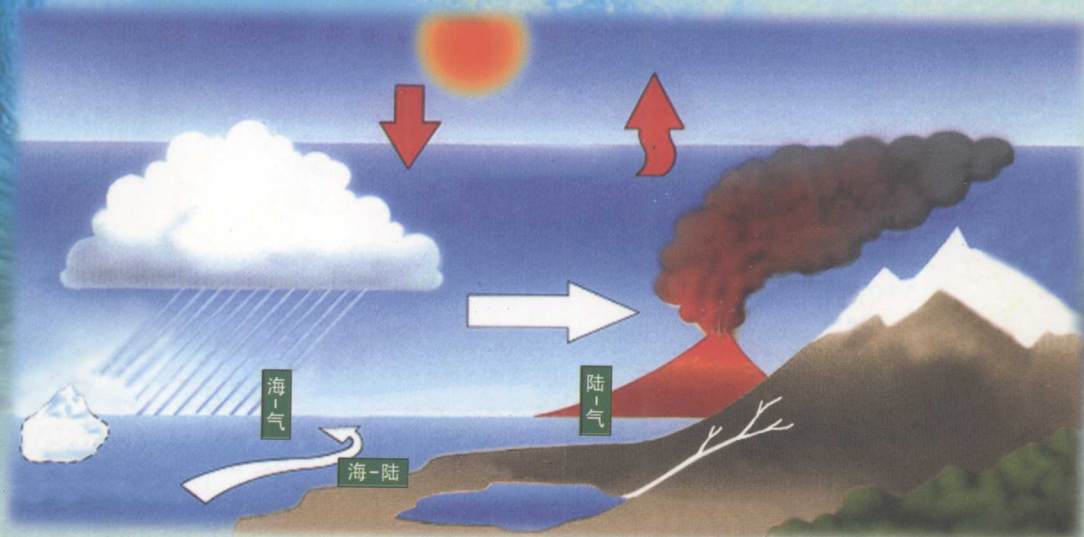


中国科学院知识创新工程重要方向项目(ZKCX2-SW-210)
亚洲季风区海-陆-气相互作用对我国气候变化的影响(第一卷)

海-气相互作用 对我国气候变化的影响

■ 俞永强 陈 文 等著



气象出版社

中国科学院知识创新工程重要方向项目(ZK CX2-SW-210)
亚洲季风区海-陆-气相互作用对我国气候变化的影响(第一卷)

海-气相互作用 对我国气候变化的影响

俞永强 陈 文 等著

气象出版社

内 容 简 介

本书系统详细地介绍了近年来我国科学家对海-气相互作用及其对东亚气候影响的研究中取得的最新成果及进展,如副热带季风环流准两年振荡的概念模型,在国内外首次提出的太平洋-印度洋统一模态的概念等等。全书共分三章:第一章介绍热带太平洋和印度洋海-气相互作用;第二章介绍副热带海洋大气环流的年际变化研究;第三章介绍高纬度海冰-气相互作用对东亚大气环流的影响。

本书可供从事大气科学和海洋科学及相关专业的人员及有关院校师生参考。

图书在版编目(CIP)数据

海-气相互作用对我国气候变化的影响/俞永强等著.

北京:气象出版社,2005.3

(亚洲季风区海-陆-气相互作用对我国气候变化的影响;1)

ISBN 7-5029-3930-X

I.海… II.俞… III.海-气关系-影响-气候变化-研究-中国 IV.P468.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2005)第 017002 号

出版者:气象出版社

网 址: <http://cmp.cma.gov.cn>

E-mail: qxcbs@263.net

责任编辑:李太宇 章澄昌

封面设计:张建永

印刷者:北京市北中印刷厂

发行者:气象出版社

开 本: 787×1092 1/16 印 张: 13.25 字 数: 340 千字

版 次: 2005 年 3 月第一版 2005 年 3 月第一次印刷

书 号: ISBN 7-5029-3930-X/P·1401

印 数: 800 册

全套(四卷)定价: 180.00 元

地 址: 北京市海淀区中关村南大街 46 号

邮 编: 100081

电 话: 010-68406262 发行部: 010-62175925

终 审: 黄润恒

本书如存在文字不清、漏印以及缺页、倒页、脱页等,请与本社发行部联系调换

中国科学院知识创新工程重要方向项目(ZK CX2-SW-210)
亚洲季风区海-陆-气相互作用对我国气候变化的影响

项目成果汇编总编辑委员会

主编:吴国雄

编委:李建平 郭裕福 纪立人

黄荣辉 李崇银 俞永强

董文杰 刘屹岷 宇如聪

序

我国位于亚欧大陆东南隅,面向太平洋,毗邻印度洋,地跨寒、温、热三带,其海-陆-气相互作用过程远比其他地区复杂。印度洋和太平洋的环流背景及水汽输送各具特色。从戈壁沙漠到热带雨林,陆面状况变化万千。受隆起的青藏高原表面感热所驱动,高原上空大气在冬季的下沉及夏季的上升犹如一架巨大的气泵,调节着大气的南来北往和气候的冬夏交替,驱动季风变化,使全球天气气候格局异彩多姿,也使我国天气气候形态各异。邻近海域表层热容量及海温异常具有持续性,其热量和蒸发异常对我国东部地区气候异常有强烈的影响。陆面过程的异常,如高纬度地区冬春季积雪、土壤湿度、深层土壤温度的异常等,也具有较长的持续性,因而对后期的环流、天气和江河流量造成一定的影响。规律性的季风气候使我国东部降水充沛,与全球副热带的大范围干旱沙漠形成鲜明对照,从而孕育了人口众多的中华民族。一旦该区域乃至全球的海-陆-气相互作用过程出现严重异常,我国大范围的或持续性的气候和水文异常就不断出现,导致生命财产的重大损失。1998年发生在我国的洪涝灾害使经济损失上千亿元,死亡超过3000人;1999年长江流域再度严重洪涝,北方干旱高温,黄河断流超过260天;从1999年到2001年我国北方发生持续干旱……每年由于旱涝灾害所造成的经济损失约占国民经济总产值的3%~6%,所以严重的旱涝灾害极大地抵消了经济增长率,阻碍着国民经济的持续发展。因此,揭示东亚季风区海-陆-气相互作用及其影响我国气候变化的规律是改善我国气候预测水平的需要,是保障我国战略目标的实施和国民经济的持续发展的需要,并将为国家决策部门制订我国自然经济格局长期战略规划提供重要的科学依据。

在《中国科学院知识创新工程重要方向项目》“亚洲季风区海-陆-气相互作用对我国气候变化的影响(ZKCX2-SW-210)”的资助下,来自中国科学院大气物理研究所、中国科学院寒区旱区环境与工程研究所、中国科学院青岛海洋研究所、中国科学院南海海洋研究所,以及中国气象局、黄河水利委员会、国家教育部有关院校等十余个单位50多位专家组成的研究队伍紧密围绕项目总体目标“研究印度洋-东亚-西太平洋(IEAP)区域海-陆-气相互作用的规律;认识该区域水分循环的空间分布和季节与年际变化特征;发展新一代、适合于IEAP的气候系统模式”,以海洋/极冰-大气-陆地/植被交界面上的能量、动量和物质交换过程为切入点,以亚洲季风区的海-陆-气相互作用为聚焦点,以青藏高原的抬升加热为特殊点,以资料分析、数值模拟和理论研究以及交叉科学相结合为手段,去揭示亚洲季风区海-陆-气相互作用及其对我国季度和年际气候变化的影响及其

物理机制。

项目执行3年来,在资料获取、海-陆-气相互作用的物理过程和气候系统模式研发等方面进展显著,取得了一批重要的创新性或原创性的成果,在国内外产生了相当影响。例如,参与国际CEOP计划,由本项目与973项目联合支持建立了吉林通榆人类活动、地-气交换及生态系统过程长期定位观测站,积累了重要的相关数据;发展出新一代高分辨率全球大洋环流模式和新一代较高分辨率的全球大气环流模式,模拟结果均有了明显的改善;完成我国自主研制的植被-大气相互作用模式与全球大气环流模式的耦合,在国际上这是最早真正实现了动态植被与全球大气的双向耦合;在关于气候格局形成的研究中发现夏季副热带主要大陆及其周边海洋的总加热均呈现“长波辐射冷却-感热加热-凝结加热-双加热”(LOSECOD)四叶型分布,并激发出对应的四叶大气环流型,决定了夏季东亚和全球的气候格局,这个结果被国际同行誉为高度原创性的工作。

为了及时总结和交流本项目取得的研究成果,进一步推动我国在海-陆-气相互作用领域的研究,使海-陆-气相互作用研究的成果能及时在实际业务中推广应用,项目专家组特依照不同课题组织项目全体参研成员撰写编辑了这套研究成果,撰写相关专著。全套书共分如下四卷:

第一卷:海-气相互作用对我国气候变化的影响

第二卷:陆-气相互作用对我国气候变化的影响

第三卷:海-陆热力差异对我国气候变化的影响

第四卷:大气环流模式SAMIL及其耦合模式FGOALS-s

在本套成果汇编的编排、修改、校对和印刷中,得到了项目办公室的吴津生、王暄等同志以及气象出版社李太宇等同志的大力帮助,特此致谢。虽然经过全体编写成员的共同努力,但由于种种原因,书中定有不少不当和欠妥之处,恳请读者和广大科研人员指正。

中国科学院知识创新工程重要方向项目(ZK CX2-SW-210)

亚洲季风区海-陆-气相互作用对我国气候变化的影响

项目首席科学家 吴国雄

2005年1月4日

前言

气候系统由五大圈层(气圈、水圈、岩石圈、冰雪圈、生物圈)组成,水圈/冰雪圈-气圈-陆圈/生物圈相互作用(简称海-陆-气相互作用)是气候系统中的基本物理过程,其中的海气相互作用是气候系统中各种复杂的物理过程中非常关键的一环,值得专门进行研究。本书就是一本关于海气相互作用最新研究进展的一本专著,其中的作者均是国内大气和海洋科学界的专家,多年从事相关专业研究,其中有负盛名的院士,也有初出茅庐的年轻一代。他们自 2001 年起就在中国科学院大气物理研究所吴国雄院士的领导下,在中国科学院知识创新工程重要方向项目“亚洲季风区海-陆-气相互作用对我国气候变化的影响”第一课题的支持下,对海气相互作用及其对东亚气候影响这一重要研究课题进行了合作研究、联合攻关,经过了三年的努力,取得了许多重要进展。例如,黄荣辉院士给出了副热带季风环流准两年振荡的概念模型,李崇银院士在国内外首次提出了太平洋-印度洋统一模态的概念等等。本书系统详细地介绍了上述最新研究成果,综合国内在海气相互作用研究的一些重要进展,适合大气和海洋相关专业的研究人员及其研究生阅读。

本书各章节的作者如下:

- | | | | |
|-----|-----|-----|-------------|
| 第一章 | 1.1 | 李崇银 | 杨 晖 |
| | 1.2 | 钱维宏 | |
| | 1.3 | 黄荣辉 | 陈际龙 陈 文 张启龙 |
| | 1.4 | 周 兵 | |
| | 1.5 | 俞永强 | 郑伟鹏 |
| 第二章 | 2.1 | 杨 晖 | 孙淑清 |
| | 2.2 | 孙淑清 | 杨 晖 |
| | 2.3 | 陈永利 | 白学志 |
| | 2.4 | 王东晓 | 谢 强 |
| 第三章 | 3.1 | 郭裕福 | 王 嘉 |
| | 3.2 | 李建平 | |
| | 3.3 | 南素兰 | 李建平 |

俞永强

2005 年 2 月 28 日

目 录

序

前言

第一章 热带太平洋和印度洋海-气相互作用	(1)
1.1 ENSO 和印度洋耦极子	(1)
1.1.1 有关 ENSO 的进一步研究	(1)
1.1.2 有关赤道印度洋偶极子的进一步研究	(6)
1.1.3 太平洋-印度洋联合模及其影响	(8)
1.2 El Niño 和 Dipole 形成的次表层海温变化特征	(12)
1.2.1 引言	(12)
1.2.2 资料与方法	(13)
1.2.3 热带太平洋次表层海温变化特征	(14)
1.2.4 热带印度洋次表层海温变化特征	(25)
1.2.5 结论与讨论	(30)
1.3 热带准两年振荡(QBO)及其对东亚夏季风的影响	(30)
1.3.1 中国夏季降水的准两年周期振荡(TBO)	(31)
1.3.2 东亚夏季降水的准两年周期振荡(TBO)	(32)
1.3.3 东亚夏季风水汽输送的准两年振荡及其对东亚夏季降水准两年振荡的 影响	(34)
1.3.4 热带西太平洋热状态的年际变化及其对东亚夏季风年际变化的影响	(36)
1.3.5 东亚-太平洋型行星波列对东亚夏季风准两年周期振荡的影响	(41)
1.3.6 夏季热带西太平洋上空热源异常对北半球夏季东亚-太平洋型行星波列 形成的作用	(45)
1.3.7 夏季东亚-太平洋型遥相关的数值模拟	(46)
1.3.8 总结	(48)
1.4 孟加拉湾加热对东亚夏季风的影响	(49)
1.4.1 引言	(49)
1.4.2 孟加拉湾夏季风爆发	(50)
1.4.3 孟加拉湾深对流加热及 Rossby 波传播特征	(53)
1.4.4 与 ENSO 相关联的环流异常	(54)
1.4.5 孟加拉湾深对流异常数值试验	(56)
1.4.6 结论	(58)
1.5 耦合模式模拟的热带海气相互作用	(59)
1.5.1 引言	(59)

1.5.2 模式和数据	(60)
1.5.3 模式模拟的平均气候态	(61)
1.5.4 ENSO 循环的模拟	(65)
1.5.5 FGCM-1.0 模拟的两类 ENSO 循环事件	(70)
1.5.6 结论	(71)
参考文献	(72)
第二章 副热带海洋大气环流的年际变化研究	(77)
2.1 夏季西太平洋副热带高压东西向活动及与我国东部天气的关系	(77)
2.1.1 西太平洋副高东西位置指标的研究	(78)
2.1.2 夏季西太平洋副高东西位置异常时环流特征	(80)
2.1.3 副高东西位置与我国东部降水	(82)
2.1.4 华南前汛期西太平洋副高东西位置与降水	(83)
2.1.5 副高东西位置异常与我国夏季气温	(90)
2.2 南亚高压东西振荡及与海温的关系	(95)
2.2.1 南亚高压移动的年际变化	(96)
2.2.2 南亚高压东西位置异常时的环流特征	(96)
2.2.3 南亚高压东西位置异常对中国东部降水的影响	(99)
2.2.4 南亚高压东西位置异常与海温的关系	(100)
2.3 黑潮与暖池的年际变化特征及其对东亚季风的影响	(102)
2.3.1 引言	(102)
2.3.2 黑潮经向输送与西太平洋暖池的年际变化特征	(103)
2.3.3 黑潮-暖池的年际变化对东亚季风环流的影响	(110)
2.3.4 西太平洋暖池影响南海夏季风爆发年际变化的可能机制	(116)
2.3.5 结语	(118)
2.4 南海季节与季节内尺度海气相互作用	(120)
2.4.1 南海混合层季节变化特征	(120)
2.4.2 南海上层海洋的季节内变化	(133)
参考文献	(146)
第三章 高纬度海-冰-气相互作用对东亚大气环流的影响	(151)
3.1 北极海冰异常的可预报性及其对中国夏季降水的影响	(151)
3.1.1 引言	(151)
3.1.2 北半球海冰强迫作用下大气的可预报性	(152)
3.1.3 北半球海冰异常与我国夏季旱涝	(159)
3.1.4 海冰对 1998 年夏季长江流域暴雨影响的模拟研究	(167)
3.1.5 结语	(168)
3.2 北极涛动的物理意义及其与东亚大气环流的关系	(169)
3.2.1 大气环状活动带的概念和北极涛动的定义	(169)
3.2.2 与北极涛动相联系的基本环流特征	(171)

3.2.3 北极涛动的季节、年际和年代际变化·····	(173)
3.2.4 北极涛动与中国气候的联系 ·····	(175)
3.3 春季南半球环状模与夏季长江中下游降水关系及机理分析 ·····	(177)
3.3.1 春季 SAM 与夏季长江中下游降水 ·····	(177)
3.3.2 春季 SAM 与春夏季东亚大气环流异常 ·····	(180)
3.3.3 印度洋南海海温-春季 SAM 影响长江中下游夏季降水的“海洋桥” ·····	(185)
3.3.4 北印度洋-南海海温与东亚大气环流 ·····	(193)
3.3.5 春季南半球环状模影响夏季长江中下游降水的可能途径和机制 ·····	(197)
参考文献·····	(198)

第一章 热带太平洋和印度洋海-气相互作用

1.1 ENSO 和印度洋耦极子

1.1.1 有关 ENSO 的进一步研究

ENSO(El Niño/Southern Oscillation)是年际气候变化的最强信号,它的发生往往给全球不少地方造成严重洪涝或干旱,从而受到全世界的普遍关注。它对大气环流及天气气候的影响已为人们所熟悉(Rasmusson and Wallace, 1983; 臧恒范和王绍武, 1984; Yulaeva and Wallace, 1994);有关 ENSO 的发生机制,国内外科学家相继也提出了不同的理论(Wyrtki, 1975; Philander, *et al.*, 1984; Hirst, 1986; Suarez and Schopf, 1988; 李崇银, 1988);并且已开始用数值模式对 ENSO 的发生和演变进行预测(Ropelewski, 1992; Chen, *et al.*, 1995; Behringer, *et al.*, 1998)。这里我们仅就两个方面的问题对其做进一步的研究。

1.1.1.1 赤道东太平洋次表层海温异常的循环和 ENSO

基于对 JEDA 海温资料和 NCEP 再分析资料的分析研究,发现西太平洋暖池次表层海温的正(负)异常及其向东传播与 El Niño(La Niña)的发生有直接关系(李崇银和穆明权, 1999),并提出了东亚冬季风,暖池状况与 ENSO 相互作用的观念(李崇银和穆明权, 2000)。对于 1997 年发生的强 El Niño 事件,资料分析表明早在 El Niño 发生之前,西太平洋暖池区已有明显正的次表层海温异常(SOTA),而暖池区正 SOTA 沿温跃层东传到赤道东太平洋并向海洋表层的扩展是 El Niño 事件爆发的直接原因;当 El Niño 事件发生后,暖池区的 SOT 又出现负异常,其后,暖池区负 SOTA 的向东传播和在赤道东太平洋的向表层扩展又导致了 1988 年 La Niña 的发生。进一步分析还清楚看到,在暖池区正 SOTA 沿赤道温跃层向东传播的时候,在 10°N 和 10°S 纬度带有负 SOTA 的向西传播(在 10°N 附近最明显),并逐渐在赤道西太平洋扩展到暖池区,在暖池区形成负 SOTA;而在暖池区负 SOTA 沿赤道温跃层东传的时候,在 10°N 和 10°S 纬度带又有正 SOTA 的向西传播,并逐渐在赤道西太平洋扩展到暖池区,又形成暖池区的正 SOTA。对 1986~1987 年等 ENSO 期间热带太平洋次表层海温距平的循环过程的分析研究都表明了相似的特征;而且 SOTA 的循环与赤道西太平洋西风异常及前期东亚冬季风异常有关系。在 El Niño 的生成和发展阶段,暖池次表层有正 SOTA 存在及其明显向东传播,并扩展到赤道东太平洋海表,形成正 SSTa 和 El Niño;而正 SOTA 的沿赤道东传直接与赤道西太平洋的西风异常相联系;而在赤道西太平洋西风异常之前,在东亚沿海及西北太平洋地区一直有持续的北风异常,表明东亚冬季风持续偏强。换句话说,ENSO(El Niño-La Niña- El Niño)循环实际上也可认为是热带太平洋次表层海温

距平沿赤道及沿 10°N 和 10°S 纬度带的循环, 这个循环的驱动者是赤道西太平洋的异常纬向风(Li Chongyin and Mu Mingquan, 2002)。

从图 1.1.1 可清楚地看到热带太平洋次表层海温异常的循环特征, 图中分别给出了 1979~1994 年间沿赤道(C)和沿 10°N 纬带(A)的 SOTA 的时间-经度剖面, 以及西太平洋 SOTA 的时间-纬度剖面(B)。为方便, 我们从 C 图 1981 年开始看, 一个明显的 SOTA 正距平由暖池地区($140^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}$)东传并于 1982 年夏在赤道东太平洋形成强正距平, SSTa 也出现强正距平; 然后正距平沿 10°N 纬带西传(A 图)于 1984 年到达西太平洋, 其后南传(B 图)到赤道西太平洋; 其后, 在赤道西太平洋暖池区的 SOTA 正距平从 1985 年开始又东传(C 图), 1986 年夏在赤道太平洋形成 SOTA 正距平, 并导致 1986 年的 El Niño。同样, SOTA 负距平也有完全一样的循环过程, 并形成 1984 年和 1988 年的 La Niña(冷事件)。同样, 如果用 10°S 纬度的资料, 也可以有与 A 图十分相似的结果。从图 1.1.1, 我们可以清楚地看到, ENSO 循环实际上是热带太平洋次表层海温异常沿赤道及 10°N 和 10°S 纬带作年际循环在赤道东太平洋的反映。热带太平洋次表层海温异常最强的海区是西太平洋暖池区, 如果就热带太平洋 SOTA 而论, ENSO 的真正源是在西太平洋暖池次表层。其后一些科学家从海洋上层热含量等的变化与 ENSO 关系所做的研究结果同上述结果基本一致(Chao, *et al.*, 2002; 巢纪平等, 2003), 这充分说明了热带太平洋的次表层海温异常(或热带太平洋上层热含量异常)及其循环与 ENSO 的发生和演变有非常直接的关系。在 ENSO 的研究和预报中必须很好考虑它们及其变化。

针对 1950 年以来所发生的全部 El Niño 和 La Niña 事件分别进行的合成分析表明,

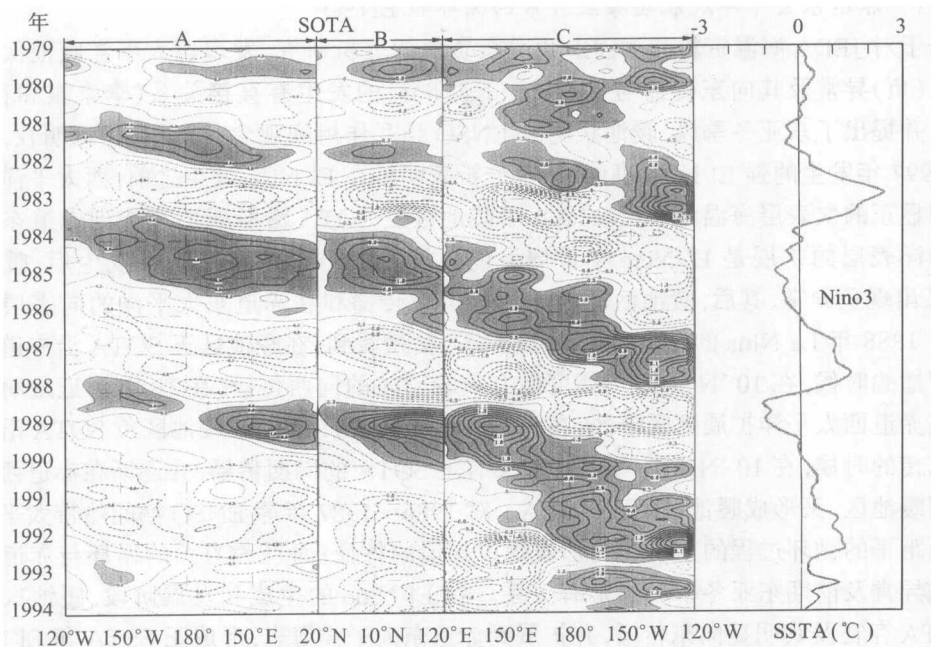


图 1.1.1 太平洋 SOTA 沿赤道($6^{\circ}\text{N}\sim 6^{\circ}\text{S}$ 平均, 左图 C)和沿 10°N 纬带(左图 A)的时间-经度剖面; 西太平洋($120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 平均)SOTA 的时间-纬度剖面(左图 B); 以及 Niño3 区 SSTA 的时间变化(右图)。(Li Chongyin and Mu Mingquan, 2002)

ENSO 的循环特征以及热带太平洋 SOTA 的循环和赤道西太平洋纬向风、东亚/西太平洋经向风的演变特征都十分类似。因为篇幅的关系,这里无法给出合成分析得到的所有结果(El Niño/La Niña 的前一年、当年、及后一年各月的形势),只能根据那些结果进行综合归纳。这里简要给出几张综合归纳的示意图,虽然图示不是很多,但它们完全反映了在主要由异常东亚季风所引起的赤道西太平洋异常纬向风驱动下,热带太平洋 SOTA 的循环特征,也就是 ENSO 循环的特征(图 1.1.2)。

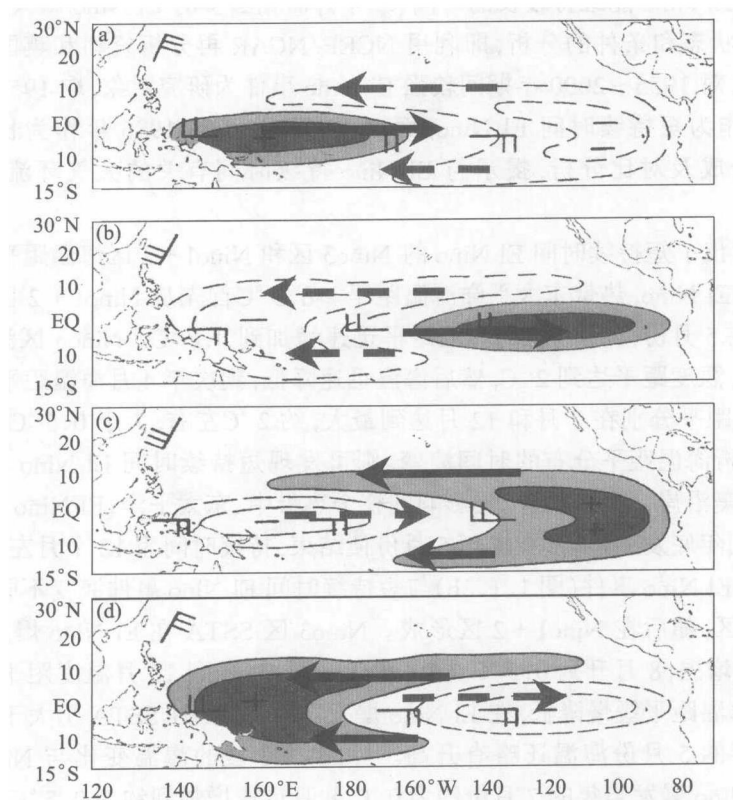


图 1.1.2 异常东亚季风/赤道西太平洋纬向风异常(风标)驱动的热带太平洋 SOTA(正距平:阴影区,实线;负距平:虚线)循环的概念模型。(Li Chongyin and Mu Mingquan, 2002)

图 1.1.2 中仅给出了最为典型和重要的 4 个形态,图 1.1.2a 表明暖池区有正 SOTA,而赤道东太平洋有负 SOTA,对应着 El Niño 前期或由 La Niña 向 El Niño 的转变期(一般为冬春季)。如果这时有异常的强东亚冬季风(持续北风异常),赤道西太平洋西部开始产生西风异常,暖池正 SOTA 开始向东扩展。随着异常强东亚冬季风的影响,赤道西太平洋整个出现西风异常,在其驱动下,正 SOTA 整个东传到赤道东太平洋,并导致正 SSTa 和 El Niño (图 1.1.2b);与正 SOTA 由暖池区东传到赤道东太平洋的同时,负 SOTA 沿 10°N 和 10°S 纬度带逐渐西传到赤道西太平洋,并在那里形成主要负 SOTA 中心;图 1.1.2b 对应 El Niño 发展和成熟期(一般为夏秋季)。图 1.1.2c 表示由 El Niño 向 La Niña 的转变期(一般也为冬春季),西太平洋暖池区有负 SOTA,而赤道东太平洋为正 SOTA 控制。如果这时东亚冬

季风持续偏弱(异常偏南风),将引起赤道西太平洋异常东风出现在其西部,暖池区负 SOTA 开始向东扩展。在持续的弱东亚冬季风影响下,赤道西太平洋整个出现东风异常,负 SOTA 沿赤道整个东传到赤道东太平洋,并导致负 SSTA 和 La Niña 的发生(图 1.1.2d);与负 SOTA 由暖池东传的同时,正 SOTA 由赤道东太平洋沿 10°N 和 10°S 纬度带西传到西太平洋,并在那里形成正 SOTA 中心,图 1.1.2d 对应 La Niña 的发展及成熟期(一般也为夏秋季)。

1.1.1.2 厄尔尼诺的维持时间与大气环流异常

为什么有的 El Niño 能维持较长的时间(二年),而相当多的 El Niño 却只维持一年时间呢?通过对大气状态和条件的分析,即利用 NCEP/NCAR 再分析资料和英国 Hadley 中心月平均海温资料,对 1955~2000 年期间较强 El Niño 事件为研究对象,取 1957、1965、1972、1991 和 1997 年作为短持续时间 El Niño,而取 1968、1982 和 1986 年作为长持续时间 El Niño,分别进行合成及对比分析,揭示与 El Niño 持续时间有关的大气环流异常状态(条件)。

图 1.1.3a 给出了短持续时间 El Niño 的 Niño3 区和 Niño1+2 区海温距平的时间变化。对于短持续时间 El Niño,热带东太平洋海温距平 $\geq 0.5^{\circ}\text{C}$ 首先从 Niño1+2 区开始(3月),然后向西扩展,在 5 月份, Niño3 区的海温距平迅速增加到 0.8°C 。Niño3 区海温距平到 12 月份发展为最盛,温度距平达到 2°C ,然后海温迅速降低,到次年 4 月海温距平大于 0.5°C 。Niño1+2 区海温距平分别在 7 月和 12 月达到最大,约 2°C 左右,大于 0.5°C 的海温距平持续到 5 月份。分析海温距平分布的时间演变,则可发现短持续时间 El Niño 事件的异常暖水首先出现在南美沿岸,以后向西扩展影响到整个热带中、东太平洋;El Niño 事件开始时间平均为 5 月份,到年底发展最盛,在次年 5 月份便结束,持续时间为 12 个月左右。

长持续时间 El Niño 事件(图 1.1.3b)与短持续时间 El Niño 事件演变不同,异常暖水首先出现在 Niño3 区,随后在 Niño1+2 区形成。Niño3 区 SSTA 在 El Niño 爆发当年的 5 月份为负,6 月迅速增温,8 月升到 0.5°C 以上,然后逐渐增温,到 12 月温度距平达到最大,大于 1.5°C ;然后海温距平缓慢降低,在 El Niño 爆发次年的 12 月 SSTA 仍大于 0.5°C ,且在 El Niño 爆发次年的 5 月份海温还略有升高。Niño1+2 区的海温变化与 Niño3 区有所不同, SSTA 在 El Niño 爆发当年的 7 月份约为 0°C ,8 月迅速增加到约为 0.5°C ;在 El Niño 爆发次年的 5 月份发展最盛,海温距平达到 2.4°C ,一直到 El Niño 爆发次年的 12 月份海温距平仍然大于 0.5°C 。从海温距平分布的演变可以看到(图略),在长持续时间 El Niño 事件爆发当年的 7 月份, $100^{\circ}\sim 170^{\circ}\text{W}$ 的赤道中、东太平洋有大于 0.5°C 的海温正距平,然后海温正距平向东扩展再影响到南美沿岸;到 12 月,整个热带太平洋温度正距平发展很盛,最大温度正距平在 $110^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{W}$ 的赤道东太平洋,达到 2°C 以上;到 El Niño 爆发次年的 5 月,整个赤道中、东太平洋仍然为大于 0.5°C 的温度正距平,但中心移到南美沿岸,其值大于 2.5°C ;到 El Niño 爆发次年的 12 月,赤道东太平洋海温距平仍然大于 0.5°C ,说明长持续时间 El Niño 事件到 12 月之后才结束。长持续时间 El Niño 事件一般在 7 月形成,先在 Niño3 区出现海温正距平,大于 0.5°C 的海温距平维持到次年 12 月份,持续时间为 18 个月左右。可见二种 El Niño 事件开始时间接近,但结束时间相差却达半年;而且一般来讲短持续时间 El Niño 的强度比长持续时间的强。

大家知道,西太平洋赤道西风的异常对 El Niño 的爆发有直接的影响,赤道西太平洋的

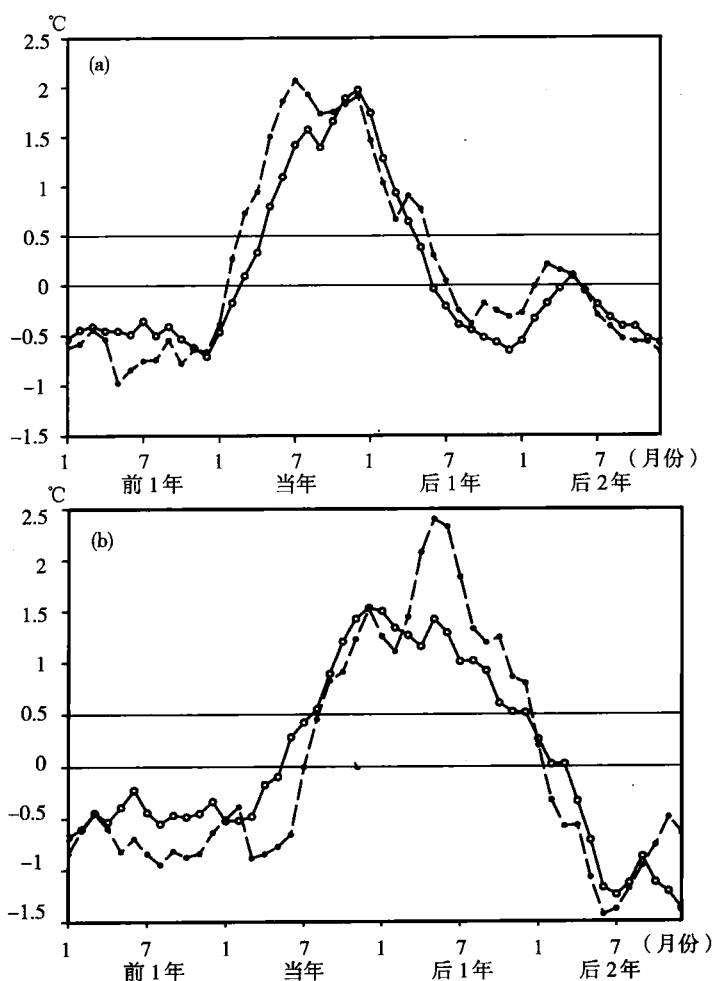


图 1.1.3 (a)短持续时间 El Niño 事件海温距平(°C)在 Niño3 区(实线)和 Niño1 + 2 区(虚线)的变化; (b)长持续时间 El Niño 事件海温距平(°C)在 Niño3 区(实线)和 Niño1 + 2 区(虚线)的变化(杨辉和李崇银, 2004)

纬向风异常与 El Niño 的持续时间有何关系呢? 资料分析也给出了明确的结果。对于赤道西太平洋纬向风异常(图 1.1.4), 两种 El Niño 在发生前的冬季到 El Niño 发展最强的冬季都为西风异常, 但是短持续时间厄尔尼诺所对应的赤道西太平洋西风异常在 El Niño 爆发当年的春、秋季达到最大, 在 El Niño 为最强的冬季以后很快就转变成东风异常; 而长持续时间 El Niño 所对应的赤道西太平洋西风异常不仅在 El Niño 爆发当年的春、秋季较强, 而且在 El Niño 为最强的冬季仍然很强, 并且在 El Niño 发生后的整个次年还维持较弱的西风异常, 这与 Niño3 区海温正距平持续维持相吻合。赤道西太平洋西风距平维持时间较长可能是 El Niño 维持时间较长的重要原因。对比分析还表明, 东亚/西北太平洋地区的北风异常对 El Niño 的发生发展有重要作用,

资料分析还表明, 对应不同持续时间 El Niño 的发生发展和消亡过程, 对流层低层的距平风场形势有极其显著的差异和变化。东北太平洋和西北太平洋异常气旋性环流的发展和

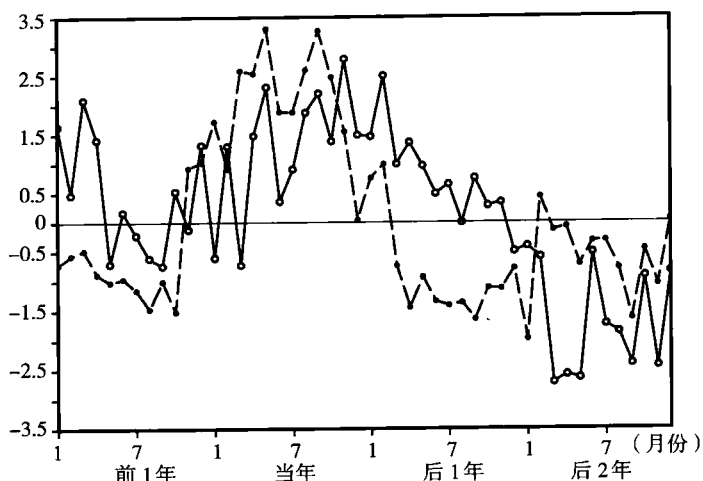


图 1.1.4 对应长持续时间厄尔尼诺(实线)和短持续时间厄尔尼诺(虚线)的区域($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$)平均 850 hPa 纬向风距平(单位:m/s)的时间变化(杨辉和李崇银, 2004)

活动对 El Niño 事件的发生起着重要作用;伴随 El Niño 的发展,东北太平洋上异常气旋性环流发展。而东北太平洋上异常气旋性环流的减弱和西北太平洋上异常反气旋性环流的增强,会导致赤道西太平洋东风异常发展,对 El Niño 的消亡起着重要作用。El Niño 事件持续时间的长度与 850 hPa 东北太平洋上异常气旋性环流和西北太平洋上异常反气旋性环流密切相关。在持续时间较长的 El Niño 事件中,东北太平洋上异常气旋性环流减弱和西北太平洋上异常反气旋性环流距平涡旋增强都比较缓慢,此外在 El Niño 衰减期,澳洲冬季风加强,从而使赤道西太平洋西风异常维持的时间较长,有利于 El Niño 的维持。

对应不同持续时间的 El Niño,在散度场上也必然有明显的不同特征和演变,200 hPa 东亚地区速度势正距平的向南移动对 El Niño 事件的发生起着重要作用,西太平洋上速度势正距平的东移对 El Niño 的消亡起重要作用。因此 200 hPa 速度势场在 El Niño 过程中也有不同的特征和变化。对于持续时间较短的 El Niño 事件,西太平洋上的速度势正距平迅速东移可能对 El Niño 的迅速消亡起重要作用;对于持续时间较长的 El Niño 事件,西太平洋和东太平洋上的速度势正、负距平中心强度在 El Niño 的发生次年的春季迅速增强以及南半球西太平洋速度势正距平的维持对 El Niño 的持续起重要作用,因为这种速度势距平分布有利于维持同 El Niño 相伴随的 Walker 环流形势。

1.1.2 有关赤道印度洋偶极子的进一步研究

根据海温距平的分析,Saji 等的研究指出,赤道印度洋 SSTa 的变化存在着一种偶极子型振荡,即($10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$, $50^{\circ}\text{E}\sim 70^{\circ}\text{E}$)海区与($10^{\circ}\text{S}\sim \text{EQ}$, $90^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$)海区的平均海温有反相变化的特征(Saji, *et al.*, 1999)。Webster 等的研究也指出了 1997~1998 年有赤道印度洋偶极子型振荡的存在,并认为它可能由印度洋海-陆-气的强相互作用所激发(Webster, *et al.*, 1999)。上述这种赤道印度洋偶极子型振荡不仅表现在海表水温的变化中,而且在次表层海温(SOT)的变化中也很清楚(Anderson, 1999)。

我们以($5^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$, $50^{\circ}\text{E}\sim 65^{\circ}\text{E}$)海区平均 SSTA 与($10^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $85^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$)海区平均 SSTA 的差作为偶极子指数,而避免用到陆面上的温度。从 1900~1997 年间印度洋海温偶极子指数的时间变化及功率谱可十分清楚地看到,偶极子指数既有年际变化(周期主要为 4~5 年),也有明显的年代际变化(周期主要为 25~30 年);赤道印度洋偶极子的强度在一年的各个月份并不一样,有明显季节变化。赤道印度洋海温偶极子的强度都在 1~5 月份偏弱,在 7~12 月份偏强,最强出现在 10 月,最弱出现在 2 月。

图 1.1.5 分别给出了赤道印度洋偶极子型振荡在其正位相和负位相时 SSTA 的水平分布特征,其范围为 $30^{\circ}\text{S}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $30^{\circ}\text{E}\sim 80^{\circ}\text{W}$;而图 1.1.5a 和图 1.1.5b 分别是正位相的 7 月和 12 月的情况,图 1.1.5c 和图 1.1.5d 分别是负位相的 7 月和 12 月的情况。它们清楚地给出了赤道印度洋偶极子型振荡的特征,正位相时 SSTA 为西高东低,负位相时 SSTA 为西低东高。由于合成时正位相年指数明显强于负位相年的指数,图 1.1.5a 和图 1.1.5b 所演示的偶极子也就明显强于图 1.1.5c 和图 1.1.5d 所演示的偶极子。

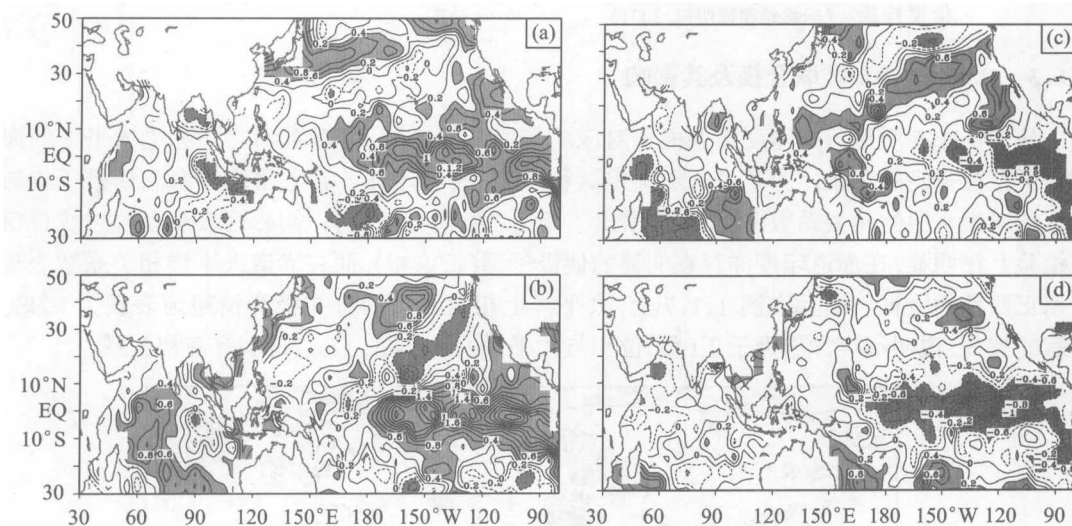


图 1.1.5 赤道印度洋偶极子型振荡的正位相年(1961, 1972, 1994 和 1997)和负位相年(1958, 1959, 1960, 1970 和 1996)合成的 SSTA 的分布。a) 正位相 7 月; b) 正位相 12 月; c) 负位相 7 月; d) 负位相 12 月。(李崇银和穆明权, 2001)

赤道印度洋海温偶极子型振荡对亚洲夏季风的影响也是明显的。对应偶极子正位相,有较强的南海夏季风,印度夏季风也较强。对应偶极子负位相,赤道印度洋西部为弱南风异常,东部为弱西北风异常;南海和中南半岛地区为异常东风;印度南部异常西风明显。因此与印度洋偶极子负位相对应,南海夏季风偏弱,印度南部夏季风偏强、北部偏弱。

对于亚洲夏季风来讲,对流层上层青藏高原的反气旋(也称南亚高压)也是重要成员,南亚高压的强弱实际上也反映了亚洲夏季风的强弱。图 1.1.6 给出了赤道印度洋偶极子指数与全球 200 hPa 位势高度间相关系数的分布。可以看到一个强的负相关系数中心位于青藏高原上空,表明赤道印度洋偶极子指数与南亚高压存在明显的负相关。即对应赤道印度洋偶极子正位相,南亚高压偏弱;而对应赤道印度洋偶极子负位相,南亚高压偏强,但位置偏西。