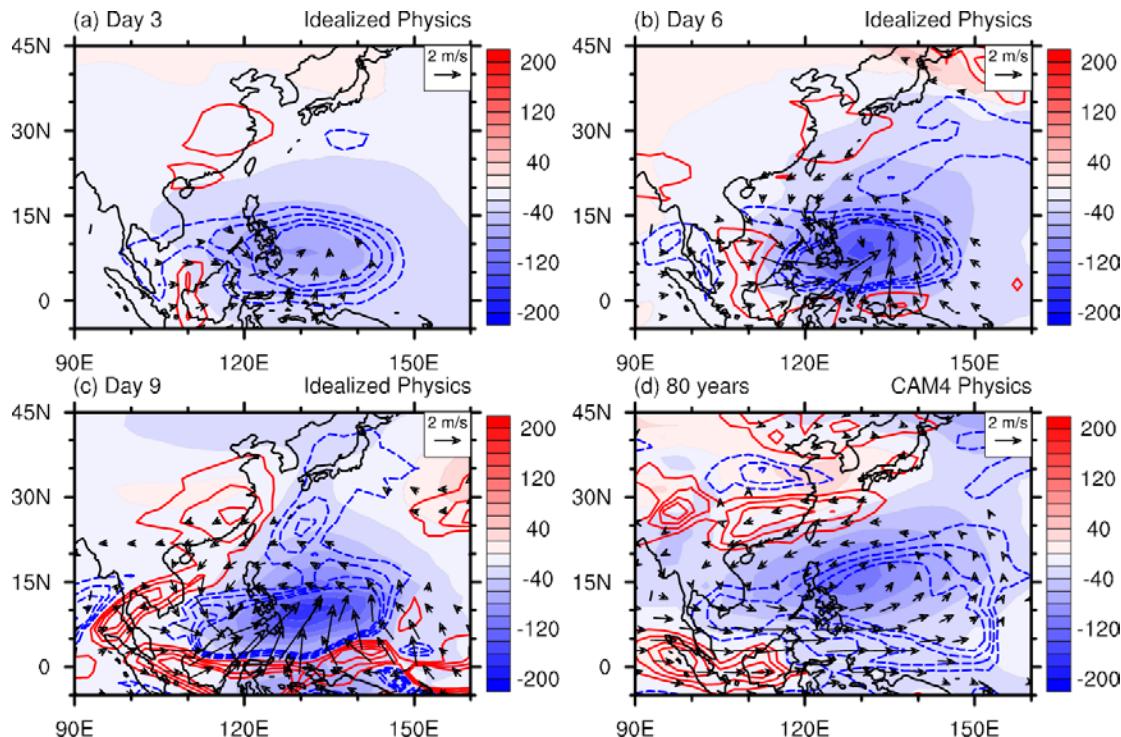


图 5-6 (a) 到 (c) 分别为理想模式短积分中 HEAT_IDEAL 减去 CTRL_IDEAL 实验在模式第 3 天、第 6 天、第 9 天 500 hPa 垂直速度（红蓝等值线，蓝色为负值，代表上升运动，间隔 0.004 Pa/s）、最底层风场（矢量箭头，m/s）和海平面气压（填色，Pa）的日平均“快照”。其中风场矢量仅仅绘出风速差异大于 0.5m/s 的区域。(d) 与 (a) 相同，但是为全耦合 CESM 实验中 80 年气候态春季平均的结果。

5.4 小结与讨论

春季降雨量占中国南方年降雨量的 25–40%，近几十年来，中国南方春季降水量呈显著下降趋势。与此同时，南海和菲律宾海（SCS-PhS）的降水量增加。在本章中，首先对卫星观测以来北半球春季中国南方地区降水和热带太平洋一带对流活动的统计关系进行了诊断，中国南方地区在过去 35 年降水减少趋势已接近该区域 30% 的春季气候态降水量。与此同时，菲律宾以东热带太平洋降水显著增强，核心区降水增加达到春季气候态降雨量的 40% 以上。此外，年际时间尺度上热带西太平洋和与中国南方地区的春季降雨量相关高达 -0.48。基于上述

事实，进一步通过模拟实验探究其动力学机制。

理想干动力核模拟和全耦合实验之间的相似性证明了，由于对流凝结潜热造成热力翻转环流，直接将热带西太平洋和中国南方地区的春季降水联系起来。春季热带西太平洋增强的对流加热导致局地海平面气压下降，对流层低层气旋式响应、湿空气辐合和异常上升运动，同时翻转环流的下沉支锁定在中国南方地区，气流的绝热下沉运动及边界层内风场辐散，使得中国南方地区春季低层大气的水汽动力辐合减弱，从而降水减少。尽管这一热力响应过程会受到天气尺度波动的调制，但是在春季的基本流下，中国南方地区的下沉运动会随着热带西太平洋对流增强的动力效应不断涌现。因此这一低纬度对流活动对中国南方地区降水的调控机制是一个快速的热力-动力过程，不仅在天气-季节内-年际时间尺度内有效，对中国南方春季降水的长期气候变化同样有重要贡献。

最后需要强调的是，尽管中国南方地区的春季干旱趋势受到热带西太平洋的深对流增强调控，但仍然不清楚热带西太平洋地区在过去 35 年里对流增强的深层次原因。伴随着北半球更强的低层偏东信风和更高的 SST（图 5-8），过去 35 年里整个太平洋地区的气候态存在向拉尼娜方向偏移的趋势。虽然在年平均观点上，沃克环流的长期变化仍然是一个悬而未决的问题（Vecchi et al. 2006; L'Heureux et al. 2013; McGregor et al. 2014; Ma and Zhou 2016），至少在过去 35 年里的北半球春季，伴随着热带太平洋信风的增强，热带西太平洋一带的对流活动也出现明显增强，对应的对流凝结潜热也发生增强。毫无疑问，中国南方地区春季降水的长期变化，尤其是在未来气候变化背景下的可能改变是一个非常复杂的问题。在下一章，将试图采用不同来源的数据、不同的验证方式去探寻与热带太平洋大尺度纬向翻转流相关的变化印痕；试图通过热带西太平洋一带对流活动情况作为指示器，侧面了解更长时间尺度上的大尺度环流变化。

此外，热带西太平洋对流活动增强只能部分解释中国南方春季降水减少。中纬度环流变化以及水汽分布的变化同样有重要贡献。此外，近期的研究表明，人类活动所产生的气溶胶污染可能会造成中国东部地区夏季局地降水增多，而在气溶胶浓度过高的情形下，局地降水则减少（Guo et al. 2017）。中国南方春季处于冬季风向夏季风转换的阶段，常受到静小风控制，气溶胶载量高，重空气污染事件盛行，人类活动排放的气溶胶对该地春季降水又有怎样的影响呢？这些问题值

得通过更全面的研究来解决。

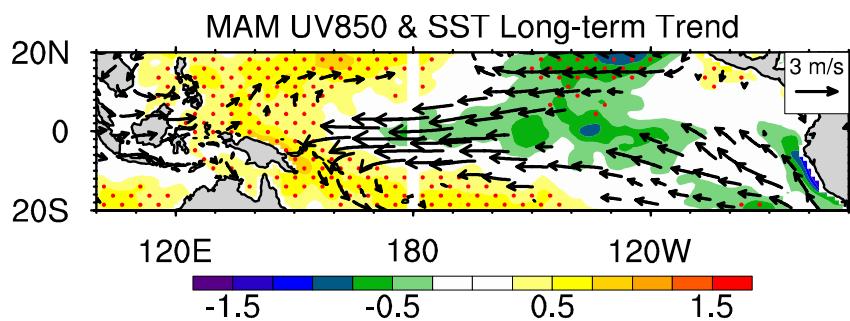


图 5-8 1979–2013 春季 850 hPa 低空风场（矢量箭头, m/s）和 SST 变化的线性趋势。红色打点区域代表线性趋势超过了 90% 的置信度检验，风矢量仅仅绘出了超过 90% 置信度检验的区域。

第六章 二十世纪春季热带西太平洋对流活动对太平洋信风的潜在指示作用

6.1 引言

在上一章中，已经探讨了卫星观测以来春季热带西太平洋地区对流活动的变化，以及对流活动增强后如何通过热力-动力耦合机制影响中国南方地区春季降水。本章中，将试图扩展研究的时间尺度，而一旦研究时间上溯至二十世纪七十年代之前没有卫星观测的时代，甚至上溯至全球布网的无线电探空、地面气象台站系统完整建立之前的二十世纪上半叶，覆盖广、连续性好、器测系统稳定、不确定小的观测数据极为难以寻觅。但是，降水的观测在诸多气候要素的器测中具有其特殊性。即便在传感器技术、遥感技术发展近一个世纪后的今天，降水依然要采用台站雨量筒观测作为传感器自动观测或遥感观测的定标。雨量筒这种技术手段最原始、但是准确性最高的观测方法，恰好可以在时间跨度上提供最长序列的气候要素回溯，为本章将要进行的研究提供参考。在本章中，试图采用不同来源的降水数据、不同的验证方式，试图把降水相关的观测资料作为热带西太平洋对流活动的代用指示，去探寻与热带太平洋表面信风、甚至大尺度纬向翻转流相关的变化印痕，侧面了解更长时间尺度上的大尺度环流变化。

对于大尺度环流变化，目前已有简洁的理论进行预估：由于温室气体增暖效应，根据克劳修斯-克拉伯龙关系，全球水汽的增加大约为 $7\%/\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Held and Soden 2006)；然而，气候模拟的结果表明，全球降水量的增长速度要慢得多，为 $2\text{--}3\%/\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。根据大气系统的水平衡关系，大气降水必须与行星边界层到自由对流层的垂直水汽输送相平衡 (Betts et al. 1989)，因此，可以推断行星边界层与自由对流层之间的质量交换应当减弱约 $5\%/\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。进一步可以推论在全球变暖的背景下，大尺度的翻转环流应该会出现减弱。目前已经有不少学者通过观测资料和模式模拟对上述假设进行检验。例如，自 20 世纪中叶以来，Vecchi et al. (2006) 分别利用海平面气压观测和历史强迫场数据驱动的耦合气候模式发现，热带太平洋诸多气候要素的纬向梯度发生减弱。随后，Vecchi and Soden (2007) 的工作进一步显示 IPCC 第四次评估报告中所采用的模式大部分表现出二十一世纪预测情景中沃克环流减弱。然而，在全球覆盖的卫星数据可用的最近三十多年中，却发现了

沃克环流的显着增强，热带太平洋 SST 梯度的增加，偏东信风的增强，西太平洋暖池区域的对流增强，以及热带西太平洋海平面气压下降和东太平洋海平面气压上升（例如，Sohn et al. 2013；England et al. 2014；McGregor et al. 2014；Ma and Zhou 2016）。同时，在过去 30 多年，全耦合模式模拟的沃克环流变化趋势的离散度很大（Sohn et al. 2013）。

需要注意的是，尽管卫星观测以来沃克环流实际变化与通过第一性原理从理论出发预测的结果相矛盾，但观测到的沃克环流的增强仍可能在气候系统自然变率的范围内（例如，Sohn et al. 2013；Kim and Ha 2017）。通过回溯更长时间尺度的观测数据，可以克服在研究长期趋势时受到自然变率噪声扰动的影响。不幸的是，在卫星时代之前的观测数据中，提取可靠性高、代表性好的大尺度信号存在相当大的困难。然而，Tokinaga et al. (2012) 巧妙地对二十世纪下半叶船舶桶采样 SST 和夜间海洋表面气温观测进行重建，重建数据显示在热带印度洋-太平洋出现 SST 梯度减弱。这一变化与 1950–2009 年沃克环流减慢相一致。但也有研究指出，如果扩展到整个二十世纪，考察 1900–2009 年的 SST 数据，在去除掉厄尔尼诺信号影响后，多套重建的 SST 数据集之间出现一致和稳健的趋势，即去 ENSO 化的 SST 出现赤道太平洋 SST 梯度的加强（Solomon and Newman 2012）。最近研究指出，整个太平洋信风的变化也表现出纬向非对称性，自西太平洋到中太平洋信风增强，而中太平洋到东太平洋则减弱，这与整个太平洋 SST 的第二模态变化相关（Li et al. 2019）。

综上所述，从第一性原理出发，“自上而下”的理论简单漂亮地给出沃克环流减弱的推论。但是，该推论从全球尺度和年平均角度出发，从宏观到微观的过程可能忽略了气候信号的区域异质性和季节依赖性，Solomon and Newman (2012) 就指出 ENSO 震荡对 SST 趋势的判断存在干扰。因此，是否有可能从“自下而上”的角度出发，从现有数据集中寻找区域性或季节依赖性的可靠信号作为印证环流变化的证据？从考虑区域 SST 变化的非均一性出发，在考虑二十世纪实际的印度洋变暖时，固定 SST 强迫的大气环流模式集合实验揭示沃克环流实际是加强而不是减弱的（Meng et al. 2013）。另外，最近亦有研究从下垫面性质的非均一性出发，使用同样的 SST 数据驱动大气环流模式，发现海陆热力性质差异可导致南美降水增加和东热带太平洋海表面气压升高，导致沃克环流加

强 (Yim et al. 2017)。

受到上述研究从区域异质性角度着眼而启发, 考虑到热带地区环流信号同样存在显著的年循环 (Webster and Yang 1992), 本论文试图将关注点放在长期趋势的季节依赖性上。事实上, 第四章和第五章中已经指出, 在过去的 30 多年中, 热带西太平洋的深对流变化表现出明显的季节依赖性, 降水的增强趋势在春季最为显著 (Li et al. 2017)。在本章中, 旨在将研究的时间跨度进一步回溯, 探讨整个二十世纪里热带西太平洋地区对流活动的变化, 并尝试通过多个数据集和模式实验交叉验证, 侧面去捕获关于沃克环流变化的印痕信号。本章第二节利用多来源、多探测方式的数据搜寻二十世纪春季热带西太平洋对流变化的印痕; 第三节利用 SST 强迫的大气模式讨论对流增强信号对太平洋海温纬向梯度的依赖性; 第四节讨论与对流增强相对应的热带太平洋低层信风响应, 以及对流改变在大尺度环流变化中的指示作用; 第五节是对整章的总结和讨论。

6.2 热带西太平洋对流变化的印痕

在没有全球覆盖的卫星、地面台站观测数据的古气候学研究工作中, 借由珊瑚、花粉、树木年轮等代用资料重建古气候要素的时间序列是极为重要的分析手段。由于本论文研究的时间尺度仍局限在历史时期, 已经基本有可靠的陆面气象台站观测, 因此并不能称之为代用资料分析。事实上, 从单站的降水观测映射到区域性甚至大尺度对流的变化, 某种程度上更加类似于大气湍流研究工作中所涉及到的“印痕 (footprint)”概念 (Kormann and Meixner 2001), 亦即单点观测对更大时空范围的代表性问题。第二章中详细介绍了使用降水资料的站点代表性加权统计升尺度方法让单站数据刻画更大空间尺度的对流活动的“印痕”。

在第四章第三节中, 已经通过 NOAA 和 ECMWF 的 20CR、相对稳定可靠的陆面气象台站观测和船舶观测将研究的时间跨度回溯至二十世纪初。结果表明, 二十世纪末相比二十世纪初, 热带太平洋海面东风明显增强, 平均风速增大约 1.5–2.0m/s (图 4-7a)。对陆面格点降水资料 GPCC 进行了站点代表性加权的统计升尺度后发现, 马来半岛南部, 苏门答腊岛, 苏拉威西岛和菲律宾群岛, 降水量出现显著增加 (图 4-7b)。降水增加的区域多集中在南海周边, 与再分析资料给出的降水结果有一定的一致性。除了再分析数据和基于实际陆面观测的降雨量证据外, ICOADS 资料中船舶观测云量和海表面风场也表明, 总云量最显著的增

加区域发生在热带印度洋，中国南海以及菲律宾海。在太平洋上广泛的观测范围内，大多数的海面风改变中东风增强现象显著，表明春季偏东信风增强的可信度很大（图 4-7c）。

为进一步验证气候态差异分析手段的稳健性，以及对流活动变化趋势的季节依赖性，对 ERA 和 NOAA 20CR 数据在热带西太平洋的降水量（ 90°E – $150^{\circ}\text{E}/15^{\circ}\text{S}$ – 15°N ）做了面积平均和春季平均，其在 20 世纪的时间序列如图 6-1a 所示。二十世纪初的春季平均降水时间序列显示出剧烈的年际波动，该波动在 NOAA 和 ERA 20CR 数据集之间具有高度的一致性。因此，我们选择 NOAA 20CR 数据并对原始时间序列应用了 11 年的滑动平均来过滤短期的年际变化信号。滤波后，在新的时间序列（蓝色实线）中可以发现显著的年代际波动和长期趋势信号。线性回归（蓝色短虚线）证实了降水的增长趋势。在过去的一个世纪中，降水相比于整个世纪的平均值增多了约 15%。需要注意的是，再分析资料给出的降水信号可靠性较差，对流分布范围、增强强度等只能作为参考。为了验证趋势信号的稳健性和季节依赖性，采用 NOAA 20CR 降水量和 ICOADS 总云量数据计算 1901–2010 年，三个连续月划作一组季节，共 12 个连续季节平均的降水和总云量的线性趋势。

图 6-1b 中显示降水和总云量在季节循环中表现出的不同趋势：最明显的降水量增长趋势发生在北半球春夏季，跨度从三月到八月，其中四月到六月降水在过去一个世纪的增加达到平均量的 20%。注意冬季却有降水减少趋势出现，这说明热带西太平洋区域降水的变化具有高度的季节依赖性。即使再分析数据存在很高的不确定性，这一结果依然是有指导意义的，作为辅助参考，自卫星观测时代（1979 年）以来，这种变化趋势也是在春夏季最为显著（见第四章第三节）。基于船舶观测的总云量在过去一个世纪增加约为平均值的 18%，其中一月到三月出现线性趋势的最大值，与再分析降水数据增多的峰值季节有一定差异。但春季云量增加趋势依然明显，维持在 10% 以上。降水和总云量之间最大线性趋势的相位差异，可归因于许多不同的因素，最重要的原因是它们本质上是不同气候要素。对这种位相差的一种可能的解释是，当海洋边界层在全球变暖中变得更加稳定（Richter and Xie 2008），冬季频繁发生的逆温层使得低层大气富集了更多的水汽，因此边界层内出现更多的层云（Wood and Bretherton 2006）。无论如何，在

尽力通过技术手段提高资料代表性、降低资料不确定性的前提下，上述三套数据分析均得出一致结论，在整个二十世纪中，春季热带西太平洋降水量和总云量均呈现增多趋势，热带对流活动强度增强。

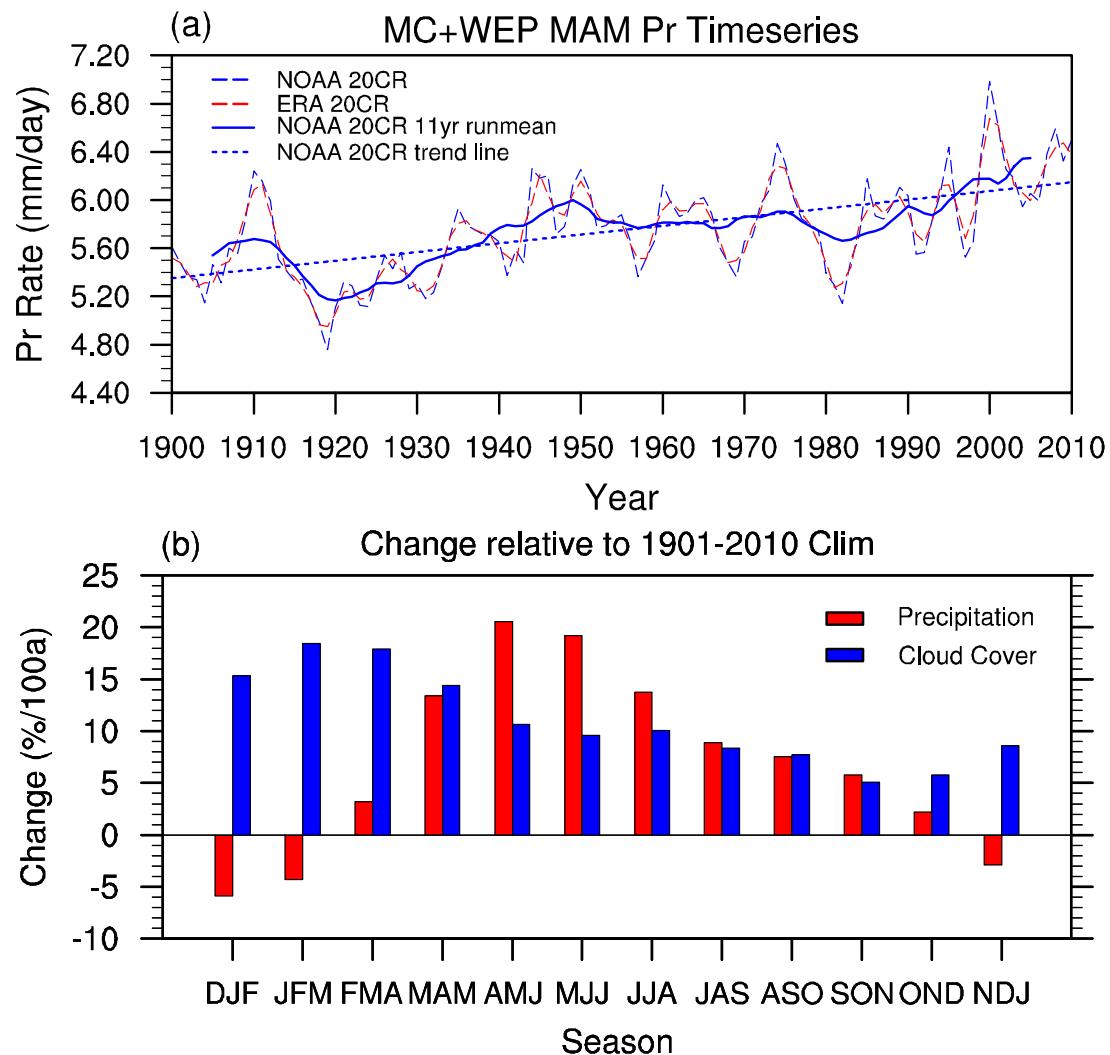


图 6-1 (a) ERA 和 NOAA 20CR 数据在热带西太平洋 (90°E – 150°E / 15°S – 15°N) 面积平均春季降水量在 1901–2010 年的时间序列（红色和蓝色虚线）、NOAA 20CR 11 年滑动平均（蓝色实线）和线性趋势（蓝色点线）(b) NOAA 20CR 降水和 ICOADS 总云量在 1901–2010 年，不同季节中表现出的线性趋势柱状图（%）。

6.3 热带西太平洋对流增强对纬向海温梯度的依赖性

基于上一节遵循“自下而上”的观点逼近原假设，本节将讨论在二十世纪里，春季热带西太平洋地区所观测到的对流增强，是否依赖于太平洋纬向 SST 梯度的增大。如果这种对流增强并不依赖于纬向 SST 梯度增大，是对稳定变暖信号

的响应，那么该增强的对流活动，在水平分布没有发生明显重组织的前提下，将可以起到指示太平洋信风甚至大尺度纬向环流变化的作用。

为了评估对流变化对纬向 SST 梯度的依赖性，基于 CESM1.2.2 的大气组件 CAM4 进行了几组实验。模式实验设计介绍在表 6-1 中。对照组（CTRL）实验是由 1981–2010 年期间的气候态月平均 SST 和海冰驱动的。敏感性实验组 E20C 由 1901–1930 年期间气候态月 SST 和海冰驱动。因此，CTRL 和 E20C 组之间的差异代表了二十世纪中全球 SST 变暖导致的大气环流改变。为讨论对流变化对 SST 梯度的依赖性，分别采用 HadISST 和 ERSST 经上述处理后驱动模式运行。根据数据集不同，分别对实验代号标记前缀，则四组实验分别为 Had_E20C，Had_CTRL，ER_E20C 和 ER_CTRL（参见表 6-1）。所有模式实验都积分了 30 年，前五年作为陆面模式的调整期不予分析，从第 6 年到第 30 年的输出用于研究模式对特定 SST 强迫的响应。

表 6-1 测试海温梯度依赖性以及信风响应的实验设计

实验代号	实验设置简述
Had_E20C	CAM4 参数化方案，哈德来海温数据 1901–1930 气候态海温驱动，共积分 30 年，模式输出的第 6–30 年数据用于分析
Had_CTRL	与 Had_E20C 实验相同，但海温采用 1981–2010 的气候态。
ER_E20C	与 Had_E20C 实验相同，但海温采用 ERSST 数据
ER_CTRL	与 Had_CTRL 实验相同，但海温采用 ERSST 数据
IDL_CTRL	理想干动力核实验，模式春季气候态初始场，逼近春季气候态温度分布，共积分 180 天。
IDL_HEAT*	一系列的干动力核实验，配置与 IDL_CTRL 相同，但是给定了一组中心点位于水平面不同位置的加热廓线强迫，具体加热阵列中心点位置见图 6-4b

* 该组实验为一套多个实验，并不是单一实验。

图 6-2a 和 6-2b 分别显示了采用 HadISST 数据集和 NOAA ERSST 数据集在二十世纪后期和前期春季气候态的差异。两个数据集之间最显著的差异位于太平洋中部，HadISST 显示在二十世纪中，中太平洋 SST 有轻微下降，这一下降会增强热带西太平洋与中东太平洋之间的 SST 梯度。而 ERSST 数据接则显示中东太平洋有轻微增暖。因此，在过去 110 年中，HadISST 的赤道太平洋地区 SST 梯度增强，而 ERSST 没有表现出明显的长期趋势。尽管基于船舶观测的的重建 SST 数据出现纬向梯度减小（Tokinaga et al. 2012），但在本研究中，我们只关注

对流增强信号对 SST 梯度的依赖性，因此，不同数据集中 SST 梯度的观测偏差并不在讨论范围，本论文不对其不确定性进行判定。

图 6-2c 和 6-2d 分别显示了 Had_CTRL 和 Had_E20C 之间以及 ER_CTRL 和 ER_E20C 之间的降水和 1000 hPa 风场的差异。由于 HadISST 表现为太平洋纬向 SST 梯度加大，因此图 6-2c 对应响应为热带太平洋相当大范围的偏东信风加速，平均纬向风加速在 1.0–2.0 m/s。正如预期，与偏东信风的增强相对应，从苏门答腊岛以东的热带印度洋到海洋性大陆，再到菲律宾以东的热带西太平洋，出现了广泛的降水增加。其中菲律宾以东洋面降水增加达到 2.0 mm/day 以上。如果说上述结果都符合对海温梯度加大响应的预期，那么在 ERSST 驱动的实验中，则出现了更为有趣的的结果。注意 ERSST 数据集并没有明显的 SST 梯度的改变，但同样在图 6-2d 中，苏门答腊岛以东的热带印度洋、马来半岛、南海一直到菲律宾都出现了降水的增强。尽管与图 6-2c 相比，这一增强幅度明显更弱，并且降水中心的位置向西偏移，但结果表明，热带西太平洋一带对流的增强完全不依赖于太平洋 SST 的纬向梯度。换言之，在春季的基本环流下，整个热带太平洋相对均匀的变暖也能够促使热带西太平洋核心上升区域的对流增强。这在某种程度上可以解释无论是卫星观测时代以来，还是在整个二十世纪的再分析资料结果中，降水线性趋势都表现出显著的季节性，并且在春季的增多趋势最为显著。需要注意的是，与热带西太平洋的温度变化幅度相比，无论是 HadISST 还是 ERSST，热带东印度洋的 SST 增暖都更加显著，且比热带西太平洋增暖高出约 0.2°C。这种一致性的增暖模态，可能会引起热带西太平洋区域大气对流水平重组织，一方面表现为向西偏移，另一方面表现为强度增强 (Meng et al.2013)。

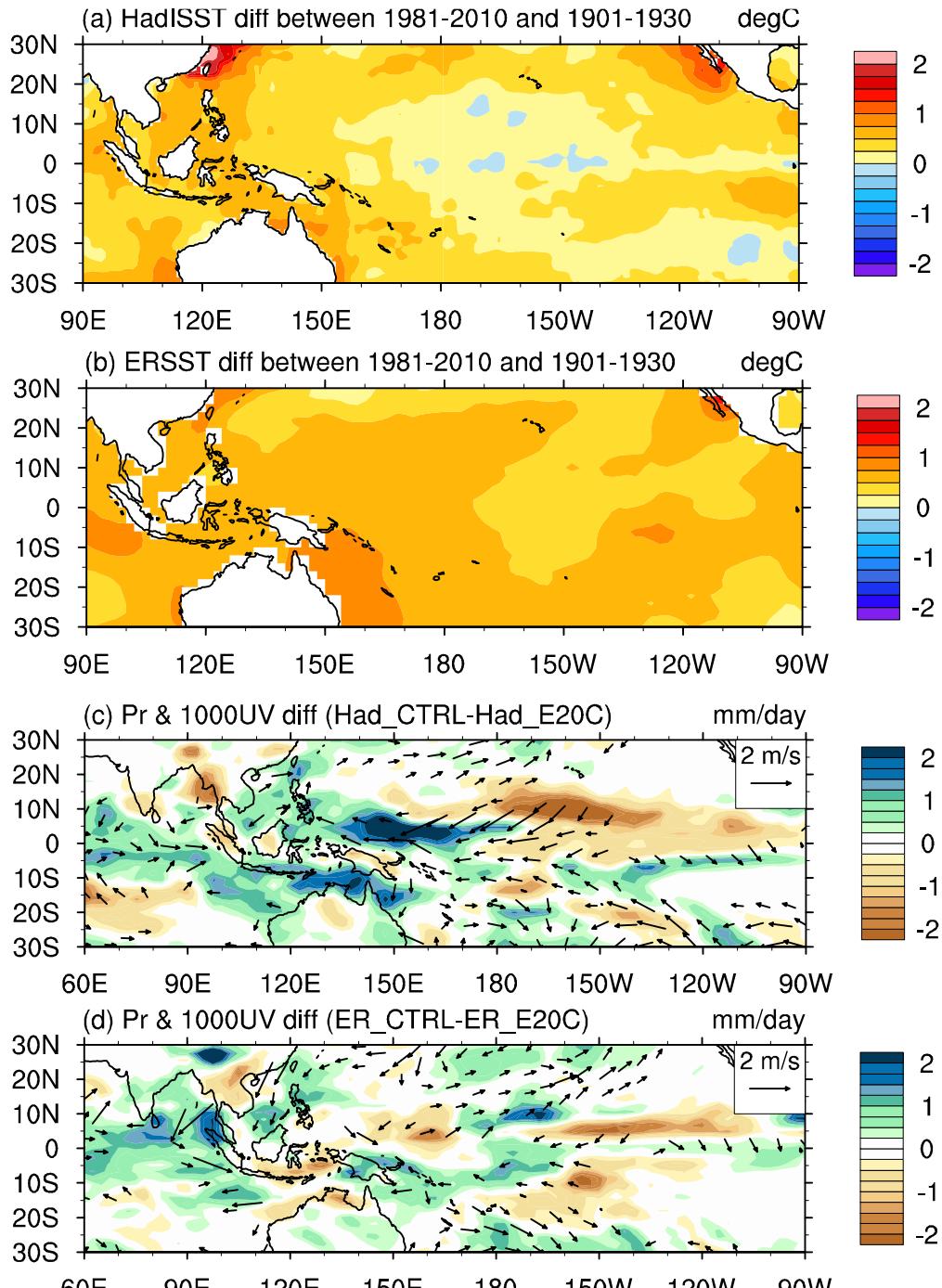


图 6-2 (a) HadISST 和 (b) ERSST 1981–2010 年北半球春季气候态与 1901–1930 年北半球春季气候态之差; (c) 利用 HadISST 驱动的 Had_CTRL 和 Had_E20C 两组实验春季平均降水和 1000 hPa 风场之差。 (d) 利用 ERSST 驱动的 ER_CTRL 和 ER_E20C 两组实验春季平均降水和 1000 hPa 风场之差。

6.4 热带西太平洋对流增强对信风变化的指示作用

上一节的结果说明, 不囿于 HadISST 还是 ERSST 数据, 热带西太平洋在北

半球春季均出现对流增强的响应，因此春季热带西太平洋的对流增强并不依赖于太平洋纬向 SST 梯度的增强。需要特别提出的是，尽管在观测中二十世纪里春季热带西太平洋对流增强的信号是明确的，但其水平结构和组织形态并不确定。为了测试增强的对流加热是否可以指示环流变化，我们进一步实施了一系列敏感性实验，在模式中给出理想的、有限范围的、有限强度的对流加热增强信号，探讨在各种理想的加热分布情境下，多大程度上会影响到太平洋信风以及大尺度纬向翻转环流。

表 6-1 中给出理想实验的设计，理想实验的参数设置与第五章第三节中基本相似。IDL_HEAT 实验中，加热场的水平分布为椭圆形（图 6-3a），这种单中心、随中心距离增大线性衰减的分布形态，是在不了解对流变化实际水平分布的情况下最理想的近似。因需要探讨过去一个世纪里对流实际增强的潜在效应，与第五章第三节中对加热量进行 $2x$ 增益的做法不同，我们保留贴近观测的加热强度。在加热场中，中心处垂直廓线上的最大加热强度设置为 1.0K/day 。在本章的模拟实验中，IDL_CTRL 和 IDL_HEAT 均运行了 180 天，其中 0–30 天作为调整期，使加热产生的大气波动能够充分传播影响到全球大气环流，31–180 天用于分析，以获得整个大气环流充分调整后的稳定响应模态。此外，IDL_HEAT 代表一系列敏感实验，加热中心分布位于以 $110^\circ\text{E}/\text{EQ}$ 为中心，经向间隔 5° 、纬向间隔 10° 的十字阵列上（见图 6-4b）。

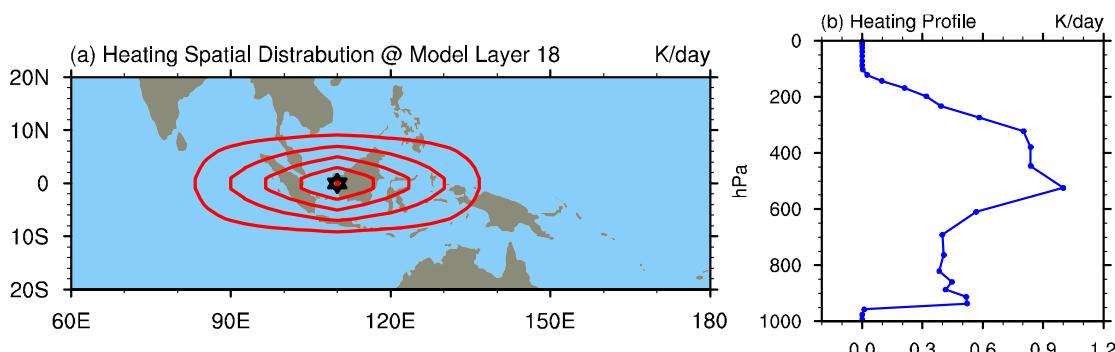


图 6-3 (a) 以加热中心位于 $110^\circ\text{E}/\text{EQ}$ (图中六芒星所在位置) 的给定加热场为例，理想干动力核模式垂直第 18 层的水平加热分布，红色等值线间隔为 0.2K/day ，中心加热强度为 1.0K/day 。(b) 图(a)中加热中心点 ($110^\circ\text{E}/\text{EQ}$) 的理想加热垂直廓线结构。

在展示结果之前，重申该组实验的希望解决的问题：只考虑大气环流对稳健对流加热变化的响应，不依赖于纬向 SST 梯度的、增强的对流加热能够在多大

程度上调节太平洋信风甚至沃克环流？图 6-4a 是 IDL_HEAT 的一组实验（加热中心位于 $110^{\circ}\text{E}/\text{EQ}$ ）和 IDL_CTRL 的模拟结果在模式第 31 天到第 180 天平均的海平面气压、500 hPa 垂直速度和表面风场的差异，反映了模式大气对西太平洋增强的对流加热中心位于 $110^{\circ}\text{E}/\text{EQ}$ 的大气响应。结果表明，当增强的对流加热中心位于赤道时，响应结果与 Gill-Mastuno 的模型相匹配 (Gill 1980)：赤道上给定的加热场使得局地中高层大气不稳定，出现上升运动，进而强迫出行星边界层内的风场辐合，强烈的海表面风场辐合发生在暖中心附近。更重要的是，热带太平洋出现了低层东风响应，对应该热带太平洋偏东信风的加速。这一结果说明，在理想的加热水平分布调节下，热带西太平洋对流加热增强中心若处在赤道上，可以调制偏东信风，加速沃克环流。然而，需要格外注意的是，即使信号在图 6-4a 中非常显著，不能就此得出沃克环流在二十世纪发生增强的结论。

事实上，有若干因素限制了该模型的解释能力。例如：(I) 简化的干动力核心中缺乏完整的大气物理过程和海气相互作用过程，而这两者对加热强迫的大气环流响应往往存在负反馈牵制。(II) 给定的加热场分布极为理想化，水平椭圆、单中心、随中心距离增大线性衰减的分布形态尽管可以作为在信息不确定下的最佳近似（最大熵原理），而真实的分布情况却不能通过有限的陆面台站降水观测数据识别出来。(III) 考虑到降水变化的幅度，中心处 1.0K/day 的加热强度可能对应实际与对流降水相关的最强加热区，而对流组织性、分布形态的不确定使得过于理想化的实验难以揭示真正加热中心位于不同位置时的效应。

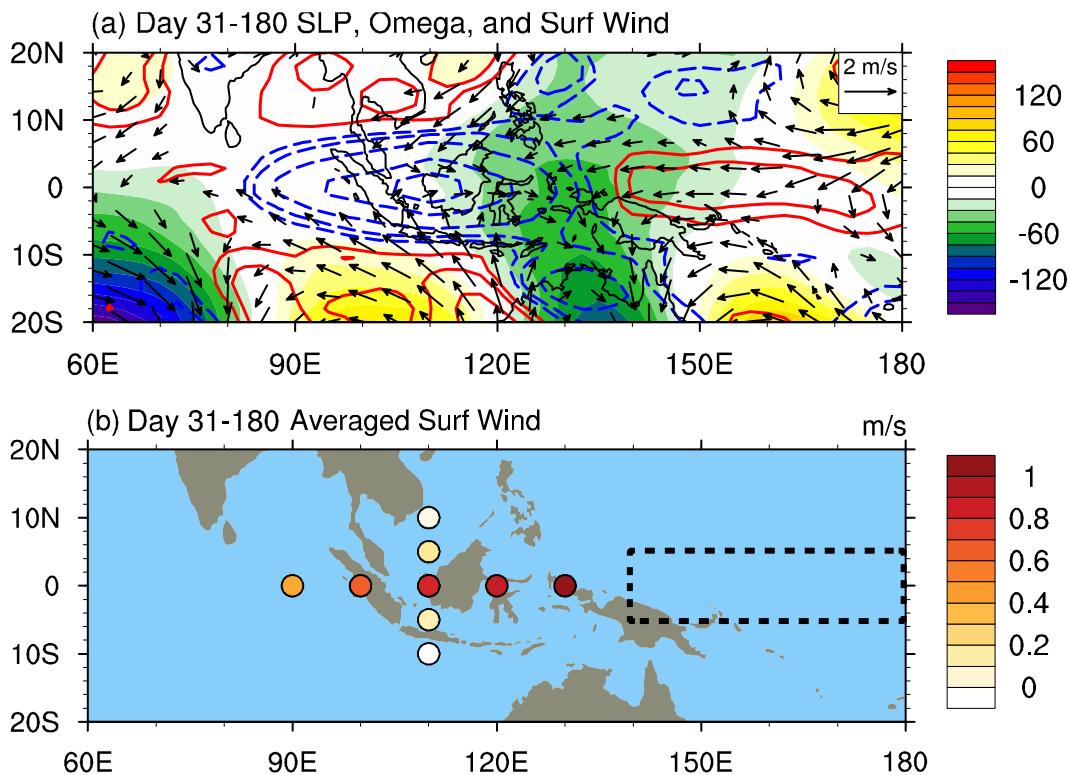


图 6-4 (a) IDL_HEAT 加热中心点位于 $110^{\circ}\text{E}/\text{EQ}$ 的理想加热实验中海平面气压（填色）、 500 hPa 垂直速度（蓝色等值线为负、红色等值线为正，间隔 0.002 Pa/s ）和大气模式最底层表面风场（矢量箭头， m/s ）在模式第 31 天到 180 天平均与 IDL_CTRL 的差异。(b) IDL_HEAT 阵列实验中加热中心点所在位置，圈内填色代表监测区（图中虚线框）内平均表面东风风速在 IDL_HEAT 实验与 IDL_CTRL 之差。例如，十字中心点 ($110^{\circ}\text{E}/\text{EQ}$) 填色圈代表当加热中心位于该处时，模式响应的监测区内平均东风风速比 IDL_CTRL 强约 0.8 m/s 。

针对上述第 (III) 个问题，IDL_HEAT 中进行了一系列将对流加热中心放置于不同位置的实验，以测试热带太平洋偏东信风响应对给定加热中心位置的敏感性。图 6-4b 中圆圈构成的十字阵列，表示在 IDL_HEAT 实验中，每组实验给定加热场的中心所在位置。圈内填色表示 IDL_HEAT 和 IDL_CTRL 之间监测窗 ($140^{\circ}\text{E}-180^{\circ}\text{E}/5^{\circ}\text{S}-5^{\circ}\text{N}$ ，见图 6-4b 黑框) 内东风风速在第 31–180 天之间的平均差异。整套实验结果表明，信风响应对加热中心的纬度位置非常敏感，只有当加热中心位于大约南北纬 5° 以内才有明显的东风增强。这种明显的差异可以通过东风响应的机制进行解释：由于东风响应与向东传播的开尔文波密切相关，并且开尔文波的振幅会随离开赤道的距离以超指数的速率衰减 (Wang 1988)。因此一旦加热中心离开赤道，其激发的开尔文波的强度会发生迅速衰减，故不能有效在赤道一带产生东风响应。此外，加热中心所在的经度位置也会影响东风响应的

强度：当加热中心从十字阵列西端点逐渐移动到十字阵列的东端点时，监测区内东风响应随之增强，区域平均响应强度从 0.5 m/s 逐渐增加到 1.1 m/s。综上所述，由于低层信风的响应对对流加热的经向位置非常之敏感，而基于有限的观测数据无法确定对流加热增强的确切空间分布，以至于在这一限制下，对流加热增强对太平洋信风的影响是依然不能确定。无论如何，春季热带西太平洋对流活动的长期变化某种程度上可以作为环流变化的指示器，但需要对热带降水数据更深层次的挖掘。

6.5 小结与讨论

通过分析 NOAA 和 ERA 20CR 数据，ICOADS 船舶观测数据，基于 GPCC 测量的陆地降水数据，发现春季热带西太平洋大气对流在二十世纪里出现了可信的增强，并且这一增强特征并不依赖于热带太平洋 SST 纬向梯度的增强。最后指出对流活动的增强可以作为热带大气环流变化的指示器。本章的主要结论总结如下：

(1) 对两套二十世纪再分析数据，ICOADS 船舶观测数据和基于 GPCC 测量的陆地降水数据的分析，均锁定在北半球春季而非年平均。二十世纪春季的数据均证实了在热带西太平洋存在对流活动的加强。具体而言，降雨量和总云量在春季增加了 15%–20%。该信号有明显的季节性依赖性，仅在北半球春季而不是其他季节出现一致显著的增加趋势。

(2) 无论在 HadISST 还是 ERSST 数据集的强迫下，大气环流模式实验都支持北半球春季热带西太平洋的对流增强，即便在 ERSST 热带太平洋纬向 SST 梯度没有明显变化的情况下。即热带太平洋海域整体相对均匀的变暖就可以造成热带西太平洋上升区域的对流增强。

(3) 通过理想干动力核阵列实验测试对流加热增强对春季热带大气环流的调制作用。结果表明，只有对流加热增强的中心位于赤道附近、且对流系统高度组织时，太平洋信风的增强才是显著的。一旦对流加热中心离开赤道超过 5°，则对太平洋信风的影响显著削弱。对流加热增强所处的经度位置也同样影响信风的响应强度：当加热中心从苏门答腊岛以西热带印度洋逐渐靠近到菲律宾以东热带西太平洋时，东风响应增强。因此，仍然需要对降水观测数据的深度挖掘。

最后，这一章的研究结果表明，如果应用“自下而上”的、从区域性的、时

间依赖性的信号上溯追寻大尺度环流改变的方法，可以从当前的再分析和观测数据集中发现区域尺度上稳健的长期趋势线索。除了春季热带西太平洋地区对流加热增强之外，其他区域尺度的气候要素也有可能成为形成大尺度环流变化的参考指示器。另一方面，如本章所示，当有限的区域尺度证据“自下而上”外推到大尺度环流变化时，不确定性上升，可靠性迅速下降。然而，本章提出的核心观点是，尽管从克劳修斯-克拉伯龙定律出发、“自上而下”地对全球变暖背景下热带大尺度纬向翻转环流的变化进行预估，并得出其应减弱的这种研究方法非常洗练而有力，但在研究具体环流系统时，比如热带太平洋纬向翻转环流，忽略区域异质性和季节依赖性仍然是不可取的。例如，热带太平洋东西边界复杂而独特的海陆下垫面所产生的动力与热力效应（Yim et al. 2017），印度洋与太平洋之间的跨海盆相互作用（Meng et al. 2013），以及大西洋和太平洋之间的跨海盆相互作用（Latif 2001），上述因素都有可能对具体的环流子系统造成影响。因此，本章的目的是提出一种“自下而上”的思路，具体问题具体分析，这一思路在气候变化减缓政策——IPCC 第三工作组中经常使用，也有可能成为第一工作组气候科学基础物理研究方面的一个新视角。

第七章 春季热带西太平洋对流活动对厄尔尼诺发展的影响

7.1 引言

以卫星观测和业务化台站降水观测为界,此前两章分别在几十年到世纪时间尺度上讨论了伴随春季热带西太平洋对流活动的变化,受其调制的中国南方地区春季降水的变化和对大尺度纬向翻转流变化的潜在指示作用。在本章中,将进一步扩展到完全海气耦合的背景下,探讨热带西太平洋春季大气对流的异常是如何通过海气相互作用调制 ENSO 的发生发展。

ENSO 是整个地球系统中最重要的年际变率贡献因子,影响着全球诸多地区的年际气候变化。预测潜在的厄尔尼诺事件的发生,持续时间和强度,为年际尺度上的气候预测提供了最关键的预报技巧 (Latif et al. 1998, Morss and Battisti 2004; Kumar et al. 2015)。ENSO 作为耦合的海洋-大气现象, Cane et al. (1986) 开发了一个简单但有效的动力模型,初步拥有了提前 9 个月预测厄尔尼诺事件的预报能力。然而,许多基于 Cane et al. (1986) 的动力模型,在北半球春季时预报技巧迅速下降,即所谓“春季预报障碍”(Spring Predictability Barrier, Webster and Yang 1992)。由于 ENSO 具有季节性锁相特征,即春季往往处于 ENSO 的发展期或消亡期,因此春季预报障碍可能归因于春季孱弱的海气耦合状态和易受随机强迫影响的近赤道环流背景场 (Webster and Yang 1992; Torrence and Webster 1998)。此外, Webster and Yang (1992) 以及 Lau and Yang (1996) 的研究进一步指出,对 ENSO 来说,迅速发展的亚洲季风系统作为稳健而强大的外强迫信号,有助于“弥合”春季 ENSO 发展期或消亡期的预报障碍。

为了验证季风发展对 ENSO 影响这一假设, Webster (1995) 利用了一个简单的海气耦合模式,发现模式中厄尔尼诺现象的周期可以因季风系统的增强而大幅增长,这一现象可能是由于季风系统对太平洋风应力的牵引改变而产生。随后的观测证据研究中, Xu and Chan (2001) 按发生时间对厄尔尼诺现象进行分类,合成分析后发现,与亚洲冬季风相关的偏北风异常和与澳大利亚夏季风过渡有关的偏南风异常,在热带西太平洋形成异常辐合,该辐合可能造成热带西太平洋的西风异常,对随后厄尔尼诺事件起到触发作用。后来,针对海气耦合模式中 ENSO

的短周期偏差问题再次引入季风强迫的概念。Yu et al. (2009) 采用印度洋区域的解耦实验证了印度洋区域的准两年振荡（与亚洲季风变化相关）能够牵连到 ENSO 的频率，使得 ENSO 周期中准两年周期的方差显著增加。最近 Terray et al. (2016) 的实验再次证实了类似机制的存在。

另一方面，在季节内时间尺度上，作为厄尔尼诺事件的潜在触发因素，热带西太平洋的西风爆发事件已经在过去数十年里引起诸多学者关注 (Harrison and Vecchi 1997; Lengaigne et al. 2004)。最近的研究表明，西风爆发事件还可以通过异常艾克曼输运以及暖性开尔文波 (McGregor et al. 2015) 东传迅速增加热带太平洋暖水量。由于厄尔尼诺事件往往发生在热带太平洋出现显著的暖水量异常的九个月之后，因此热带太平洋暖水量异常是厄尔尼诺的高可靠预测指标 (McPhaden 2012)。按九个月的提前量进行估计，厄尔尼诺事件的季节锁相特征决定其极盛期往往出现在北半球冬季，因此北半球春季的西风爆发事件对于热带太平洋暖水堆积，以及随后的厄尔尼诺事件预测都至关重要。综上所述，根据 Webster and Yang (1992) 的观点，春季发生的西风爆发事件将很有可能作为“桥梁”，联系起季风系统和 ENSO。

在本章接下来的小节中，第二节通过厄尔尼诺的持续时间对其进行分类，并讨论与之相关联的大尺度气象和海洋要素的特征，第三节利用短积分的全耦合实验讨论热带西太平洋地区对流活动作用到厄尔尼诺发展的物理机制，并对 2015–16 超级厄尔尼诺事件进行案例分析，第四节对本章主要结论进行总结和讨论。

7.2 基于持续时间的厄尔尼诺事件分类

Xu and Chan (2001) 为了研究亚澳季风环流对厄尔尼诺的潜在影响，将厄尔尼诺事件划分为春季型和夏季型分别进行讨论。而不少研究表明，季风系统对厄尔尼诺事件的影响可能作用于其持续时间或重现周期 (Webster 1995; Yu et al. 2009)。因此，本论文同样参考 Xu and Chan (2001) 的做法，但将厄尔尼诺事件分为长厄尔尼诺事件和短厄尔尼诺事件，这样可能是一种更直接的讨论季风对流对厄尔尼诺事件影响的方法。

首先，论文采用 1979–2016 年的 ONI 指数作为长短厄尔尼诺事件的划分指标。之所以采用 1979–2016 年的 ONI 指数，一方面是因为这一时期有全球覆盖

的卫星观测资料，能够对大尺度环流进行系统分析；另一方面，ONI 指数本身基于 Niño3.4 海区的平均 SST 制作，位于赤道中太平洋和东太平洋之间，能够有效捕捉两类发生在不同位置的厄尔尼诺事件（中部型厄尔尼诺和东部型厄尔尼诺）。在本章中，长厄尔尼诺事件被定义为连续十个月的 ONI 值高于 0.5°C 的 ENSO 暖事件，短厄尔尼诺事件则指 ONI 指数大于 0.5°C 维持不足十个月的 ENSO 暖事件。在本节的观测研究中，为了进一步检测这种分类方法的稳健性，我们还应用 9 个月和 11 个月作为阈值进行敏感性测试，发现观测特征的稳健性不受影响。

表 7-1 给出了根据厄尔尼诺持续时间的事件分类结果。初步分析可以发现，对厄尔尼诺事件，基于其持续时间的分类结果总体上与基于其发迹时间的分类结果（Xu and Chan 2001）相一致，这意味着持续更久的厄尔尼诺事件也倾向于开始更早，反之亦然。具体而言，对于 5 个长厄尔尼诺事件，其中有 2 个在春季发端；而 6 个短厄尔尼诺事件当中，5 个都是夏季或秋季发端，只有一个在春季发端。就结束时间而言，长厄尔尼诺事件结束期往往在次年晚春初夏，而短厄尔尼诺事件通常在冬末到次年春初即宣告终结。从表 7-1 的峰值 SST 异常可以看出，长厄尔尼诺事件的峰值强度更强，平均峰值 ONI 异常达到了 1.8°C ，而 1997–1998 和 2014–2016 两次“超级”厄尔尼诺事件均将峰值 ONI 异常推至 2.3°C 之高位。相比之下，短厄尔尼诺事件的平均峰值 ONI 异常仅为 1.0°C ，1979–1980 最弱的厄尔尼诺事件中，异常峰值 ONI 仅仅达到 0.6°C ，刚刚超出事件阈值线 0.5°C 。

平均而言，长厄尔尼诺事件持续时间在 11 个月左右，最长的 2014–2016 “超级”厄尔尼诺事件维持 ONI 大于 0.5°C 的时间达到了 21 个月；而短厄尔尼诺事件仅持续 7 个月左右，1979–1980 和 2006–2007 事件分别仅仅持续了 5 个月。有趣的是，这两种类型的厄尔尼诺事件峰值 ONI 异常都发生在 12 月前后（图 7-1a），这意味着厄尔尼诺事件的成熟期与季节循环高度锁相。另一方面，图 7-1b 表明热带西太平洋（ 5°S – 5°N , 130°E – 160°E ）SST 的变化以半年周期为主，且北半球春季是 SST 增暖最为迅速的季节。因此，热带西太平洋春季表层暖水如果通过适当的外强迫作用向东传播，则可能对厄尔尼诺的发展产生影响。值得注意的是，最近频发的一类厄尔尼诺事件局限于中太平洋，与该处的表层暖水有关，因此被称作中太平洋厄尔尼诺事件（Kao and Yu 2009; Kug et al. 2009; Lee and McPhaden 2010; Yu et al. 2012）。表 7-1 中同样对两种分类方式进行了比较。结果表明，大

多数东部型厄尔尼诺事件属于长厄尔尼诺事件，而在总计 6 个短厄尔尼诺事件中仅有 1 个属于东部型厄尔尼诺事件（2006–2007）。因此，与中部型厄尔尼诺事件相比，东部型厄尔尼诺事件往往发生在年循环的早期，并且持续更长时间（Yu et al.2010）。

表 7-1 根据厄尔尼诺持续时间的分类结果

事件年	发端季节	消弭季节	持续时间（月）	Niño3.4 峰值 SSTA (°C)
长厄尔尼诺事件				
1982-1983 (EP)	MAM 1982	MJJ 1983	14	2.1
1986-1988 (EP)	ASO 1986	JFM 1988	17	1.6
1991-1992 (CP)	MJJ 1991	JJA 1992	13	1.6
1997-1998 (EP)	AMJ 1997	AMJ 1998	12	2.3
2014-2016 (CP*)	OND 2014	AMJ 2016	21	2.3
短厄尔尼诺事件				
1979-1980 (CP**)	SON 1979	JFM 1980	5	0.6
1994-1995 (CP)	SON 1994	FMA 1995	6	1.0
2002-2003 (CP)	MJJ 2002	JFM 2003	9	1.2
2004-2005 (CP)	JJA 2004	MAM 2005	10	0.7
2006-2007 (EP)	ASO 2006	DJF 2007	5	0.9
2009-2010 (CP)	JJA 2009	MAM 2010	10	1.3

* 根据 Lim et al. (2017) 的分类结果

**根据 Wang et al. (2017) 的分类结果

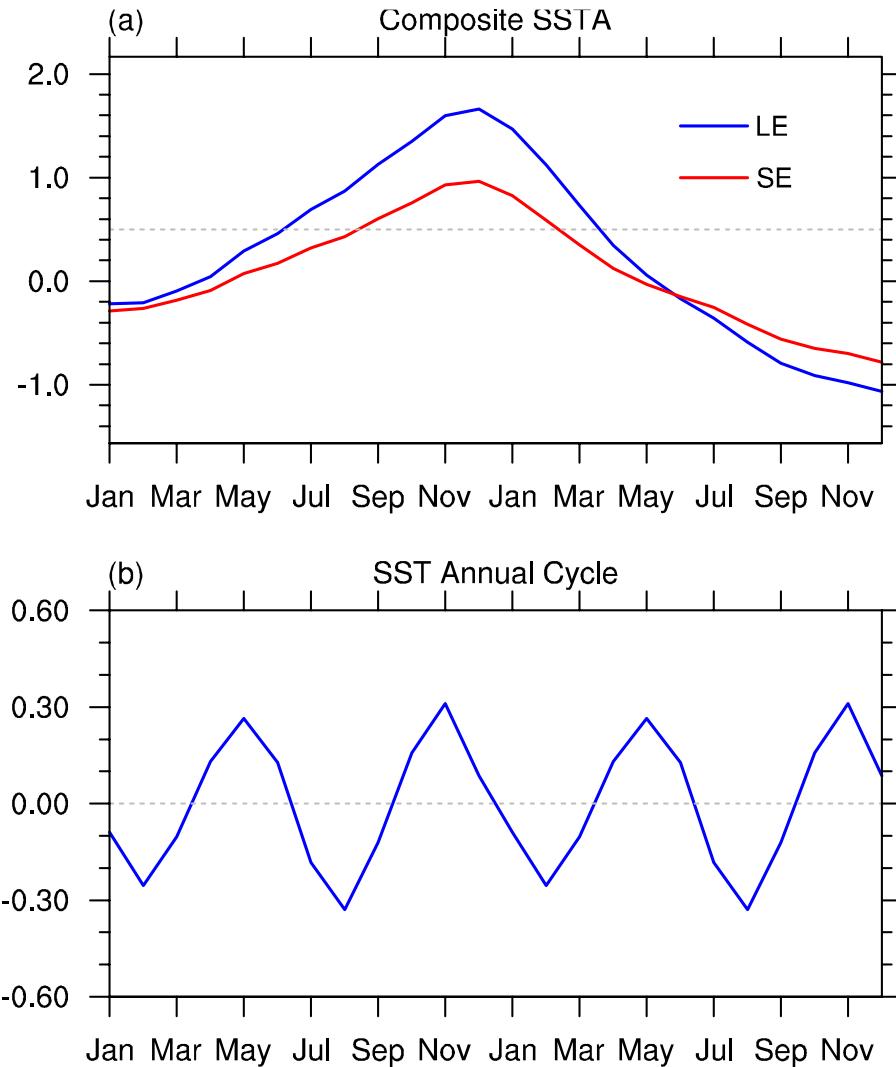


图 7-1 (a) 长厄尔尼诺事件（蓝色曲线）和短厄尔尼诺事件（红色曲线）各自合成的 ONI 异常两年的演化状况。(b) 热带西太平洋 (5°S – 5°N , 130°E – 160°E) 气候态 SST 的季节循环（扩展为 2 年，与 7-1a 对应）

图 7-2 对历次厄尔尼诺事件的 ONI 演化曲线进行了回顾。图 7-2a 到 7-2e 为 5 次长厄尔尼诺事件，图 7-2f 到 7-2k 为 6 次短厄尔尼诺事件。长厄尔尼诺事件的演化有较大的相似性，其中 1982–1983、1997–1998 和 2015–2016 三次事件的强度都非常相似，峰值 ONI 都达到 2.0°C 以上，增长路径从厄尔尼诺当年的春季到冬季九个月里最为显著；并且在转年后立刻进入衰退位相，海温异常在短短四五个月内跌到 0.0°C ，并随后三个月里发生反转，普遍进入拉尼娜状态。1986–1987 和 1991–1992 两次长厄尔尼诺事件相对特殊，其峰值 ONI 没有达到 2.0°C 以上，其中 1986–1987 事件还出现了双峰的特征，第二次 ONI 发展峰值出现在次年 9 月，这次事件具有较强特殊性。

短厄尔尼诺事件则更体现出厄尔尼诺演化进程的多样性。其中 1994–1995、2004–2005、2006–2007 和 2009–2010 都表现出较为一致的特征，在冬季 ONI 峰值过后迅速衰退并进入拉尼娜状态；然而其中峰值 ONI 差异较大，2004–2005 事件峰值 ONI 甚至不到 1.0°C ，且前期已经有弱的厄尔尼诺特征体现。1979–1980 事件为所有从 1979 年到 2016 年发生的厄尔尼诺事件中最弱的，其峰值特征并不典型，大部分时间都处于中性偏厄尔尼诺的状态；此外 2002–2003 事件前期发展非常类似于标准模板化的厄尔尼诺事件，但次年春季 SST 异常恢复到中性状态后却立刻反弹，再次进入弱的厄尔尼诺状态，并没有转换成拉尼娜。

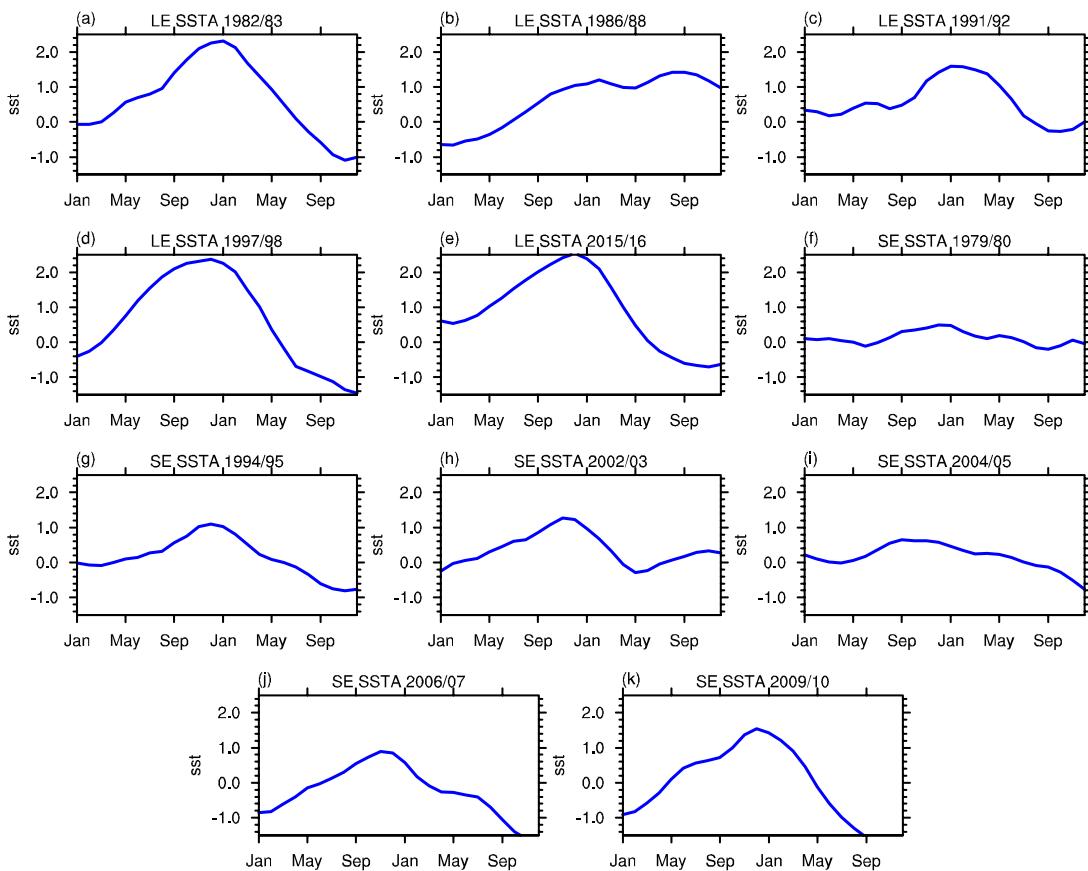


图 7-2 (a-e) 五次长厄尔尼诺事件中 ONI 的两年演化序列，(f-k) 六次短厄尔尼诺事件中 ONI 的两年演化序列

在悉按持续时间分类的厄尔尼诺事件的基本演化特征后，注意到长厄尔尼诺事件和短厄尔尼诺事件的发展在当年春季即分道扬镳。无论是图 7-1a 中的合成结果，还是图 7-2 中的具体事件分析，都可以看到长厄尔尼诺事件在北半球春季迅速发展，无论前期状态是偏厄尔尼诺、中性、还是偏拉尼娜，都能在北半球春季过后 9 个月内迅速将 ONI 指数推至高位；而对于短厄尔尼诺事件，ONI 上

升的过程往往更加平缓曲折，甚至在若干次事件中出现了明显的平台期甚至挫折期。如 2004–2005 事件中，平台期发生在当年 9 月并持续到厄尔尼诺本应极盛的 12 月和次年 1 月。整个事件当中，ONI 最大值维持在 9 月的水平，次年很快进入衰退位相，而 2009–2010 事件中当年夏季也出现了长达三个月的平台期。有趣的是，厄尔尼诺发展中的重大挫折往往出现在当年春季，如 1979–1980、1994–1995 和 2004–2005，北半球春季三个月 ONI 指数均发生显著的下滑，尽管该变化并没有使得厄尔尼诺因此夭折，但大大打击了其后期发展到更高水平的可能。这一点可以很好的解释图 7-1a 的合成结果中长短厄尔尼诺事件的 ONI 指数在春季分道扬镳的现象。

既然在北半球春季厄尔尼诺的演化发展发生了如此大的差异，自然会问北半球春季究竟有怎样的特殊性造成了上述结果。延续引言中 Webster and Yang (1992)、Webster (1995)、Yu et al. (2009) 和 Terray et al. (2016) 的结果，对长短厄尔尼诺事件当年春季海气界面的大尺度环流场分别进行合成分析。图 7-3 显示了长厄尔尼诺事件减去短厄尔尼诺事件后，春季西太平洋一带海气界面上气象要素的合成结果。总体而言，无论是用长厄尔尼诺事件减去气候态还是减去短厄尔尼诺事件，西太平洋的 SST 和降雨异常都表现出厄尔尼诺现象的早期特征：即冷 SST 异常遍布南海、菲律宾以东洋面以及海洋性大陆周边，且呈马蹄形分布，冷海温幅度在 -0.5°C 左右。暖海温异常出现在赤道中太平洋日界线附近，相比于气候态，长厄尔尼诺事件的暖 SST 异常幅度达到 1.0°C 左右。这种 SST 异常分布标志着热带西太平洋的暖池向东移动。

降水量的合成结果则更有趣。长厄尔尼诺事件合成与气候态的差异与 SST 的变化相对应。表现为海洋性大陆一带降水减少，其中最显著的减少区域达到 2.0mm/day 以上，是春季气候态降水量 30% 以上；而 150°E 以东的赤道西太平洋和中太平洋出现显著的降水增加，最显著区域降水增加也达到 2.0mm/day 以上，是当地气候态春季降水强度的 20–25%。有趣的是，对比长厄尔尼诺事件合成与短厄尔尼诺事件合成的差异(图 7-3b)，降水差异竟然比与气候态的差异(图 7-3a)更大！具体表现在，海洋性大陆周边降水减少区域范围更广更强，而 150°E 附近降水出现倒 C 字形分布，即赤道一带出现降水异常等值线向高值方向弯曲，说明长厄尔尼诺事件在中太平临近赤道地区的降水要比短厄尔尼诺事件中的降水

显著偏少。即便长厄尔尼诺事件和短厄尔尼诺事件性质都为 ENSO 暖事件，但春季进入厄尔尼诺状态之时，对降水来说，长短事件的差异比事件本身与气候态的差异更大。海面风场的合成结果表明，春季长厄尔尼诺事件在菲律宾以东洋面出现大范围的气旋式异常，其中近赤道洋面偏西风异常显著。赤道附近范围广阔的西风异常，有利于赤道地区暖水堆通过异常艾克曼输送以及暖性开尔文波传播影响 ENSO 的发生发展 (McPhaden 2012)。最近，Zhao et al (2019) 指出西风对开尔文波调制有非线性特征，值得进一步讨论。与短厄尔尼诺事件相对比，长厄尔尼诺事件在春季的赤道西风效应非常突出，以至于图 7-3b 中 150°E 到 180° 的西风异常风速比图 7-3a 中大 1.0 m/s 左右。因此短厄尔尼诺事件中，春季完全没有在西太平洋到中太平洋赤道附近出现异常西风这一特征。

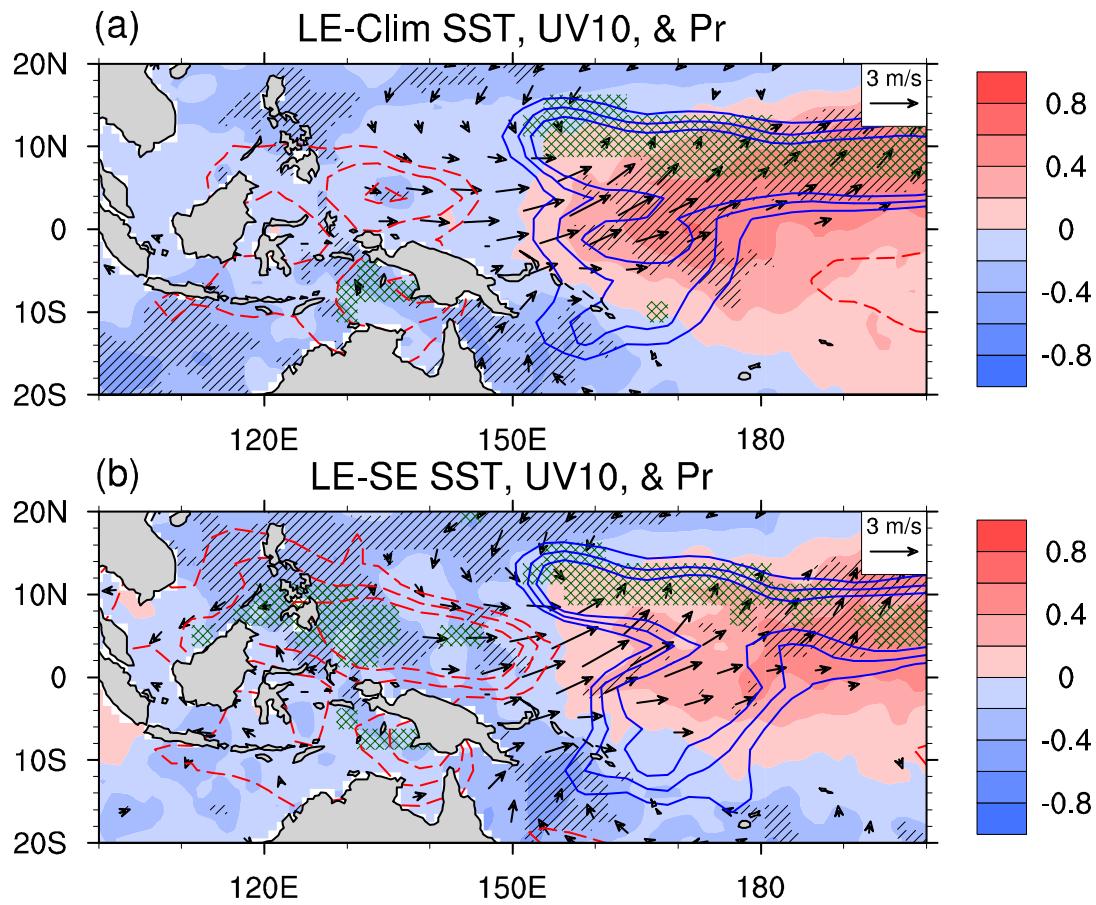


图 7-3 (a) 长厄尔尼诺事件合成分后与北半球春季气候态在热带西太平洋区域的 SST (填色, $^{\circ}\text{C}$)、10m 高度风场(矢量箭头, m/s)和降水(最外层等值线为 $\pm 1.0\text{mm/day}$, 间隔 0.5mm/day ; 蓝色等值线为正异常, 红色虚等值线为负异常)差异。黑色斜线区标注 SST 的差异通过 90% 置信度检验, 绿色交叉线区域代表降水的差异通过 90% 置信度检验。(b) 与 7-3a 相同, 但是为长厄尔尼诺事件合成与短厄尔尼诺事件合成的差异。

图 7-4a 重新考察了长短厄尔尼诺事件的合成降水和 SST 差异。从空间位置上看, SST 显著差异的分布与降水显著差异的分布并不是完全对应的, 黑色实线和灰色虚线分别标注了 28°C 对流阈值 SST 等值线在长厄尔尼诺事件和短厄尔尼诺事件中的位置。可以看到长厄尔尼诺事件中 150°E 以东, 10°N 左右 (紫色虚线框 A) 的对流阈值 SST 等值线有明显的扩张, 在扩张边缘附近的热带辐合带内降水的改变最为显著。而南半球降水显著增多区域 (紫色虚线框 B) 并没有对应出现大范围显著的 SST 的改变。这种不匹配的现象暗示了这一区域春季对流和环流场的显著改变是海洋-大气环流-大气对流三者相互作用的结果, 并不是单纯 SST 异常驱动。

为了讨论大气环流的变化对海洋的强迫效应, 图 7-4b 矢量箭头代表海表面 10m 高度风场, 填色显示了海表面 10m 风场的风应力旋度。图中黑色实线和灰色虚线分别代表 5°N 以北风应力旋度等于零的位置。对比气候态的海表面 10m 处风场分布 (图 4-1b) 和图 7-4b 可以看出, 赤道附近宽广的异常西风带使得从 10°N 向赤道经向上东风切变显著减小, 对应风应力旋度在 130°E 到 165°E 出现明显的负异常。该处作为内洋区, 根据 Sverdrup 平衡, 负异常的风应力旋度对应大致温跃层以上指向赤道的异常 Sverdrup 输运。这种异常输运的存在能够使得洋区异常经向流在赤道堆积出异常暖水, 并加深温跃层。此外, 与菲律宾以东气旋相关的 10°N 以北则出现异常的风应力旋度正异常, 这种特殊的偶极型分布, 对该区域温跃层洋流异常产生重要影响。

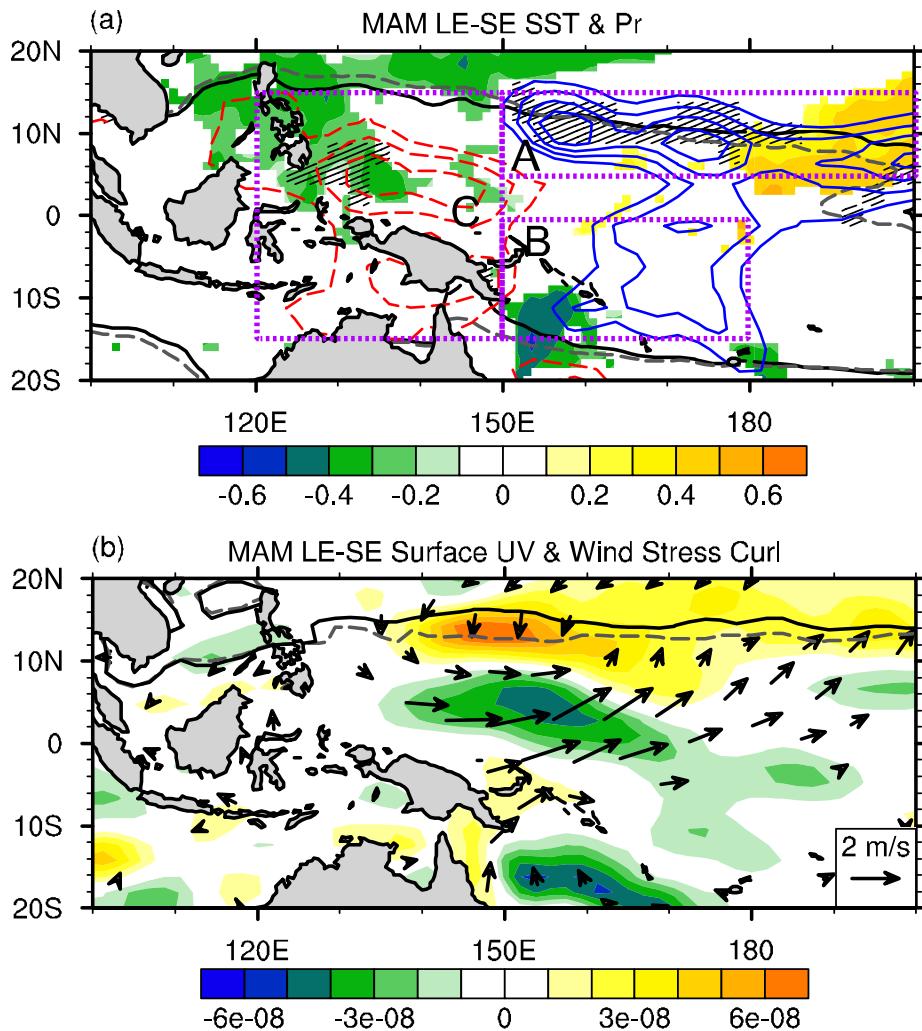


图 7-4 (a) 北半球春季长厄尔尼诺事件合成与短厄尔尼诺事件合成在 SST ($^{\circ}\text{C}$) 和降水 (mm/day) 的差异。图中黑色实线和灰色虚线分别代表长厄尔尼诺事件合成的和气候态的 28 $^{\circ}\text{C}$ 等 SST 线, 蓝色与红色等值线的意义与图 7-3 中一致。紫色虚线框分别标注了三个对流变化明显的区域。SST 仅仅绘出通过 90% 置信度检验的区域; 黑色斜线标志了降水通过 90% 置信度检验的区域。(b) 北半球春季长厄尔尼诺事件合成与短厄尔尼诺事件合成在海表面风场 (m/s) 和风应力旋度 (N/m^2) 的差异。矢量箭头代表海表面风场, 仅仅绘出了通过 90% 置信度检验的区域; 填色为风应力旋度的改变值。黑色实线和灰色虚线分别代表长厄尔尼诺事件和气候态中 5°N 以北风应力旋度等于零的位置。

图 7-5a 为北半球春季 150°E–180°纬向平均的、20°S–20°N 剖面海表面和海洋环流状态, 反应了长厄尔尼诺合成与短厄尔尼诺合成在春季赤道西太平洋海洋状态的差异。与海表面西风异常所处的位置相对应, 海洋表层最主要的风生环流异常也发生在 5°N 附近, 表现为明显的异常向赤道输送的经向海流。该异常经向流自表层一直下探到 50 m 深的混合层底, 最强异常经向流强度达到 2.0 cm/s,

接近该处气候态向极流流速的 40%（参见第四章第二节）。该异常向赤的经向输送使得暖水在赤道附近异常堆积下沉，尽管赤道一带海水位温的升高在混合层内没有通过显著性检验，但依然大范围维持在 0.5°C 升温幅度，而向下到距离海表面 150 m–200 m 的 20°C 等温线附近，由于赤道涌升流受到抑制，长厄尔尼诺事件中，暖水在赤道到 5°N 附近范围内在此深度处堆积出暖水核，核心位温正异常达到 1.5°C 以上，与之对应的异常补偿上升流出现在 10°N 附近，在 100 m–150 m 深度处形成位温异常冷核，核心最低位温异常也在 -1.5°C 左右。由于补偿上升流的存在，此处 20°C 等位温线和混合层深度均被显著抬升约 10 m–20 m。综上所述，在北半球春季即将发生长厄尔尼诺事件的时候，由于海洋性大陆以东洋面出现广阔西风异常，造成赤道北侧偏东信风经向切变减小，强迫出混合层异常向赤的艾克曼输运，而随后在海洋次表层形成次生异常洋流圈，赤道到 5°N 附近异常下沉， 10°N 附近异常上升。而温跃层以上，由于海洋表层大范围风应力旋度出现负异常，该洋区整体有异常向赤道的 Sverdrup 输运，有利于赤道区域的暖水堆积。

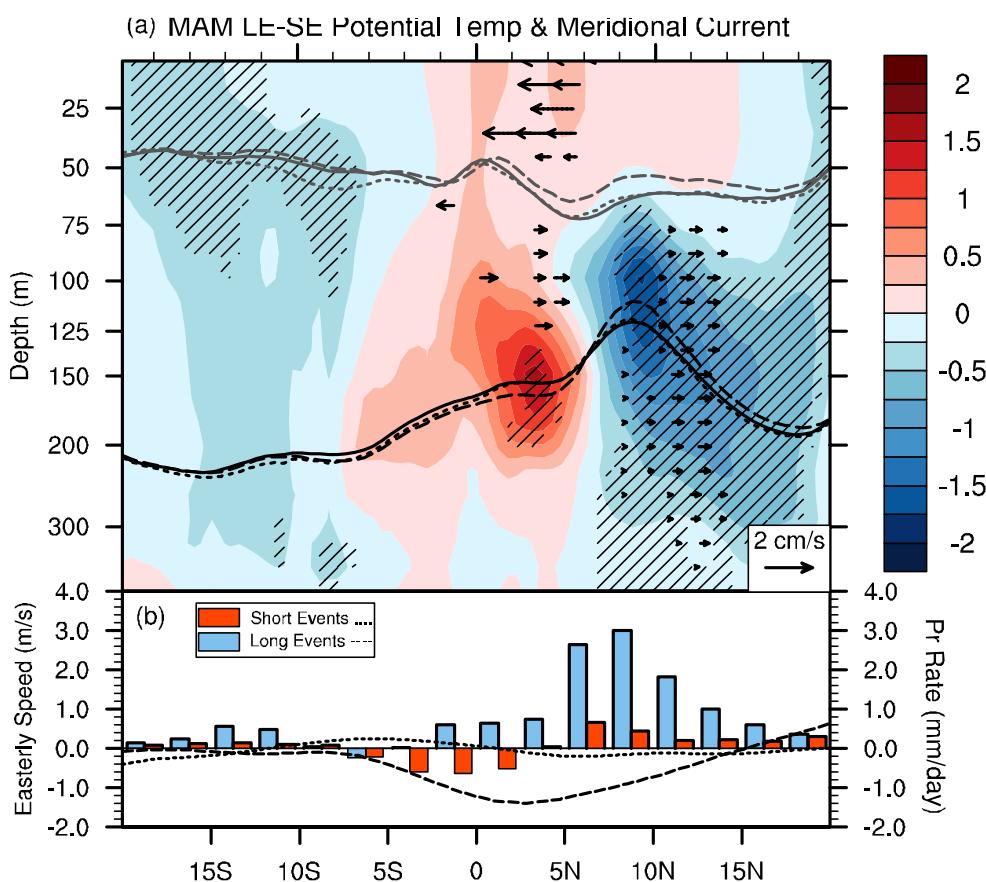


图 7-5 北半球春季 $150^{\circ}\text{E}-180^{\circ}$ 纬向平均的， $-20^{\circ}\text{S}-20^{\circ}\text{N}$ 剖面海表面和海洋环流长厄尼诺事件与短厄尔尼诺事件的差异。红蓝填色代表海水位温 ($^{\circ}\text{C}$) 的差异，黑色斜线标注

了通过 90% 置信度检验的区域；矢量箭头为海洋经向环流的差异 (cm/s)，只绘出了通过 90% 置信度检验的区域。灰色实线、虚线、点线分别代表气候态、长厄尔尼诺、短厄尔尼诺合成的混合层深度；黑色实线、虚线、点线分别代表气候态、长厄尔尼诺、短厄尔尼诺合成的 20°C 等位温线深度。(b) 长厄尔尼诺事件与短厄尔尼诺事件与气候态在 150°E–180° 纬向平均的降水 (mm/day) 和海表面风场 (m/s) 中出现的偏离。红色和蓝色柱状图分别代表短厄尔尼诺事件和长厄尔尼诺事件与气候态之间的降水偏离，点线和虚线分别代表短厄尔尼诺事件和长厄尔尼诺事件与气候态之间的纬向风场偏离。

此外，从整个异常风场的分布(图 7-4b)可以看出，正如 McGregor et al. (2015) 研究中指出，关于赤道非对称的西风爆发能够维持赤道地区的异常暖水，通过衰减罗斯贝波的机制，防止异常暖水被大洋边界反射的上升位相的罗斯贝波给冲散。因此，图 7-4b 合成分析中所展现的海表面西风风场异常关于赤道非对称的特征，意味着北半球的赤道西风异常可能是维持厄尔尼诺事件持续较长的主要原因。另外从降水-环流的耦合可以发现，降水异常的中心出现在常年气候态的热带辐合带降水中心以北约 3° 的位置(图 7-5d)。注意到降水异常和风场异常的相对位置：横跨赤道的宽阔西风异常，存在于气旋式异常的南部，有降水减少趋势的海洋性大陆东部。根据 Gill (1980) 的观点，长厄尔尼诺事件中海表面如此宽阔强烈的西风异常非常有可能是大气底层风场对图 7-4a 中三个方框范围内对流加热效应的组合反应。因此，提出以下假设：关于赤道非对称的西风异常是由海洋性大陆和热带西太平洋上的异常对流加热引起的，随后这一风场改变又增强并延长了早期厄尔尼诺现象。

7.3 春季热带西太平洋对流活动对厄尔尼诺持续时间的影响

为了验证上一节提出的假设，基于 CESM1.2.2 设计了几组精细控制的海陆气全耦合集合实验用于研究北半球春季大气对流加热异常在调节厄尔尼诺事件中的作用。模式采用 B_2000 组件（参见第三章第二节介绍）设置，首先驱动模式进行了 300 年的全耦合模拟作为基线控制实验。耦合模式普遍对 ENSO 发端、成熟、消亡时间的季节锁相特征模拟存在较大偏差，CESM 内生的 ENSO 事件同样存在较大的位相漂移，尽管相比于其他模式已经改善 (Neelin et al. 2000;

MacMynowski and Tziperman 2008)。由于需要用模式验证的假设依赖于 ENSO 本身的季节锁相特征(春发而冬臻),若采用传统的耦合模式敏感性实验方式:即在达到准平衡态的基线控制实验上某一时间帧做分支实验,加入需要测试的敏感性强迫因子后再积分一段时间,比较这段时间敏感性实验和基线实验相空间轨迹或平均特征的区别。上述方法并不能确保 ENSO 季节锁相模拟正确,因此该方式验证假设的可行性不高。

为解决这个问题,在模式中采用海表面风场强迫的方式在北半球春季将整个气候系统“助推”到一个厄尔尼诺早期的状态,具体做法是选取基线模拟中达到准平衡态的特定两年(模式积分第 262–263 年),在该时段模式内生发展出了一次弱的厄尔尼诺事件,为扩展成员实现集合技术,对模式 262 年 1 月 1 日的大气初始条件进行扰动。即对初始温度场叠加一标准差为 $1\text{e-}2\text{K}$,均值为 0.0K 的正态分布随机扰动。在随后的积分中,我们于模式年第 15 儒略日(1 月中旬)到第 75 儒略日(3 月中旬)期间施加一个恒定的西风倾向($10\text{m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$)作为强迫推动气候系统趋近厄尔尼诺状态,具体实现方法可以参见第三章第三节。强迫设置在 $10^{\circ}\text{S}-10^{\circ}\text{N}/120^{\circ}\text{E}-180^{\circ}$ 范围内,该强迫项从海表面到约 800 hPa 高度(即模式层 21–26)进行了 e 指数折叠阻尼,到 800 hPa 高度西风强迫迅速下降到表层的 e^{-5} 量级,因此西风强迫的作用基本局限在海表面。这一强迫操作能够确保整个气候系统向弱的厄尔尼诺状态,克服模式本身可预报性较弱的问题。通过上述方式,一共进行了 25 组 2 年的短积分控制实验。

在敏感性实验组中,与控制实验组相比唯一区别在北半球春季(3 月 1 日至 5 月 31 日),在图 7-4a 所示的框选范围内给定与观测中长厄尔尼诺事件相对应的对流加热强迫。具体做法为从 850 hPa 到 300 hPa 范围内(模式层 16–23),一旦格点位置出现深对流活动,则深对流凝结潜热加热增强或减弱 10%,与观测对应,在框 A+B 中执行增强操作,在框 C 中进行抑制操作(参见图 7-4a),用这种方式模拟观测中出现的对流变化的分布形态。同样,在敏感性实验中也对大气初始场进行扰动,共获得了 25 个集合成员。

图 7-6a 显示了控制实验组和敏感性实验组中 ONI 的演变。其中蓝色实线代表控制实验 25 组平均的演变序列,蓝色填色范围代表 25 组实验 ONI 演变加减一个标准差范围。红色实线和红色填色代表敏感性实验的结果。从图中可以看出,

控制实验 ONI 演变进入到一个典型的弱厄尔尼诺状态，其 Niño3.4 区 SST 异常的峰值出现在次年 1 月份，最高 SST 异常平均达到 0.7°C 。同时，可以看到 25 个集合成员的离散度较大，部分成员甚至进入到拉尼娜状态，这一点与气候系统的春季预报障碍相关。前期信号很难稳定通过春季，气候系统离散度增大，可预报性迅速下降。另一方面，在敏感性实验组中，当北半球春季热带西太平洋对流关键区内增强或减弱深对流加热后，Niño3.4 区的 SST 异常在 5–6 月出现快速上升，很快高出控制实验平均演化序列，尤其在 6 月份，敏感性实验平均的 ONI 要比控制实验组中 ONI 高出 0.7°C 。尽管对流强迫在 6 月即告结束，此后的时间里，敏感性实验组中被增强的厄尔尼诺状态依然能够得到很好的发展。敏感性实验组平均 ONI 显著高于控制组的持续时间从当年 5 月一直延续到次年 3 月，并且在次年 1 月厄尔尼诺发展到峰值时维持 ONI 异常约 1.2°C 。在整个厄尔尼诺发生到消亡的过程中，控制实验组平均而言仅仅维持了从当年 9 月到次年 2 月，共计 6 个月的厄尔尼诺状态；而敏感性实验组则从当年 5 月一直到次年 3 月，平均维持了长达 11 个月的厄尔尼诺状态。有趣的是，在次年 1 月厄尔尼诺发展到极盛之后，无论是控制实验组还是敏感性实验组，Niño3.4 区的 SST 异常都迅速衰减，很快两者之间已经不存在统计上显著的差异。仅从 Niño3.4 区 SST 异常可以看出，在修改了北半球春季热带西太平洋一带的对流加热之后，模式厄尔尼诺持续时间延长、峰值强度增强，契合之前提出的假设——该地区对流活动通过影响海表面风场环流进一步影响厄尔尼诺的发生发展。

图 7-6b 给出了敏感性实验组和控制实验组之间的春季平均降水，平均海表面风场和风应力旋度的合成差异。降水量的变化总体上与观测相一致，在海洋性大陆周边出现降水减少，而在 150°E 以东远离赤道的地区附近出现降水增多，从纬向平均结果看，赤道地区降水减少而赤道两侧降水增多的信号与观测中的分布形态相对应（图 7-6c）。但另一方面，模式中降水的变化与观测相比仍然存在较大误差，北半球辐合带区域降水增多的位置偏北到 10°N 附近，而南半球热带西太平洋降水没有发生明显变化。此外，热带西太平洋 150°E 附近，受到对流加热变化的强迫，出现广泛的异常西风带，并且在 5°N 处出现西风响应的峰值（图 7-6c）。虽然菲律宾以东的海表面气旋响应相比于观测并不显著，但在 $160^{\circ}\text{E}/10^{\circ}\text{N}$ 附近出现了海表面风场的辐合（图 7-6b）。虽然没有出现明显的气旋性响应，只

有风场辐合的特征，但海表面风应力旋度的改变模式与观测中的情况十分相似，都表现出近赤道区域的风应力旋度负异常，而其北侧出现正异常。观测中已经指出，这种形态对维持异常向赤的 Sverdrup 运输非常重要。

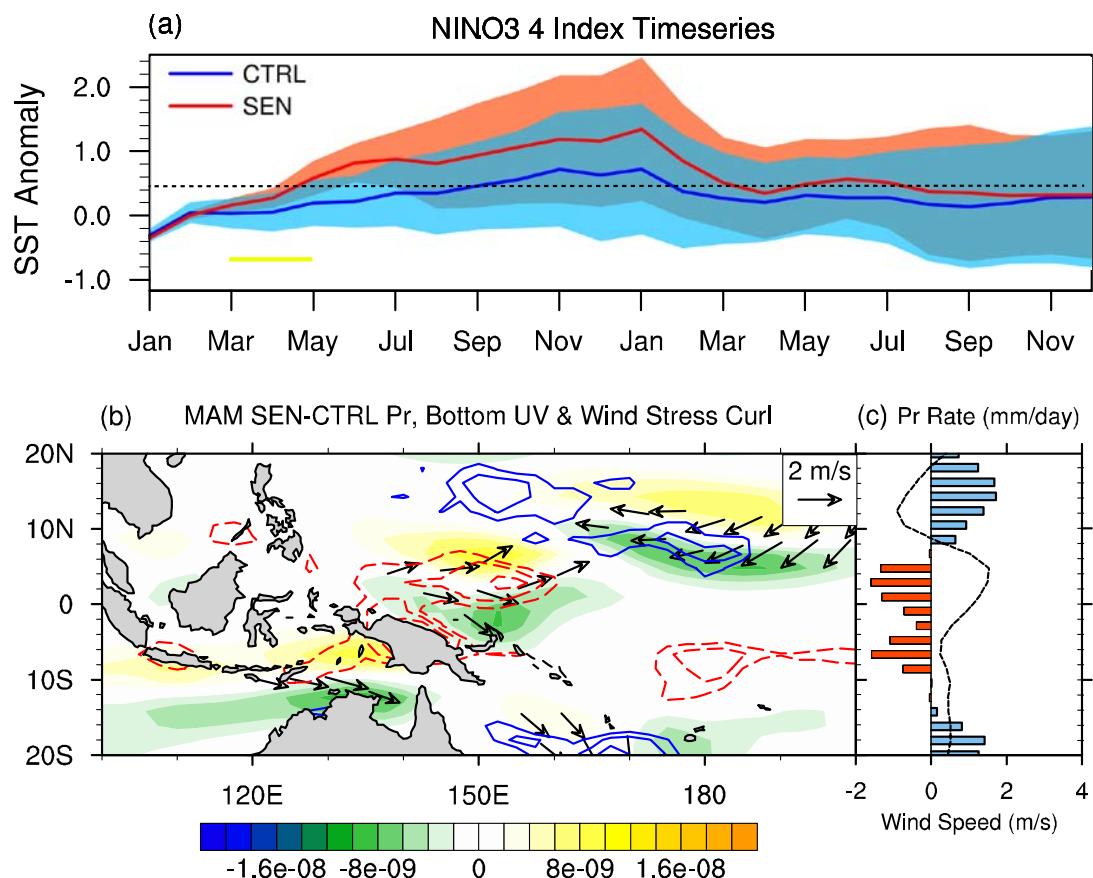


图 7-6 (a) ONI 异常在控制实验组和敏感性实验组的演化序列。蓝色和红色实线分别代表控制实验和敏感性实验各自 25 个成员的平均值；蓝色填色范围和红色填色范围分别代表控制实验和敏感性实验组各自加减一个标准差的范围。第一年 3 到 5 月的黄色横线代表修改对流加热的时段。(b) 敏感性实验和控制实验组平均在北半球春季模式底层风场（矢量箭头, m/s)、风应力旋度（填色, N/m³）和降水（蓝色和红色等值线, 间隔 1.0mm/day) 的差异。其中矢量箭头仅标注出通过 90% 置信度检验的区域。(c) 敏感性实验与控制实验在 150°E–180° 纬向平均的降水和海表面风场中的差异。降水差异用柱状图表示, 风场差异用虚线表示。

上述模式实验中验证了，热带西太平洋的倒 C 字形异常对流加热结合海洋性大陆异常对流加热能够改变海表面风场环流，并进一步造成混合层洋流的变化，继而影响艾克曼输运与洋区的 Sverdrup 输运，有利于暖水在赤道西太平洋到中太平洋一带异常堆积。因此，该分布形态独特的对流活动异常，是否能够作为预报因子去预测接下来厄尔尼诺事件的强度和持续时间呢？

基于上述考虑，进一步将 2014–2016 超级厄尔尼诺现象作为案例进行分析，以了解北半球春季特殊的对流分布形态是否可以作为前驱预测信号。2014 年初，随着 Niño3.4 海区 SST 的不断升高，学术界和各国业务部门都预测当时的厄尔尼诺状态很有可能进一步发展为超级厄尔尼诺事件，与灾难性的 1997–1998 厄尔尼诺事件相媲美（Tollefson 2014）。然而，大多数预测都失败了，超级厄尔尼诺事件并没有在 2014 年冬季出现，而是在 2015 年姗姗来迟（图 7-7a）。因此，图 7-7b 考察 2015 年春季平均的降水、海表面风和风应力旋度与 2014 年的差别，可以发现这三个气象要素的分布与图 7-4 中的分布形态十分相似，尤其是对流异常的分布，出现北热带辐合带增强-海洋性大陆减弱-南半球辐合带增强的特征。这一结果表明，厄尔尼诺发生年的春季对流-海表面风场的耦合特征对接下来厄尔尼诺的发展具有重要的指示意义。可以推断，正是因为 2014 年春季没有出现这种对流-风场耦合，尤其是没有对流异常的存在，因此近赤道地区海表面风场并不利于赤道暖水的异常堆积，而 2015 年的对流-风场耦合模式，如前所述，十分有利于近赤道暖水堆积，尤其是热带西太平洋上与对流异常相伴的西风爆发，可以通过暖性开尔文波使得近赤道堆积的暖水东传，因此超级厄尔尼诺在 2015 年姗姗来迟。2015 年春季相比于 2014 年春季，热带西太平洋区域海表面风应力旋度并没有太大差异，意味着异常向赤的次表层风生洋流差异并不大（图 7-7b），Sverdrup 输运对赤道异常暖水的堆积并不是 2014 年无法发展出超级厄尔尼诺的原因。最后，2015 年西风爆发对厄尔尼诺演化发展的作用，也经过了敏感性实验的验证，通过在上述模式 262 年实验组中让模式春季海表面风场逼近（Nudging）2015 年春季观测的海表面风场，同样也可以得到与图 7-6a 中加入对流异常类似的厄尔尼诺演化发展。因此，2015 年春季西太平洋地区异常的对流形态所激发的海表面风场响应，对这次超级厄尔尼诺的形成有重要作用，而 2014 年春季，并没有这种有利条件的出现。

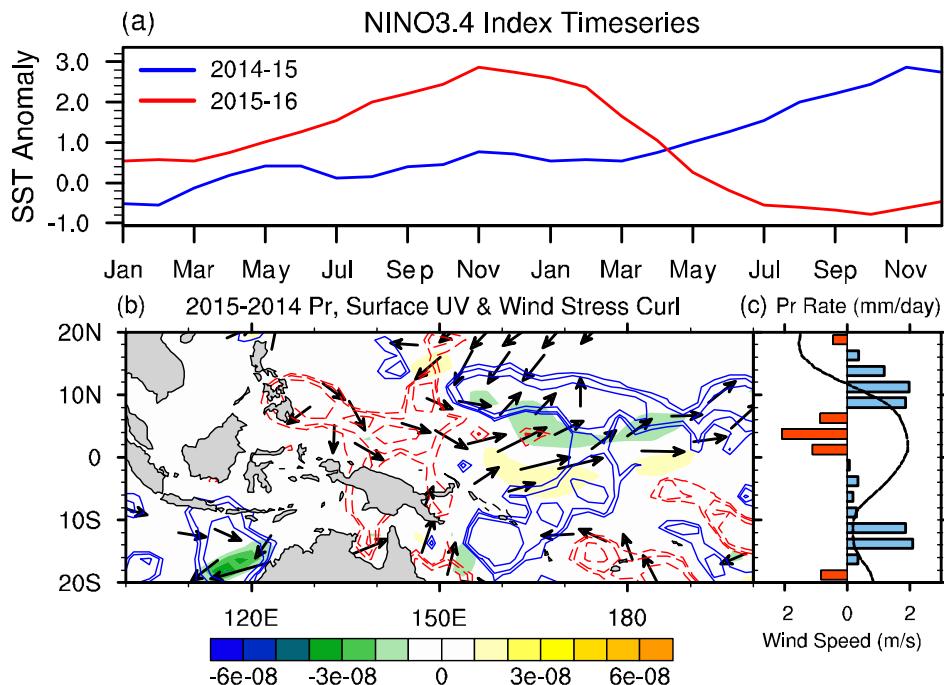


图 7-7 (a) 蓝色实线代表 2014–2015 年 Niño3.4 海区 SST 异常的时间序列；红色实线代表 2015–2016 年 Niño3.4 海区 SST 异常的时间序列。(b) 2015 年春季与 2014 年春季热带西太平洋海表面风场（矢量箭头，仅绘出风速大于 0.5m/s 的区域），降水（红色和蓝色等值线，间隔 0.5 mm/day），和风应力旋度 (N/m^3) 的差异。(c) 2015 年春季与 2014 年春季，热带西太平洋 150°E–180° 维向平均的降水和海表面风场中的差异。降水差异用柱状图表示，风场差异用虚线表示。

既然春季西太平洋一带对流异常对接下来厄尔尼诺的发展有如此好的指示意义，为了获得潜在的预测因子，进一步分析了 Niño3.4 海区冬季平均（当年 12 月-次年 1 月-次年 2 月） SST 异常与对流异常指数 $I = (P_A + P_B) / 2 - P_C$ 之间的关系，其中 P_A , P_B , P_C 分别代表图 7-4a 中 A、B、C 三个虚线框内的当年春季平均降水量。Niño3.4 海区 SST 异常与降水指数 I 的散点关系如图 7-8 所示，降水指数 I 和后冬 Niño3.4 海区 SST 异常之间的相关系数高达 0.61，证明北半球春季热带西太平洋对流活动异常模式可以作为冬季 ENSO 事件状态的预测指标。此外，即便在拉尼娜状态下，这种关系甚至依然可以成立。

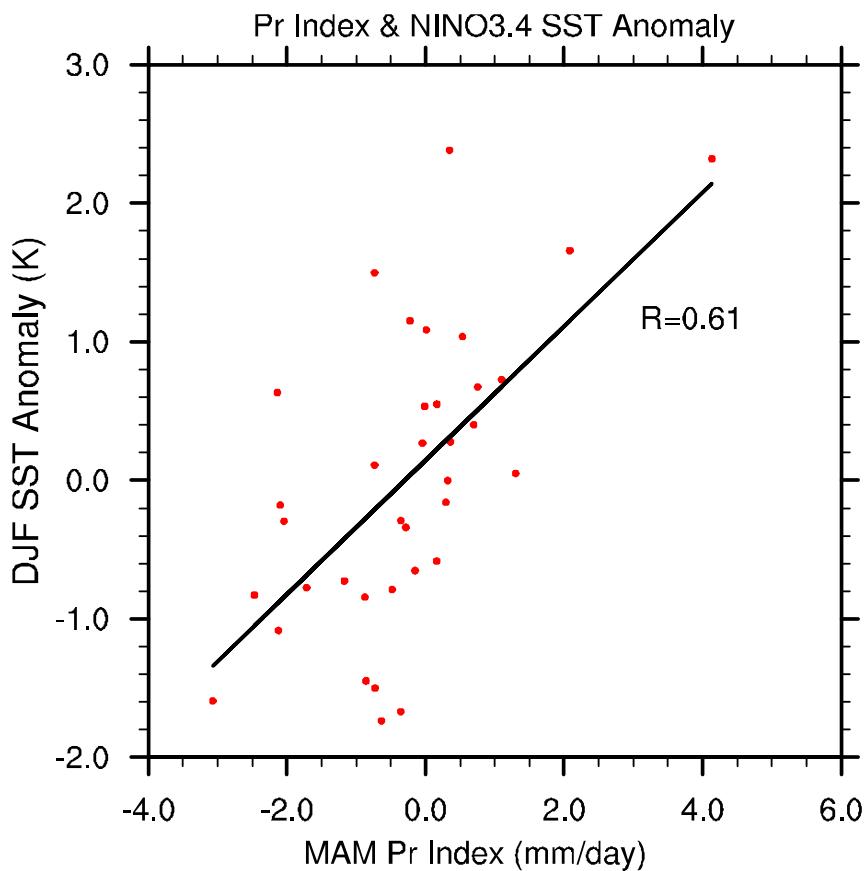


图 7-8 北半球春季热带西太平洋关键对流改变区降水指数 (mm/day) 与冬季 Niño3.4 海区 SST 异常 (K) 之间的线性回归图

7.4 小结与讨论

在本章内容中，根据厄尔尼诺事件的持续时间将其分类为长事件和短事件。结果表明，长厄尔尼诺事件发生时间更早，其较长的持续性和较强的峰值 SST 异常可以归因于北半球春季热带西太平洋地区持续的海面风场异常，而这一风场持续异常的产生与菲律宾以东热带辐合带-海洋性大陆-南半球辐合带持续的对流活动异常相关。观测和模式结果均表明，长厄尔尼诺事件中，对流加热异常引起的广泛海表面西风异常通过两种机制影响随后的厄尔尼诺事件。首先，春季广泛的赤道异常西风通过强迫暖性开尔文波向东传播暖水。其次，由于北半球对流加热的增强位置位于气候态热带辐合带的北侧，该处加热和海洋性大陆上受抑制对流加热引起关于赤道不对称的广泛异常西风，这种经向宽广的西风异常显著降低了热带西太平洋低纬度平均东风的经向切变，因此，该区域风应力旋度出现负异常，使得热带海洋存在异常向赤道的 Sverdrup 运输，有利于赤道暖水的堆积，并加深了温跃层。

通过在全耦合的 CESM1.2.2 基线模拟中选取模式内生的、具有良好季节锁相表现的厄尔尼诺年，利用初始场扰动和海表面西风强迫使模式厄尔尼诺状态维持，设计了集合实验讨论对流异常的作用。当在敏感性实验组对流关键区引入对流加热异常强迫之后，模式响应结果同样支持对流->风场->海洋异常环流->厄尔尼诺强度的影响机制链。最后，对 2015–2016 超级厄尔尼诺事件做了案例分析，发现在 2014 年北半球春季，热带西太平洋没有发生类似长厄尔尼诺事件中合成得到的对流异常分布，而 2015 年对流异常特征非常显著，预报的超级厄尔尼诺也在 2015 年姗姗来迟。

受案例分析启发，定义了北半球春季西太平洋地区的对流异常指数考察它与 1979 年以来历次 ENSO 事件强度的关系，结果显示北半球春季热带西太平洋区域对流活动的异常模态可以作为冬季 ENSO 事件状态的预测指标，相关系数高达 0.61。因此，热带西太平洋上的春季对流异常模态作为潜在预报因子，有助于“桥接”春季预报障碍。

本章研究结果强调了对流异常在厄尔尼诺事件发展早期的“充电”做作用。但是，仍有几个问题需要回答。首先，对流异常的区域通常在热带西太平洋宽阔的辐合带洋面上空，在季节循环上，热带西太平洋季风尚未到达爆发阶段，因此很难直接与本章最初的动机联系起来：季风系统与 ENSO 的关系。然而，海洋性大陆降水减少的趋势和 ITCZ 的北移可能反映了气候系统从冬季到夏季的快速换季 (Chang et al. 2005)。继 Xu and Chan (2001) 之后，最近的研究也强调了亚洲-澳大利亚季风区的异常辐合，对厄尔尼诺现象成熟之前热带西太平洋表面异常西风有重要影响（例如 Zheng et al. 2014）。其次，本研究仅仅抽取了北半球春季作为研究时段，无法揭示这种对流异常现象的驱动因素。在季节内到季节时间尺度上，有研究表明，Madden-Julian 振荡甚至热带外的强迫过程可能通过扩大西风异常强迫的纬向范围并产生更强的开尔文波来触发厄尔尼诺事件（例如 Bergman et al. 2001; Hong et al. 2017）。此外，还有证据表明印度洋偶极子也可以跨洋盆作用改变太平洋 ENSO 演变轨迹 (Saji and Yamagata 2003; Kug and Kang 2006; Cai et al. 2011)。在本章的研究中，需要注意海洋性大陆降水减少和暖池东移、暖池东部对流的增强也符合厄尔尼诺事件期间的响应。因此，在厄尔尼诺事件的早期阶段，如果对流分布和热带西太平洋面风场模式符合本章给出的结果，

海气系统本身可能存在一种自我维持机制，通过增强的对流强度-海表面风场异常-海洋环流异常来加强和延长厄尔尼诺暖事件（Cai 2003）

第八章 总结和展望

8.1 主要结论

热带西太平洋水域辽阔，大小岛屿星罗棋布，边缘海连绵迤逦，其广阔的高海温塑造了全球范围内热带积云对流活动最旺盛的区域。热带积云对流活动所释放的潜热加热能够塑造大气环流，其活动异常同样产生环流异常，影响其他区域气候。气候变化背景下，伴随着近赤道地区 SST 的上升，热带西太平洋对流活动也发生增强，但是该变化有明显的季节依赖性，其长时间尺度上的改变以及与纬向翻转环流的关系依然存在较大不确定性。

本论文跳出几十年尺度以上气候研究中着眼于年平均、冬夏季平均、全球平均的框架，锁定春季窗口期和热带西太平洋积云对流活动关键区，自底向上讨论气候变化背景下大气对流活动改变的影响。研究过程中开发了气候模式中的物理量倾向强迫模块，通过模式运行流接口实现了周期强迫和逼近等技术方案，更讨论了不同复杂度层级下的气候系统响应。论文从季节窗口期、关键区域入手，自底向上探讨了积云对流变化对环流的影响和指示作用；提出热带西太平洋对流活动对 ENSO 发展的潜在影响和其机理。这里，将本论文的研究结论总结为以下三方面：

(一) 过去 30 多年里，热带西北太平洋降水量增加，增加幅度达到春季气候态降雨量的 40% 以上，而中国南方春季降水在有卫星观测以来的近 30 多年里呈显著下降趋势，核心区减少趋势已接近春季气候态降水的 30%。统计上，热带西太平洋与中国南方地区的春季降水量相关系数在年际尺度上高达 -0.48。为了验证这一相关关系背后是否存在物理机制联系，理想模式模拟和全耦合实验发现，春季热带西太平洋增强的对流加热能够导致局地海平面气压下降，对流层低层气旋式响应、湿空气辐合和上升运动，同时翻转环流的下沉支锁定在中国南方地区。绝热下沉运动及边界层内风场辐散，在局地蒸发量、大气柱总可降水量没有发生明显变化的情况下，使得春季中国南方地区整层大气的水汽动力辐合减弱，降水减少。尽管这一热力响应过程会受到天气尺度波动的调制，但是在春季的基本环流下，中国南方地区的下沉运动持续涌现。这一快速的热力-动力机制，不仅在天气-季节内-年际时间尺度内有效，更通过影响平均风引起水汽辐合的减少，从

而影响中国南方地区春季降水的长期变化。

(二) 由于卫星观测时代以来, 热带西太平洋地区积云对流活动的增强在春季最为显著, 因此, 为了解更长时间尺度上春季积云对流活动的变化趋势, 对两套二十世纪再分析数据, ICOADS 船舶观测数据和基于台站雨量筒观测的 GPCC 陆地降水数据进行分析。结果表明, 在 20 世纪中, 春季热带西太平洋降雨量和总云量增加了 15%–20%。该信号有明显的季节性依赖性, 仅在北半球春季出现一致显著的增加。上述对流增强趋势并不依赖于热带太平洋纬向 SST 梯度的增强, 大气环流模式在 ERSST 数据(热带太平洋纬向 SST 梯度没有显著变化)的强迫下, 依然出现热带西太平洋地区对流活动增强的响应。因此, 1901–2010 年间, 整个热带海洋相对均匀的增暖即可造成热带西太平洋的对流增强。理想干动力核阵列实验结果表明, 只有热带西太平洋积云对流加热增强的中心位于赤道附近、且对流系统高度组织时, 与之对应的太平洋信风增强才是显著的。20 世纪积云对流增强对太平洋信风变化的指示意义, 高度依赖于积云对流的组织形态和水平分布, 而这仍需要对降水数据的深度挖掘以获得可靠结论。

(三) 最后, 为更深层次探讨热带太平洋对流活动与热带大气环流的关系, 论文研究了热带西太平洋地区的对流活动对 ENSO 的调制作用。结果表明, 长厄尔尼诺事件发生时间更早, 其较长的持续性和较强的峰值 SST 异常, 可以归因于北半球春季热带西太平洋地区持续的海面风场异常。而该风场持续异常与菲律宾以东热带辐合带-海洋性大陆-南半球辐合带持续的对流活动异常相关。观测和模式结果均表明, 长厄尔尼诺事件中, 对流加热异常引起的广泛海表面西风异常可以通过两种机制影响随后的厄尔尼诺事件。首先, 春季广泛的赤道异常西风通过强迫暖性海洋开尔文波向东传播暖水。其次, 由于北半球积云对流增强位置位于气候态热带辐合带的北侧, 该处增强的对流活动结合海洋性大陆上受抑制的对流活动, 引起关于赤道非对称的经向大范围异常西风, 这种经向宽广的西风异常显著降低了热带西太平洋低纬度平均东风的经向切变。因此, 该区域风应力旋度出现负异常, 使得热带海洋存在异常向赤道的 Sverdrup 运输, 有利于赤道暖水的堆积和温跃层加深。全耦合模式的响应结果同样支持该机制链。最后, 对 2015–2016 年超级厄尔尼诺事件的案例分析和事件强度回归分析均支持对流影响机制。因此, 热带西太平洋春季对流异常模态作为潜在预报因子, 有助于“桥

接”春季预报障碍。

8.2 讨论和展望

热带大气对流系统由于其对大尺度环境独特的加热效应，对全球大气环流的驱动和调整有举足轻重作用。在本论文主要研究结论中，强调了气候变化背景下，热带西太平洋春季对流活动的显著增强，在卫星观测以来对中国南方春季降水有抑制作用；回溯到整个二十世纪的百年尺度上，热带西太平洋对流活动增强是对局地 SST 升高的稳健响应，不受制于 SST 的纬向梯度变化。最后，热带西太平洋春季独特的对流分布形态，通过对海气耦合过程的调制，对随后厄尔尼诺持续时间和强度有指示性作用和影响。本论文的研究结果对绪论中提出的科学问题进行了解释，但依然存在其局限性和值得进一步探讨的问题：

(1) 尽管中国南方地区的春季干旱趋势受到热带西太平洋的深对流增强调控，但仍然不清楚热带西太平洋地区在过去 35 年里对流增强的深层次原因，自然变率和人类活动贡献各占几何难以定论。此外，热带西太平洋对流活动增强只能部分解释中国南方春季的降水减少。中纬度环流变化以及水汽分布变化的贡献同样值得讨论。此外，人类活动排放的气溶胶对该地春季降水又有怎样的影响，这些问题值得通过更全面的研究来解决。

(2) 在研究气候系统中具体环流子系统长期变化时，例如热带太平洋沃克环流长期变化，采用自顶向下的方法而忽略区域异质性和季节依赖性是值得商榷的思路。应用“自下而上”的思路，从具体的、区域的信号上溯追寻大尺度环流的改变，可以从当前的再分析和观测数据集中发现区域尺度上稳健的长期趋势线索。但是，“自下而上”的方法容易以偏概全，需要细致讨论归纳过程中无法消除的不确定性。因此，在结论中强调了二十世纪积云对流增强对太平洋信风变化的指示意义，高度依赖于积云对流的组织形态和水平分布，而这仍需要对降水数据的深度挖掘。

(3) 最后，在讨论春季热带西太平洋对流异常对厄尔尼诺事件发展的作用时，仅仅抽取了北半球春季作为研究的窗口期，但无法揭示这一时期对流异常现象的驱动因素。在季节内到季节时间尺度上，Madden-Julian 振荡甚至热带外的强迫过程可能起到触发作用。此外，还有证据表明印度洋偶极子也可以跨洋盆作用改变太平洋 ENSO 演变轨迹。这些因素的作用有待进一步研讨。

参考文献

- Adler, R., Sapiano, M., Huffman, G., Wang, J.J., Gu, G., Bolvin, D., Chiu, L., Schneider, U., Becker, A., Nelkin, E. and Xie, P., 2018. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly analysis (New Version 2.3) and a review of 2017 global precipitation. *Atmosphere*, 9(4), p.138.
- Annamalai, H., Hafner, J., Sooraj, K.P. and Pillai, P., 2013. Global warming shifts the monsoon circulation, drying South Asia. *Journal of Climate*, 26(9), pp.2701-2718.
- Bergman, J. W., H. H. Hendon, and K. M. Weickmann, 2001: Intraseasonal air-sea interactions at the onset of El Niño. *J. Climate*, 14, 1702-1719.
- Betts, A.K. and Ridgway, W., 1989. Climatic equilibrium of the atmospheric convective boundary layer over a tropical ocean. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(17), pp.2621-2641.
- Bretherton, C.S. and Park, S., 2009. A new moist turbulence parameterization in the Community Atmosphere Model. *Journal of Climate*, 22(12), pp.3422-3448.
- Cai, W., Sullivan, A. and T. Cowan, 2011. Interactions of ENSO, the IOD, and the SAM in CMIP3 Models. *J. Climate*, 24, 1688-1704.
- Camargo, S.J. and Sobel, A.H., 2005. Western North Pacific tropical cyclone intensity and ENSO. *Journal of Climate*, 18(15), pp.2996-3006.
- Cane, M.A., Zebiak, S.E. and Dolan, S.C., 1986. Experimental forecasts of EL Nino. *Nature*, 321(6073), p.827.
- Carton, J.A., Chepurin, G.A. and Chen, L., 2018. SODA3: A new ocean climate reanalysis. *Journal of Climate*, 31(17), pp.6967-6983.
- Chang, C.P., Wang, Z., Ju, J. and Li, T., 2004. On the relationship between western maritime continent monsoon rainfall and ENSO during northern winter. *Journal of Climate*, 17(3), pp.665-672.
- Chang, C.P., Wang, Z., McBride, J. and Liu, C.H., 2005. Annual cycle of Southeast Asia—Maritime Continent rainfall and the asymmetric monsoon transition. *Journal of Climate*, 18(2), pp.287-301.
- Chen, M., Xie, P., Janowiak, J.E. and Arkin, P.A., 2002. Global land precipitation: A 50-yr monthly analysis based on gauge observations. *Journal of Hydrometeorology*, 3(3), pp.249-266.
- Chiang, J.C., Zebiak, S.E. and Cane, M.A., 2001. Relative roles of elevated heating and surface temperature gradients in driving anomalous surface winds over tropical oceans. *Journal of the atmospheric sciences*, 58(11), pp.1371-1394.
- Collins, M., An, S.I., Cai, W., Ganachaud, A., Guilyardi, E., Jin, F.F., Jochum, M.,

- Lengaigne, M., Power, S., Timmermann, A. and Vecchi, G., 2010. The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño. *Nature Geoscience*, 3(6), p.391.
- Compo, G.P., Whitaker, J.S., Sardeshmukh, P.D., Matsui, N., Allan, R.J., Yin, X., Gleason, B.E., Vose, R.S., Rutledge, G., Bessemoulin, P. and Brönnimann, S., 2011. The twentieth century reanalysis project. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(654), pp.1-28.
- Cronin, T.W. and Emanuel, K.A., 2012. Rectification of the diurnal cycle over small islands in radiative-convective equilibrium. In Extended Abstracts, 30th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology.
- de Boyer Montégut, C., Madec, G., Fischer, A.S., Lazar, A. and Iudicone, D., 2004. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile - based climatology. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C12).
- Duan, A., Wu, G., Liu, Y., Ma, Y. and Zhao, P., 2012. Weather and climate effects of the Tibetan Plateau. *Advances in Atmospheric Sciences*, 29(5), pp.978-992.
- Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M.A., Balsamo, G., Bauer, D.P. and Bechtold, P., 2011. The ERA - Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656), pp.553-597.
- Ding, Y., and Chan, J.C., 2005. The East Asian summer monsoon: an overview. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 89(1-4), pp.117-142.
- Encyclopaedia Britannica, Inc, 1969. Encyclopædia britannica. Encyclopaedia Britannica, Incorporated.
- England, M. H., McGregor, S., Spence, P., Meehl, G. A., Timmermann, A., Cai, W., ... & Santoso, A. (2014). Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus. *Nature Climate Change*, 4(3), 222.
- Fan, H., Huang, B., Yang, S., Li, Z. and Deng, K., 2019. Seasonally-dependent impact of easterly wind bursts on the development of El Niño events. *Climate Dynamics*, pp.1-20.
- Feldstein, S.B., 2000. The timescale, power spectra, and climate noise properties of teleconnection patterns. *Journal of Climate*, 13(24), pp.4430-4440.
- Gadgil, S., Joseph, P.V. and Joshi, N.V., 1984. Ocean–atmosphere coupling over monsoon regions. *Nature*, 312(5990), p.141.
- Gill, A.E., 1980. Some simple solutions for heat - induced tropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(449), pp.447-462.
- Graham, N.E. and Barnett, T.P., 1987. Sea surface temperature, surface wind

- divergence, and convection over tropical oceans. *Science*, 238(4827), pp.657-659.
- Guo J, Su T, et al, 2017. Declining frequency of summertime local-scale precipitation over eastern China from 1970 to 2010 and its potential link to aerosols. *Geophys Res Lett*, 44(11): 5700-5708.
- Hauglustaine, D.A., Brasseur, G.P. and Levine, J.S., 1999. A sensitivity simulation of tropospheric ozone changes due to the 1997 Indonesian fire emissions. *Geophysical research letters*, 26(21), pp.3305-3308.
- Hauglustaine, D.A., Brasseur, G.P. and Levine, J.S., 1999. A sensitivity simulation of tropospheric ozone changes due to the 1997 Indonesian fire emissions. *Geophysical research letters*, 26(21), pp.3305-3308.
- He, B., Yang, S. and Li, Z., 2016. Role of atmospheric heating over the South China Sea and western Pacific regions in modulating Asian summer climate under the global warming background. *Climate Dynamics*, 46(9-10), pp.2897-2908.
- He, S., Yang, S. and Li, Z., 2017. Influence of latent heating over the Asian and western Pacific monsoon region on Sahel summer rainfall. *Scientific reports*, 7(1), p.7680.
- Held, I.M. and Soden, B.J., 2006. Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *Journal of climate*, 19(21), pp.5686-5699.
- Held, I.M. and Suarez, M.J., 1994. A proposal for the intercomparison of the dynamical cores of atmospheric general circulation models. *Bulletin of the american Meteorological society*, 75(10), pp.1825-1830.
- Henriques, S.T. and Borowiecki, K.J., 2017. The drivers of long-run CO₂ emissions in Europe, North America and Japan since 1800. *Energy Policy*, 101, pp.537-549.
- Ho, C.R., Yan, X.H. and Zheng, Q., 1995. Satellite observations of upper-layer variabilities in the western Pacific warm pool. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 76(5), pp.669-679.
- Holton, J.R., Wallace, J.M. and Young, J.A., 1971. On boundary layer dynamics and the ITCZ. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(2), pp.275-280.
- Holtslag, A.A.M. and Boville, B.A., 1993. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. *Journal of Climate*, 6(10), pp.1825-1842.
- Hong, C., H. Hsu, W. Tseng, M. Lee, C. Chow, and L. Jiang, 2017: Extratropical forcing triggered the 2015 Madden–Julian Oscillation–El Niño Event. *Sci. Rep.*, 7, 46692.
- Huang, B., Banzon, V.F., Freeman, E., Lawrimore, J., Liu, W., Peterson, T.C., Smith, T.M., Thorne, P.W., Woodruff, S.D. and Zhang, H.M., 2015. Extended reconstructed sea surface temperature version 4 (ERSST. v4). Part I: upgrades and intercomparisons. *Journal of climate*, 28(3), pp.911-930.

- Huang, J., Minnis, P., Lin, B., Yi, Y., Khaiyer, M.M., Arduini, R.F., Fan, A. and Mace, G.G., 2005. Advanced retrievals of multilayered cloud properties using multispectral measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D15).
- Huang, P., Xie, S.P., Hu, K., Huang, G. and Huang, R., 2013. Patterns of the seasonal response of tropical rainfall to global warming. *Nature Geoscience*, 6(5), p.357.
- Hurrell, J.W., Holland, M.M., Gent, P.R., Ghan, S., Kay, J.E., Kushner, P.J., Lamarque, J.F., Large, W.G., Lawrence, D., Lindsay, K. and Lipscomb, W.H., 2013. The community earth system model: a framework for collaborative research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(9), pp.1339-1360.
- Johnson, N.C. and Xie, S.P., 2010. Changes in the sea surface temperature threshold for tropical convection. *Nature Geoscience*, 3(12), p.842.
- Kain, J.S. and Fritsch, J.M., 1993. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. In *The representation of cumulus convection in numerical models* (pp. 165-170). American Meteorological Society, Boston, MA.
- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, S.K., Hnilo, J.J., Fiorino, M. and Potter, G.L., 2002. Ncep–doe amip-ii reanalysis (r-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(11), pp.1631-1644.
- Kao, H.Y. and Yu, J.Y., 2009. Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO. *Journal of Climate*, 22(3), pp.615-632.
- Kim, B.H. and Ha, K.J., 2015. Observed changes of global and western Pacific precipitation associated with global warming SST mode and mega-ENSO SST mode. *Climate dynamics*, 45(11-12), pp.3067-3075.
- Kim, B.H. and Ha, K.J., 2018. Changes in equatorial zonal circulations and precipitation in the context of the global warming and natural modes. *Climate Dynamics*, 51(11-12), pp.3999-4013.
- Kormann, R. and Meixner, F.X., 2001. An analytical footprint model for non-neutral stratification. *Boundary-Layer Meteorology*, 99(2), pp.207-224.
- Kug, J.S. and Kang, I.S., 2006. Interactive feedback between ENSO and the Indian Ocean. *Journal of climate*, 19(9), pp.1784-1801.
- Kug, J.S., Jin, F.F. and An, S.I., 2009. Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño. *Journal of Climate*, 22(6), pp.1499-1515.
- Kumar, A., M. Chen, Y. Xue, and D. Behringer, 2015: An analysis of the temporal evolution of ENSO prediction skill in the context of the equatorial Pacific Ocean observing system. *Mon. Wea. Rev.*, 143, 3204-3213.
- L'Heureux, M.L., Lee, S. and Lyon, B., 2013. Recent multidecadal strengthening of the Walker Circulation across the tropical Pacific. *Nature Climate Change*, 3(6), p.571.

- Latif, M., 2001. Tropical Pacific/Atlantic Ocean interactions at multi - decadal time scales. *Geophysical Research Letters*, 28(3), pp.539-542.
- Latif, M., Anderson, D., Barnett, T., Cane, M., Kleeman, R., Leetmaa, A., O'Brien, J., Rosati, A. and Schneider, E., 1998. A review of the predictability and prediction of ENSO. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C7), pp.14375-14393.
- Lau, K.M. and Yang, S., 1996. Seasonal variation, abrupt transition, and intraseasonal variability associated with the Asian summer monsoon in the GLA GCM. *Journal of Climate*, 9(5), pp.965-985.
- Lau, N.C. and Nath, M.J., 1994. A modeling study of the relative roles of tropical and extratropical SST anomalies in the variability of the global atmosphere-ocean system. *Journal of Climate*, 7(8), pp.1184-1207.
- Leathers, D.J., Yarnal, B. and Palecki, M.A., 1991. The Pacific/North American teleconnection pattern and United States climate. Part I: Regional temperature and precipitation associations. *Journal of Climate*, 4(5), pp.517-528.
- Lee, H.T., Schreck, C.J. and Knapp, K.R., 2014. September. Generation of the daily OLR climate data record. In *Proceedings of the EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*, Geneva, Switzerland (pp. 22-26).
- Lee, T. and McPhaden, M.J., 2010. Increasing intensity of El Niño in the central - equatorial Pacific. *Geophysical Research Letters*, 37(14).
- Li, Y., Chen, Q., Liu, X., Li, J., Xing, N., Xie, F., Feng, J., Zhou, X., Cai, H. and Wang, Z., 2019. Long - term trend of the tropical Pacific trade winds under global warming and its causes. *Journal of Geophysical Research: Oceans*.
- Li, Z., Yang, S., He, B. and Hu, C., 2016. Intensified springtime deep convection over the South China Sea and the Philippine Sea dries southern China. *Scientific reports*, 6, p.30470.
- Lim, Y.K., Kovach, R.M., Pawson, S. and Vernieres, G., 2017. The 2015/16 El Niño event in context of the MERRA-2 reanalysis: A comparison of the tropical Pacific with 1982/83 and 1997/98. *Journal of climate*, 30(13), pp.4819-4842.
- Lin, S.J. and Rood, R.B., 1996. Multidimensional flux-form semi-Lagrangian transport schemes. *Monthly Weather Review*, 124(9), pp.2046-2070.
- LinHo, L.H., Huang, X. and Lau, N.C., 2008. Winter-to-spring transition in East Asia: a planetary-scale perspective of the South China spring rain onset. *Journal of Climate*, 21(13), pp.3081-3096.
- Liu, Z., Vavrus, S., He, F., Wen, N. and Zhong, Y., 2005. Rethinking tropical ocean response to global warming: The enhanced equatorial warming. *Journal of Climate*, 18(22), pp.4684-4700.
- Lu, P. and McCreary Jr, J.P., 1995. Influence of the ITCZ on the flow of thermocline water from the subtropical to the equatorial Pacific Ocean. *Journal of physical*

- oceanography, 25(12), pp.3076-3088.
- Ma, S. and Zhou, T., 2016. Robust strengthening and westward shift of the tropical Pacific Walker Circulation during 1979–2012: a comparison of 7 sets of reanalysis data and 26 CMIP5 models. *Journal of Climate*, 29(9), pp.3097-3118.
- MacMynowski, D.G. and Tziperman, E., 2008. Factors affecting ENSO's period. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(5), pp.1570-1586.
- Matsuno, T., 1966. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 44(1), pp.25-43.
- McGregor, S., Timmermann, A., Jin, F.F. and Kessler, W.S., 2016. Charging El Niño with off-equatorial westerly wind events. *Climate dynamics*, 47(3-4), pp.1111-1125.
- McGregor, S., Ramesh, N., Spence, P., England, M.H., McPhaden, M.J. and Santoso, A., 2013. Meridional movement of wind anomalies during ENSO events and their role in event termination. *Geophysical Research Letters*, 40(4), pp.749-754.
- McGregor, S., Timmermann, A., Stuecker, M.F., England, M.H., Merrifield, M., Jin, F.F. and Chikamoto, Y., 2014. Recent Walker circulation strengthening and Pacific cooling amplified by Atlantic warming. *Nature Climate Change*, 4(10), p.888.
- McPhaden, M.J., 2012. A 21st century shift in the relationship between ENSO SST and warm water volume anomalies. *Geophysical research letters*, 39(9).
- Moorthi, S. and Suarez, M.J., 1992. Relaxed Arakawa-Schubert. A parameterization of moist convection for general circulation models. *Monthly Weather Review*, 120(6), pp.978-1002.
- Morss, R.E. and Battisti, D.S., 2004. Designing efficient observing networks for ENSO prediction. *Journal of climate*, 17(16), pp.3074-3089.
- Neelin, J.D., Jin, F.F. and Syu, H.H., 2000. Variations in ENSO phase locking. *Journal of Climate*, 13(14), pp.2570-2590.
- Nitta, T., 1987. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 65(3), pp.373-390.
- Oppenheimer, C., 2003. Climatic, environmental and human consequences of the largest known historic eruption: Tambora volcano (Indonesia) 1815. *Progress in physical geography*, 27(2), pp.230-259.
- Poli, P., Hersbach, H., Dee, D.P., Berrisford, P., Simmons, A.J., Vitart, F., Laloyaux, P., Tan, D.G., Peubey, C., Thépaut, J.N. and Trémolet, Y., 2016. ERA-20C: An atmospheric reanalysis of the twentieth century. *Journal of Climate*, 29(11), pp.4083-4097.

- Qian, J.H., 2008. Why precipitation is mostly concentrated over islands in the Maritime Continent. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(4), pp.1428-1441.
- Qian, J.H., Robertson, A.W. and Moron, V., 2013. Diurnal cycle in different weather regimes and rainfall variability over Borneo associated with ENSO. *Journal of Climate*, 26(5), pp.1772-1790.
- Qian, W. and Qin, A., 2006. Spatial-temporal characteristics of temperature variation in China. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 93(1-2), pp.1-16.
- Qu, T., Du, Y., Strachan, J., Meyers, G. and Slingo, J., 2005. Sea Surface Temperature and its Variability. *Oceanography*, 18(4), p.50.
- Rayner, N.A.A., Parker, D.E., Horton, E.B., Folland, C.K., Alexander, L.V., Rowell, D.P., Kent, E.C. and Kaplan, A., 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D14).
- Reynolds, R.W., Smith, T.M., Liu, C., Chelton, D.B., Casey, K.S. and Schlax, M.G., 2007. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *Journal of Climate*, 20(22), pp.5473-5496.
- Richter, I. and Xie, S.P., 2008. Muted precipitation increase in global warming simulations: A surface evaporation perspective. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D24).
- Rodwell, M.J. and Hoskins, B.J., 1996. Monsoons and the dynamics of deserts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122(534), pp.1385-1404.
- Rodwell, M.J. and Hoskins, B.J., 2001. Subtropical anticyclones and summer monsoons. *Journal of Climate*, 14(15), pp.3192-3211.
- Ropelewski, C.F. and Halpert, M.S., 1989. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. *Journal of climate*, 2(3), pp.268-284.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D. and Liu, H., 2010. The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(8), pp.1015-1058.
- Saji, N.H. and Yamagata, T., 2003. Possible impacts of Indian Ocean dipole mode events on global climate. *Climate Research*, 25(2), pp.151-169.
- Schneider, U., Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Ziese, M. and Rudolf, B., 2014. GPCC's new land surface precipitation climatology based on quality-controlled in situ data and its role in quantifying the global water cycle. *Theoretical and Applied Climatology*, 115(1-2), pp.15-40.
- Smith, S.D., 1988. Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *Journal of Geophysical*

- Research: Oceans, 93(C12), pp.15467-15472.
- Smith, T.M., Arkin, P.A., Ren, L. and Shen, S.S., 2012. Improved reconstruction of global precipitation since 1900. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 29(10), pp.1505-1517.
- Sohn, B.J., Yeh, S.W., Schmetz, J. and Song, H.J., 2013. Observational evidences of Walker circulation change over the last 30 years contrasting with GCM results. *Climate Dynamics*, 40(7-8), pp.1721-1732.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Averyt, K. and Marquis, M. eds., 2007. Climate change 2007-the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC (Vol. 4). Cambridge university press.
- Solomon, A. and Newman, M., 2012. Reconciling disparate twentieth-century Indo-Pacific ocean temperature trends in the instrumental record. *Nature Climate Change*, 2(9), p.691.
- Stocker, T. ed., 2014. Climate change 2013: the physical science basis: Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.
- Telford, P.J., Braesicke, P., Morgenstern, O. and Pyle, J.A., 2008. Description and assessment of a nudged version of the new dynamics Unified Model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(6), pp.1701-1712.
- Terray, P., Masson, S., Prodhomme, C., Roxy, M.K. and Sooraj, K.P., 2016. Impacts of Indian and Atlantic oceans on ENSO in a comprehensive modeling framework. *Climate dynamics*, 46(7-8), pp.2507-2533.
- Tokinaga, H., Xie, S.P., Deser, C., Kosaka, Y. and Okumura, Y.M., 2012. Slowdown of the Walker circulation driven by tropical Indo-Pacific warming. *Nature*, 491(7424), p.439.
- Tollefson, J., 2014. El Niño tests forecasters. *Nature*, 508(7494), pp.20-21.
- Torrence, C. and Webster, P.J., 1998. The annual cycle of persistence in the El Niño/Southern Oscillation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 124(550), pp.1985-2004.
- Trenberth, K.E., Branstator, G.W., Karoly, D., Kumar, A., Lau, N.C. and Ropelewski, C., 1998. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C7), pp.14291-14324.
- Vecchi, G.A., Soden, B.J., Wittenberg, A.T., Held, I.M., Leetmaa, A. and Harrison, M.J., 2006. Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing. *Nature*, 441(7089), p.73.
- Vecchi, G.A. and Soden, B.J., 2007. Global warming and the weakening of the tropical circulation. *Journal of Climate*, 20(17), pp.4316-4340.

- Wang, B., 1988. Dynamics of tropical low-frequency waves: An analysis of the moist Kelvin wave. *Journal of the atmospheric sciences*, 45(14), pp.2051-2065.
- Wang, B., 2002. Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. *Journal of Climate*, 15(4), pp.386-398.
- Wang, B., Wu, R. and Fu, X., 2000. Pacific–East Asian teleconnection: how does ENSO affect East Asian climate?. *Journal of Climate*, 13(9), pp.1517-1536.
- Wang, B., Wu, R. and Lau, K.M., 2001. Interannual variability of the Asian summer monsoon: Contrasts between the Indian and the western North Pacific–East Asian monsoons. *Journal of climate*, 14(20), pp.4073-4090.
- Wang, B., Wu, R. and Lukas, R., 1999. Roles of the western North Pacific wind variation in thermocline adjustment and ENSO phase transition. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 77(1), pp.1-16.
- Wang, C., 2004. ENSO, Atlantic climate variability, and the Walker and Hadley circulations. In *The Hadley circulation: Present, past and future* (pp. 173-202). Springer, Dordrecht.
- Wang, G., Sun, S. and Mei, R., 2011. Vegetation dynamics contributes to the multi - decadal variability of precipitation in the Amazon region. *Geophysical Research Letters*, 38(19).
- Webster, P.J., 1995. The annual cycle and the predictability of the tropical coupled ocean-atmosphere system. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 56(1-2), pp.33-55.
- Webster, P.J. and Yang, S., 1992. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 118(507), pp.877-926.
- Webster, P.J., Holland, G.J., Curry, J.A. and Chang, H.R., 2005. Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, 309(5742), pp.1844-1846.
- Wood, R. and Bretherton, C.S., 2006. On the relationship between stratiform low cloud cover and lower-tropospheric stability. *Journal of climate*, 19(24), pp.6425-6432.
- Worley, S.J., Woodruff, S.D., Reynolds, R.W., Lubker, S.J. and Lott, N., 2005. ICOADS release 2.1 data and products. *International Journal of Climatology*, 25(7), pp.823-842.
- Wu, G., He, B., Liu, Y., Bao, Q. and Ren, R., 2015. Location and variation of the summertime upper-troposphere temperature maximum over South Asia. *Climate Dynamics*, 45(9-10), pp.2757-2774.
- Wu, R. and Wang, B., 2001. Multi-stage onset of the summer monsoon over the western North Pacific. *Climate Dynamics*, 17(4), pp.277-289.

- Xie, P. and Arkin, P.A., 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(11), pp.2539-2558.
- Xie, S.P., Deser, C., Vecchi, G.A., Ma, J., Teng, H. and Wittenberg, A.T., 2010. Global warming pattern formation: Sea surface temperature and rainfall. *Journal of Climate*, 23(4), pp.966-986.
- Xie, S.P., Hu, K., Hafner, J., Tokinaga, H., Du, Y., Huang, G. and Sampe, T., 2009. Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during the summer following El Niño. *Journal of Climate*, 22(3), pp.730-747.
- Yanai, M., Esbensen, S. and Chu, J.H., 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 30(4), pp.611-627.
- Yang, S. and Lau, K.M., 1998. Influences of sea surface temperature and ground wetness on Asian summer monsoon. *Journal of Climate*, 11(12), pp.3230-3246.
- Yang, S. and Webster, P.J., 1990. The effect of summer tropical heating on the location and intensity of the extratropical westerly jet streams. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 95(D11), pp.18705-18721.
- Yasunari, T., 1991. The monsoon year—A new concept of the climatic year in the Tropics. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 72(9), pp.1331-1338.
- Yim, B.Y., Yeh, S.W., Song, H.J., Dommenget, D. and Sohn, B.J., 2017. Land - sea thermal contrast determines the trend of Walker circulation simulated in atmospheric general circulation models. *Geophysical Research Letters*, 44(11), pp.5854-5862.
- Yu, J.Y., Sun, F. and Kao, H.Y., 2009. Contributions of Indian Ocean and monsoon biases to the excessive biennial ENSO in CCSM3. *Journal of Climate*, 22(7), pp.1850-1858.
- Yu, J.Y., Zou, Y., Kim, S.T. and Lee, T., 2012. The changing impact of El Niño on US winter temperatures. *Geophysical Research Letters*, 39(15).
- Zhang, D., Huang, J., Guan, X., Chen, B. and Zhang, L., 2013. Long-term trends of precipitable water and precipitation over the Tibetan Plateau derived from satellite and surface measurements. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 122, pp.64-71.
- Zhang, G.J. and McFarlane, N.A., 1995. Role of convective scale momentum transport in climate simulation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 100(D1), pp.1417-1426.
- Zhao, S., Li, J., Li, Y., Jin, F.F. and Zheng, J., 2019. Interhemispheric influence of Indo-Pacific convection oscillation on Southern Hemisphere rainfall through southward propagation of Rossby waves. *Climate Dynamics*, 52(5-6),

pp.3203-3221.

Zheng, J., Liu, Q., Wang, C. and Zheng, X.T., 2013. Impact of heating anomalies associated with rainfall variations over the Indo-Western Pacific on Asian atmospheric circulation in winter. *Climate dynamics*, 40(7-8), pp.2023-2033.

Zheng, Y., Zhang, R. and Bourassa, M.A., 2014. Impact of East Asian winter and Australian summer monsoons on the enhanced surface westerlies over the western tropical Pacific Ocean preceding the El Niño onset. *Journal of Climate*, 27(5), pp.1928-1944.

Zhu, Z. and Li, T., 2016. A new paradigm for continental US summer rainfall variability: Asia–North America teleconnection. *Journal of Climate*, 29(20), pp.7313-7327.

巢清尘, 巢纪平. 热带西太平洋和东印度洋对 ENSO 发展的影响[J]. 自然科学进展: 国家重点实验室通讯, 2001, 11(12): 1293-1300.

陈城, 谷德高, 卢洋. 1960—2009 年武汉城区与郊区气候季节的变化[J]. 气象, 2015, 31(1).

丁一汇. 人类活动与全球气候变化及其对水资源的影响[J]. 中国水利, 2008, 2(8): 20-27.

龚道溢. 气候变暖与我国夏季洪涝灾害风险[J]. 自然灾害学报, 1999, 8(3): 30-37.

黄荣辉, 皇甫静亮, 刘永, 等. 西太平洋暖池对西北太平洋季风槽和台风活动影响过程及其机理的最近研究进展[J]. 大气科学, 2016, 40(5): 877-896.

李崇银. 大气中的季节内振荡[J]. 大气科学, 1990, 14(1): 32-45.

李建平, 任荣彩, 齐义泉, 等. 亚洲区域海—陆—气相互作用对全球和亚洲气候变化的作用研究进展[J]. 大气科学, 2013, 37(2): 518-538.

李建平, 丑纪范. 非线性大气动力学的进展[J]. 大气科学, 2003, 27(4): 653-673.

李天德, 宗建亮, 熊豪. 石油危机对世界经济周期性波动的影响[J]. 国际贸易问题, 2008, 1: 3-7.

刘秦玉, 李春, 胡瑞金. 北太平洋的年代际振荡与全球变暖[J]. 气候与环境研究, 2010, 15(2): 217-224.

王会军, 范可, 孙建奇, 等. 关于西太平洋台风气候变异和预测的若干研究进展[D]., 2007.

王会军, 范可. 东亚季风近几十年来的主要变化特征[J]. 大气科学, 2013, 37(2): 313-318.

王林, 陈文, 冯瑞权, 等. 北太平洋涛动的季节演变及其与我国冬春气候异常的联系[J]. 大气科学, 2011, 35(3): 393-402.

温之平, 梁必骐. 热带地区积云对流的长期变化特征[J]. 热带海洋, 1996, 15(3): 21-29.

吴国雄, 李建平, 周天军, 陆日宇, 俞永强, 朱江, 穆段, 段安民, 任荣彩, 丁一汇, 李维京, 2006. 影响我国短期气候异常的关键区: 亚印太交汇区[J]. 地球科学进展, 2006, 21(11): 1109-1118.

肖红军, 李先军. 工业革命与企业社会责任: 共同演化的视角[J]. 经济与管理研究, 2017, 38(3): 101-113.

杨崧, 邓开强, 段晚锁. 季风与 ENSO 的选择性相互作用: 年循环和春季预报障碍的影响[J]. 大气科学, 2018 (2018 年 03): 570-589.

杨修群. 北半球夏季位势高度场遥相关型的观测研究[D]., 1992.

张人禾, 闵庆烨, 苏京志. 厄尔尼诺对东亚大气环流和中国降水年际变异的影响: 西北太平洋异常反气旋的作用[J]. 气象学报, 2017, 47(5): 544-553.

周天军, 宇如聪, 李薇, 等. 20 世纪印度洋气候变率特征[J]. 气象学报, 2001, 59(3).

附录 A

Forcing_Module 核心代码

```

1
2 module cam_forcing_mod
3
4 !----- Purpose:
5 ! CESM CAM FORCING MODULE (CCFM) is an open source modification module for the
6 ! CESM users using external forcing files to conduct sensitive experiments in
7 ! the CAM workflow. This flexible architecture enables you to deploy the module
8 ! to a series of different versions of CESM, although the source code was
9 ! developed based on CESM1.2.2.
10 !
11 !----- Code history -----
12 !
13 ! 2019-04-30 Zhenning Li, Rewrite the module to fit hot plugging
14 ! 2019-05-05 Zhenning Li, Add cam_forc_init()
15 !
16 !
17 !
18 !
19 use spmd_utils,      only: masterproc
20 use cam_logfile,    only: iulog
21 use abortutils,     only: endrun
22 use shr_kind_mod,   only: r8 => shr_kind_r8
23 use pgrid,          only: pcolls, begchunk, endchunk, pver
24 use infnan,         only: nan, assignment(=)
25 use physconst,      only: cpair
26 implicit none
27 private
28 save
29
30
31 public :: &
32     cam_forc_readnl,           !&! read namelist from file
33     cam_forc_reg,              !&! register the CAM forcing module with variables
34     cam_forc_init,             !&! initiate the CAM forcing module
35     cam_forc_exe,              !&! execute the CAM forcing module
36     cam_forc_debug             !&! output the debug info for CAM forcing module
37
38 public :: forc_shf           ! public the 2-D sensible heat flux forcing
39 public :: forc_lhf            ! public the 2-D latent heat flux forcing
40
41 public :: forc_utend          ! public the 3-D utend forcing
42 public :: forc_vtend          ! public the 3-D vtend forcing
43 public :: forc_ttend          ! public the 3-D ttend forcing
44
45 real(r8), allocatable:: forc_shf(:,:,:,:) ! state var
46 real(r8), allocatable:: forc_lhf(:,:,:,:) ! state var
47
48 real(r8), allocatable:: forc_utend(:,:,:,:,:) ! state var
49 real(r8), allocatable:: forc_vtend(:,:,:,:,:) ! state var
50 real(r8), allocatable:: forc_ttend(:,:,:,:,:) ! state var
51
52 ! Private module data
53 character(len=16), parameter :: unset_str = 'UNSET'
54
55 character(len=256) :: forcing_file_loc      = unset_str
56 character(len=32)  :: forcing_process       = unset_str
57 character(len=32)  :: forcing_method        = unset_str
58 character(len=32)  :: forcing_time_res      = unset_str
59
60 logical :: forcing_utend_flag   = .false.
61 logical :: forcing_vtend_flag   = .false.
62 logical :: forcing_ttend_flag   = .false.
63 logical :: forcing_shf_flag    = .false.
64 logical :: forcing_lhf_flag    = .false.
65
66 integer :: forcing_relax_time  = 86400
67 integer :: forcing_timeframe   = 12
68 integer :: forcing_start_day   = 1
69
70 !=====
71 contains
72 !=====
73
74 subroutine cam_forc_readnl(nlfile)
75 !----- Purpose:
76 ! Read and check the cam_forcing needed namelist variables
77 !
78 !----- Code history -----
79 !
80 ! 2019-04-30 Zhenning Li, Creation of module
81 !
82 !
83 !

```

```

84 !-----
85
86 use namelist_utils, only: find_group_name
87 use units,          only: getunit, freeunit
88 use mpishorthand
89
90 character(len=*), intent(in) :: nlfile ! filepath for file containing namelist input
91
92 ! Local variables
93 integer :: unitn, ierr
94 character(len=*), parameter :: subname = 'cam forc readnl'
95
96 namelist /cam_forcing_mod/ forcing_file_loc, forcing_process, forcing_method, &
97 forcing_utend_flag, forcing_vtend_flag, forcing_ttend_flag, forcing_relax_time, &
98 forcing_shf_flag, forcing_lhf_flag, forcing_time_res, forcing_start_day, &
99 forcing_timeframe
100
101 !-----
102
103 ! Try to read namelist variables
104 if (masterproc) then
105     unitn = getunit()
106     open( unitn, file=trim(nlfile), status='old' )
107     call find_group_name(unitn, 'cam_forcing_mod', status=ierr)
108     if (ierr == 0) then
109         read(unitn, cam_forcing_mod, iostat=ierr)
110         if (ierr /= 0) then
111             call endrun(subname // '::: ERROR reading namelist')
112         end if
113     end if
114     close(unitn)
115     call freeunit(unitn)
116 end if
117
118 forcing_process=trim(forcing_process)
119 forcing_method=trim(forcing_method)
120 forcing_time_res=trim(forcing_time_res)
121
122 #ifdef SPMD
123     ! Broadcast namelist variables
124     call mpibcast(forcing_file_loc, len(forcing_file_loc), mpichar, 0, mpicom)
125     call mpibcast(forcing_process, len(forcing_process), mpichar, 0, mpicom)
126     call mpibcast(forcing_method, len(forcing_method), mpichar, 0, mpicom)
127     call mpibcast(forcing_time_res, len(forcing_time_res), mpichar, 0, mpicom)
128     call mpibcast(forcing_relax_time, 1, mpiint, 0, mpicom)
129     call mpibcast(forcing_timeframe, 1, mpiint, 0, mpicom)
130     call mpibcast(forcing_start_day, 1, mpiint, 0, mpicom)
131     call mpibcast(forcing_utend_flag, 1, mpilog, 0, mpicom)
132     call mpibcast(forcing_vtend_flag, 1, mpilog, 0, mpicom)
133     call mpibcast(forcing_ttend_flag, 1, mpilog, 0, mpicom)
134     call mpibcast(forcing_shf_flag, 1, mpilog, 0, mpicom)
135     call mpibcast(forcing_lhf_flag, 1, mpilog, 0, mpicom)
136 #endif
137
138     ! Error checking:
139     if (.not. (forcing_process == 'convect_deep' .or. forcing_process ==
140 'convect_shallow' .or. forcing_process == 'vert_diff_flx' &
141 .or. forcing_process == 'vert_diff_tend' .or. forcing_process == 'micro_phy')) then
142         write(iulog,*) 'forcing_mod: illegal value of forcing_process:', forcing_process
143         call endrun('forcing_mod: illegal value of forcing_process')
144     endif
145
146 end subroutine cam_forc_readnl
147
148 subroutine cam_forc_reg()
149 !-----
150
151     Purpose:
152     Register the cam_forcing with three 2-D and three 3-D
153
154     -----Code history-----
155
156     2019-05-08 Zhenning Li, Creation of the subroutine
157
158
159     write(iulog,*) 'CAM_FORC_REG: Register varibales.'
160
161     ! register the forcing variables
162     if (forcing_ttend_flag == .true.) then
163         allocate (forc_ttend(pcols,pver,begchunk:endchunk,forcing_timeframe))
164         forc_ttend=nan
165     end if
166     if (forcing_utend_flag == .true.) then
167         allocate (forc_utend(pcols,pver,begchunk:endchunk,forcing_timeframe))
168         forc_utend=nan
169     end if

```

```

171      if (forcing_vtend_flag == .true.) then
172          allocate (forc_vtend(pcols,pver,begchunk:endchunk,forcing_timeframe))
173          forc_vtend=nan
174      end if
175      if (forcing_shf_flag == .true.) then
176          write(iulog,*) 'CAM_FORC_REG: Register SHFLX'
177          allocate (forc_shf(pcols,begchunk:endchunk,forcing_timeframe))
178          forc_shf=nan
179      end if
180      if (forcing_lhf_flag == .true.) then
181          allocate (forc_lhf(pcols,begchunk:endchunk,forcing_timeframe))
182          forc_lhf=nan
183      end if
184  end subroutine cam_forc_reg
185
186 subroutine cam_forc_init()
187 !-----
188 ! Purpose:
189 !   Initiate the cam_forcing with input file and parameters
190 ! -----
191 !-----Code history-----
192 ! 2019-05-05 Zhenning Li, Creation of the subroutine
193 ! -----
194
195
196
197     use ncdio_atm,           only: infld
198     use pio,                 only: file_desc_t, pio_closefile
199     use cam_pio_utils,       only: cam_pio_openfile
200
201     type(file_desc_t), pointer :: fh_forc    ! forcing file handle
202     logical :: found=.false.
203     integer :: nm      ! time frame controller
204
205     write(iulog,*) 'CAM_FORC_INIT: Reading forcing file:', forcing_file_loc
206     write(iulog,*) 'CAM_FORC_INIT: Forcing process:', forcing_process
207     write(iulog,*) 'CAM_FORC_INIT: Forcing time resolution:', forcing_time_res
208     write(iulog,*) 'CAM_FORC_INIT: Forcing method:', forcing_method
209     write(iulog,*) 'CAM_FORC_INIT: Forcing frames:', forcing_timeframe
210
211
212     allocate(fh_forc)
213     call cam_pio_openfile(fh_forc, forcing_file_loc, 0)
214
215     ! Read the forcing file
216     if (forcing_shf_flag) then
217         do nm=1, forcing_timeframe
218             write(iulog,*) 'CAM_FORC_INIT: Reading Attemptation', nm
219             call infld('SHFLXF', fh_forc, 'lon', 'lat', 1, pcols, begchunk, endchunk, &
220                         forc_shf(:,:,nm), found, grid_map='PHYS', timelevel=nm)
221         end do
222     end if
223     if (forcing_lhf_flag) then
224         do nm=1, forcing_timeframe
225             call infld('LHFLXF', fh_forc, 'lon', 'lat', 1, pcols, begchunk, endchunk, &
226                         forc_lhf(:,:,nm), found, grid_map='PHYS', timelevel=nm)
227         end do
228     end if
229     if (forcing_utend_flag) then
230         do nm=1, forcing_timeframe
231             call infld('UTEND', fh_forc, 'lon', 'lev', 'lat', 1, pcols, 1, pver, begchunk,
232                         endchunk, &
233                         forc_utend(:,:,:,:nm), found, grid_map='PHYS', timelevel=nm)
234         end do
235     end if
236     if (forcing_vtend_flag) then
237         do nm=1, forcing_timeframe
238             call infld('VTEND', fh_forc, 'lon', 'lev', 'lat', 1, pcols, 1, pver, begchunk,
239                         endchunk, &
240                         forc_vtend(:,:,:,:nm), found, grid_map='PHYS', timelevel=nm)
241         end do
242     end if
243     if (forcing_ttend_flag) then
244         do nm=1, forcing_timeframe
245             call infld('TTEND', fh_forc, 'lon', 'lev', 'lat', 1, pcols, 1, pver, begchunk,
246                         endchunk, &
247                         forc_ttend(:,:,:,:nm), found, grid_map='PHYS', timelevel=nm)
248         end do
249         ! Convert T forcing to dry static energy
250         forc_ttend=forc_ttend*cpair
251     end if
252
253     call pio_closefile(fh_forc)
254     deallocate(fh_forc)
255     nullify(fh_forc)
256
257 end subroutine cam_forc_init

```

```

258 subroutine cam_forc_debug(phy_proc_now, ptend, state, lchnk, exe_flag, cam_in)
259 !-----
260 ! Purpose:
261 !   Output the debug info for cam_forcing module
262 !-----Code history-----
263 !----- 2019-05-10 Zhenning Li, Creation of the subroutine
264 !----- 267
265 !----- 268
266 !----- 269
267 !----- 270      use physics_types,    only: physics_state, physics_ptend
268 !----- 271      use camsrfech,       only: cam_in_t
269 !----- 272      use time_manager,     only: get_curr_calday
270 !----- 273
271 !----- 274      type(physics_state), intent(inout) :: state          ! state variable for nudging
272 !----- 275      type(physics_ptend)        :: ptend           ! individual parameterization
273 tendencies
274      type(cam_in_t), optional      :: cam_in         ! cam_in for flux operation
275
276      character(len=*)            :: phy_proc_now ! which physical process now in
277      character(len=16)           :: exe_state     ! whether after or before the
278 CAM_FORC_EXE CALL
279      integer                      :: lchnk          ! current chunk # the model is
280 operated on
281      integer                      :: icol            ! column loop indicator
282      logical                     :: exe_flag       ! has the forcing module already
283 executed?
284
285      real(r8)                   :: calday         ! current model day
286      real(r8)                   :: stat_lat, stat_lon
287
288      calday = get_curr_calday()
289
290      if (exe_flag) then
291        exe_state='*AFTER EXE*'
292      else
293        exe_state='*BEFORE EXE*'
294      end if
295
296      if (phy_proc_now == forcing_process) then
297        ! only execute in the first step of one certain calendar day and over
298        ! (EQ, 120E)
299        if ((calday-floor(calday))<0.01) then
300          do icol=1, pcols ! cols in chunk
301            stat_lat=state%lat(icol)*180.0/3.1415926
302            stat_lon=state%lon(icol)*180.0/3.1415926
303            if ((abs(stat_lon-120.0)<1.5).and. &
304                (abs(stat_lat-0.0)<1.0)) then
305              if ((forcing_utend_flag)) then
306                write(iulog,"(A16,A20,F8.2,A5,F6.2,A5,F6.2,A15,F6.2,A15)")
307                exe_state, "CAM_FORC_DEBUG: Calday:", calday, &
308                "Lat:", stat_lat, "Lon:", stat_lon, " ptend%u(lv13)=",
309                ptend%u(icol,13)*86400, "m/s/day"
310              end if
311              if ((forcing_vtend_flag)) then
312                write(iulog,"(A16, A20,F8.2,A5,F6.2,A5,F6.2,A15,F6.2,A15)")
313                exe_state, "CAM_FORC_DEBUG: Calday:", calday, &
314                "Lat:", stat_lat, "Lon:", stat_lon, " ptend%v(lv13)=",
315                ptend%v(icol,13)*86400, "m/s/day"
316              end if
317              if ((forcing_ttend_flag)) then
318                write(iulog,"(A16, A20,F8.2,A5,F6.2,A5,F6.2,A15,F6.2,A15)")
319                exe_state, "CAM_FORC_DEBUG: Calday:", calday, &
320                "Lat:", stat_lat, "Lon:", stat_lon, " ptend%t(lv13)=",
321                ptend%s(icol,13)/cpair*86400, "K/day"
322              end if
323
324              if ((forcing_shf_flag)) then
325                write(iulog,"(A16, A20,F8.2,A5,F6.2,A5,F6.2,A15,F6.2,A15)")
326                exe_state, "CAM_FORC_DEBUG: Calday:", calday, &
327                "Lat:", stat_lat, "Lon:", stat_lon, " cam_in%shf=",
328                cam_in%shf(icol), "W/m^2"
329              end if
330              if ((forcing_lhf_flag)) then
331                write(iulog,"(A16, A20,F8.2,A5,F6.2,A5,F6.2,A15,F6.2,A15)")
332                exe_state, "CAM_FORC_DEBUG: Calday:", calday, &
333                "Lat:", stat_lat, "Lon:", stat_lon, " cam_in%lhf=",
334                cam_in%lhf(icol), "W/m^2"
335              end if
336            end if
337          end do
338        end if
339      end if
340
341      end subroutine cam_forc_debug

```

```

345
346
347 subroutine cam_forc_exe(phy_proc_now, ptend, state, lchnk, cam_in)
348 !-----
349
350 ! Purpose:
351 ! Execute the cam_forcing regarding different forcing process
352 ! and forcing method.
353
354 !-----Code history-----
355
356 2019-05-08 Zhenning Li, Creation of the subroutine
357
358 !-----
359 use physics_types, only: physics_state, physics_ptend
360 use camsrfexch, only: cam_in_t
361
362 type(physics_state), intent(inout) :: state ! state variable for nudging
363 type(physics_ptend) :: ptend ! individual parameterization
364 tendencies
365 type(cam_in_t), optional :: cam_in ! cam_in for flux operation
366
367 character(len=*) :: phy_proc_now
368 integer :: lchnk ! current chunk # the model is operated on
369
370 if (phy_proc_now == forcing_process) then
371     if ((forcing_utend_flag)) then
372         call var_forc_exe3d(ptend%u, forc_utend(:,:,lchnk,:), state%u)
373     end if
374     if ((forcing_vtend_flag)) then
375         call var_forc_exe3d(ptend%v, forc_vtend(:,:,lchnk,:), state%v)
376     end if
377     if ((forcing_ttend_flag)) then
378         call var_forc_exe3d(ptend%s, forc_ttend(:,:,lchnk,:), state%t)
379     end if
380
381     if ((forcing_shf_flag)) then
382         call var_forc_exe2d(cam_in%shf, forc_shf(:,lchnk,:))
383     end if
384     if ((forcing_lhf_flag)) then
385         call var_forc_exe2d(cam_in%lfh, forc_lhf(:,lchnk,:))
386     end if
387 end if
388
389 end subroutine cam_forc_exe
390
391 subroutine var_forc_exe3d(iner_tend, ext_forc, iner_state)
392 !-----
393
394 ! Purpose:
395 ! Execute the 3-D variable cam_forcing regarding different forcing method
396
397 !-----Code history-----
398
399 2019-05-08 Zhenning Li, Creation of the subroutine
400
401
402 use time_manager, only: get_curr_calday
403
404 real(r8) :: iner_tend(pccls, pver)
405 real(r8) :: ext_forc(pccls, pver, forcing_timeframe)
406 real(r8), optional :: iner_state(pccls,pver)
407
408
409 real(r8) :: G0
410 real(r8) :: calday ! current model day
411
412 integer :: iframe ! current frame indicator of the forcing data
413 integer, parameter :: day_rank(12)=(/31, 59, 90, 120, 151, 181, 212, 243, 273, 304,
414 334, 365/)
415
416 ! nudging parameter
417 G0=1.0/forcing_relax_time
418
419 if(forcing_time_res == 'monthly') then
420     ! below to get which month (imon) we are in
421     do iframe = 1,12
422         if (calday < day_rank(iframe)+1) then
423             exit
424         end if
425     end do
426 else
427     ! if the forcing in daily resolution, get which frame of forcing data
428     ! should be used, otherwise return (no action)
429     if (calday >= forcing_start_day .and. &
430         calday<=forcing_start_day+forcing_timeframe) then
431         iframe=floor(calday)-forcing_start_day+1

```

```

432         else
433             return
434         end if
435     end if
436
437     select case (forcing_method)
438         case ("replacing")
439             iner_tend=ext_forc(:,:,iframe)
440         case ("imposing")
441             iner_tend=iner_tend+ext_forc(:,:,iframe)
442         case ("nudging")
443             iner_tend=iner_tend+G0*(ext_forc(:,:,iframe)-iner_state)
444     end select
445
446 end subroutine var_forc_exe3d
447
448
449 subroutine var_forc_exe2d(iner_camflx, ext_forc)
450 !-----
451 ! Purpose:
452 ! Execute the 2-D variable cam_forcing regarding different forcing method
453 !-----Code history-----
454 !-----2019-05-09 Zhenning Li, Creation of the subroutine
455 !-----use time_manager,      only: get_curr_calday
456
457 real(r8)          :: iner_camflx(pcols)
458 real(r8)          :: ext_forc(pcols, forcing_timeframe)
459
460 real(r8)          :: G0
461 real(r8)          :: calday    ! current model day
462
463 integer :: iframe    ! current frame indicator of the forcing data
464 integer, parameter :: day_rank(12)=(/31, 59, 90, 120, 151, 181, 212, 243, 273, 304,
465 334, 365/)
466
467 G0=1.0/forcing_relax_time
468
469 if(forcing_time_res == 'monthly') then
470     !Below to get out which month (imon) we are in
471     do iframe = 1,12
472         if (calday < day_rank(iframe)+1) then
473             exit
474         end if
475     end do
476 else
477     ! if the forcing in daily resolution, get which frame of forcing data
478     ! should be used, otherwise return (no action)
479     if (calday >= forcing_start_day .and. &
480         calday<=forcing_start_day+forcing_timeframe) then
481         iframe=floor(calday)-forcing_start_day+1
482     else
483         return
484     end if
485 end if
486
487 select case (forcing_method)
488     case ("replacing")
489         iner_camflx=ext_forc(:,:,iframe)
490     case ("imposing")
491         iner_camflx=iner_camflx+ext_forc(:,:,iframe)
492     case ("nudging")
493         iner_camflx=iner_camflx+G0*(ext_forc(:,:,iframe)-iner_camflx)
494 end select
495
496 end subroutine var_forc_exe2d
497 end module cam_forcing_mod

```

附录 B

作者简介:

李振宁，男，1991年7月生于山东省滕州市。

2010年9月至2014年6月，在中山大学大气科学系获得理学学士学位。

2014年8月至2019年7月，在中山大学大气科学学院攻读博士学位。期间于2016年9月至2017年9月赴位美国加州大学伯克利分校地理系访问一年。

作者攻读博士学位期间作为第一作者发表论文3篇，合作论文共计17篇。

截止2019年5月19日，Google Scholar引用共56次。

在校期间发表的部分学术论文:

Li, Z., Yang, S., Hu, X., Dong, W., and He, B., 2018. Charge in Long-lasting El Niño Events by Convection-induced Wind Anomalies over the Western Pacific in Boreal Spring. *J. Climate*, 31(10), pp.3755-3763.

Li, Z. and Yang, S., 2017. Influences of spring-to-summer sea surface temperatures over different Indian Ocean domains on the Asian summer monsoon. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, 53(4), pp.471-487.

Li, Z., Yang, S., He, B. and Hu, C., 2016. Intensified springtime deep convection over the South China Sea and the Philippine sea dries Southern China. *Sci. Rep.*, 6, p.30470.

Fan, H., Huang, B., Yang, S., **Li, Z.***, and Deng, K., 2019. Seasonally-dependent impact of easterly wind bursts on the development of El Niño events. *Climate Dyn.*, doi: 10.1007/s00382-019-04688-2.

Yang, S., **Li, Z.**, Yu, J.Y., Hu, X., Dong, W. and He, S., 2018. El Niño–Southern oscillation and its impact in the changing climate. *Natl. Sci. Rev.*, doi: 10.1093/nsr/nwy046.

Hu, C., Yang, S., Wu, Q., **Li, Z.**, Chen, J., Deng, K., Zhang, T., and Zhang, C., 2016. Shifting El Niño inhibits summer Arctic warming and Arctic sea-ice melting over the Canada Basin. *Nat. Comm.*, doi: 10.1038/ncomms11721.

致谢

写到了致谢，瞥了一眼自己以前编写的 Windows 桌面计时器小程序：“从直博入学至今已经过了 1708 天，博士进度条已加载 96.28%。”时光荏苒，倏忽之间，五年已逝。算上本科四年，我已经在中山大学度过了整整九年。闭目寻思，清楚记得 2010 年 9 月 6 日，到中大报到的第二天，我就一头扎进图书馆，直到下午四点半闭馆音乐响起，那是周慧敏的《痴心换情深》，懵懂的我并不知道这是闭馆音乐，正纳闷间，学生助理过来催我离开，并告知这是假期里的闭馆音乐。我表示歉意并解释是自己是新生，他冲我开心地笑道“欢迎来到中大！”那一天下午图书馆天窗透射进来的、依然刺眼的斜阳下他灿烂的笑容，一切都仿在昨天，只是“思想已永远退不回头”。

想必对每一位博士生，读博这一阶段都是辛苦而充实的。“却顾所来径，苍苍横翠微。”在过去五年里，年龄在增长，视野在开阔，知识在增多，美中不足只是额前头发日渐稀疏。韶华易逝，青春短暂，此时不搏，更待何时！这五年中，每每遇到困难，总是有导师、恋人、朋友和家人的关怀与帮助，感激之情无以言表，我将带着这份感激，提升自我，砥砺前行！

首先，我要感谢我的导师杨崧教授。在过去五年中，是您孜孜不倦的鼓励与教诲，让我有机会跨过那一湾浅浅的深圳河，人生第一次出境参加学术会议；让我得以飞跃那浩瀚的太平洋，远渡重洋求知深造。是您殚精竭虑的争取与拼搏，让我如此幸运，得以操作全球最快的超级计算机，应用全球最先进的地球系统模式，结识全球最顶尖的学界泰斗，手持利器，工善其事！一直以来，您不仅在学术上潜精研思，教学上谆谆善诱，细节上精雕细琢，更让我钦佩的，是您心中的人文情怀和家国情怀！您不仅是我科研航线上的领航者，更是我人生旅途中的引路人！忘不了去年我反复呼吸道感染发烧，您主动调开本应我来承担的工作，让我好好休息，回家调养；忘不了在伯克利交流的一年中，您三次亲自去看望我，除了关心我的科研进展，更对生活嘘寒问暖。独自一人身处异乡，此情此景，感激不尽！忘不了今年我面对择业的困惑，您语重心长的真诚教诲和恳切规劝：用乐观开导我，用自信激励我，用情怀感染我！真心感谢您耳提面命的批评和教导，让我反思，让我重新审视自己与环境，不带执念，乐观对待，积极尝试，扬长避短，勇敢拥抱竞争和不确定性！我会秉承您传递给我的这份热切期盼，脚踏实地为社会创造价值，同时实现自己的人生价值！

感谢在伯克利交流一年里的导师 John Chiang 教授。在湾区的一年，您向我展现出兴趣驱动的科研活动是如此璀璨无瑕。忘不了您每周都与我进行面对面讨论，鼓励我快速试错，不断迭代；忘不了您细致入微的引领指导，不放过每一处量纲单位和关键逻辑；忘不了科研外的其乐融融，一起品尝台湾小火锅和您在家中后院亲自烤的 BBQ。我时常感慨，自己如此幸运，以至于每一位导师都这样 Nice，前几日 Francis Tam 教授还提起您的推荐信，说您毫不吝惜对我的溢美之词，不禁让我颇感愧疚。伯克利一年的交流，像生命中一段美妙的插曲，明媚的阳光，凉爽的海风，优胜美地的瀑布，金门大桥上的日落，还有骑着您借给我的单车顺着 University Ave 一路哼哧哼哧上坡去学校。

感谢大气探测实验室的鲍若峪老师、孙力老师。本科阶段你们向我开放了大气探测实验室，时常怀念那自由、宽敞、舒适、明亮的环境，伴随着自动气象站滴滴的报文声，免费用着水电网和服务器 CPU，轻松而快乐地做自己喜欢的事情。即使毕业以后，也时常在地环

七楼看到你们忙碌的身影，你们依然像父母一般关心着我的生活和工作，这份亲切和感动我此生不会忘记。感谢成都高原所的蒋兴文老师，您不仅为我提供了科研上的建议和指导，也愿意倾听我的迷茫和困扰，更用豁达的人生态度和务实的价值观感染并引导我。感谢北京中科院大气所何编老师，您传授的程序技巧让我受益匪浅，我因此学会如何庖丁解牛一般解构复杂模式。感谢我的挚友王枫，在我感到焦虑抑郁、落寞无助时，你不厌其烦地听我诉苦，分条缕析，娓娓而谈，提供弥足珍贵的决策建议。感谢林文实教授、简茂球教授、温之平教授、范绍佳教授、黎伟标教授、樊琦教授、乔云亭教授、李江南教授、王宝民教授、王同美教授，你们的授课为我建立了气象科学的基本概念。感谢邹小翠、赵晶晶、陈菊桂、张嘉颖和林维佳五位老师，你们为我承担了许多科研外的工作。感谢陈俊文和张团团伉俪，是俊文带我入门网络编程、Linux 和 WRF 模式，从本科至今，我一直都以你们为榜样。感谢胡春迪教授、王子谦教授、胡晓明教授、魏维师姐、严欣师姐、李明婷师姐、孙根厚师兄、钟文秀师姐、陈峰师兄、张强师兄、陈泽生师兄、陈昇师兄、王睿师兄、张成扬师兄等等师兄师姐，你们作为前辈为我提供了丰富的经验和建议。感谢邓开强和李亚娜同学，同侪并驾，合作与竞争中让我不断成长。感谢众多的师弟师妹们，你们让我感受到团队的温暖和活力。感谢中山大学本科 2010 级大气科学所有同学，很荣幸与你们在朝气蓬勃的小谷围岛共同走过我人生中最自由和快乐的四年。感谢在美国期间，同办公室博后 Michael、孔文文师姐在生活上的帮助和科研上的建议，徒手解浅水方程的杨达教授在动力学上的指点，订 Science 实体期刊的物理系好室友陈一在生活上的各种帮助；此外还要感谢伯克利工学院的梅雨同学、法学院的苏诚同学、吴小安同学、张瑜同学，怀念在异国他乡一起玩一起飞的日子！

我要感谢我的父母，感谢他们的宽容和理解，同意我在高考填报志愿时选择自己喜爱的专业，而不是他们精心准备挑选后的一摞建议。在本科四年中，我慢慢了解父母的初衷和希冀；直博五年，我更加成熟，逐渐理解父母的用心良苦。“Kill the boy and let the man be born。”一个人的成长，是弃绝心中孩童幼稚的幻想而直面现实，并承担作为成年人责任的过程。“欲买桂花同载酒，终不似，少年游。”对自身成长路径和发展赛道的思索，自然催生与父母之间更多共鸣。如今，在人生重要决策之前，我会诚恳请求父母建议，不再执著年少时的一意孤行。“谁言寸草心，报得三春晖！”我将来一定更加务实和努力，在自己热爱的事业中成长，用行动和成绩报答你们的养育之恩！

我要感谢我的女朋友黄烨琪，感谢你的宽容和支持，陪我一起走过八年有余，这是我们人生最美好的青春岁月。在这些年里，全国房价在一波波货币宽松之下飙涨一倍有余，周围早早参加工作的本科、高中同学已陆续“上车”，结婚生子，步入父母辈眼中的“正轨”；而我们始终在象牙塔的隔离与庇护下，伴随着起起伏伏的津贴，异国异地的折磨，对未来不确定性的焦虑与迷茫，等待最终破茧化蝶的时刻。对此，我内心始终有一份难言的歉意和感激。我感谢你的鼓励、陪伴、忍让、坚守和付出。八年多的时间，爱情早已褪去最初的冲动和激情，而沉淀下的，是无私的亲情和真挚的友情，以及同舟共济、相濡以沫的爱。

此外，感谢为本论文模式计算提供资源的平台：包括广州超级计算中心“天河二号”，中山大学高性能与网格计算平台，UC Berkeley 的 SAVIO 系统，LBNL 的 Nersc 系统，以及伊炳祺教授的 DELL® T630 服务器。最后必须强调的是，我十分感谢党，感谢祖国，感谢每一位纳税人，在我并没有为现世社会创造任何生产力的这五年里，依然资助我的生活、出国会议与访学交流、培养我在未知领域的探索！

