

北太平洋、北大西洋中纬度海气相互作用的部分统计特征

摘要

本文根据 NCEP/NCAR、COADS、验潮站等观测资料、耦合气候模式输出资料,使用最大方差分析(MCA)、回归、合成及相关等方法分析了北太平洋、北大西洋中纬度海气相互作用的部分统计特征。探讨北太平洋海面温度(SST)异常对大气的影晌;揭示了台湾以东黑潮流量与西北太平洋海洋和大气异常的关系;探讨了北大西洋 SST 异常、海表热通量异常及 500hPa 位势高度场异常三者之间的相互作用关系,得到了以下有创新性的成果:

在北太平洋,除了冬季很强的热带太平洋 ENSO 影响和大气异常强迫海洋之外,我们发现了冬季海洋作用于次年夏季大气的“局地反馈模态”;即次年夏季大气对冬季海盆尺度的马蹄形 SST 异常的响应是纬向波列形的环流异常;提出冬季北太平洋 SST 异常可能作为对次年夏季大气环流异常预报的指标之一。

发现了秋季台湾以东黑潮流量与西北太平洋冬季海洋和大气异常有较好的对应关系;当秋季台湾以东黑潮流量显著增强时,冬季西北太平洋的大部分区域向大气异常放热,而与此对应 500hPa 大气从日本东南部到阿留申地区出现显著的低压异常及内蒙古、北美地区出现高压异常,反之亦然。

对北大西洋来说,统计发现超前 2—3 月的热通量异常对早冬北大西洋涛动的影响与前一年晚夏的马蹄形 SST 异常有关;前一年晚夏马蹄形 SST 异常主要是早夏的海表热通量异常作用的结果;当这种 SST 异常形成后,它又通过向大气释放热通量来反作用于早冬大气;从 SST 和热通量两者的角度看,马蹄形的 SST 异常及随后的热通量异常对早冬大气 NAO 的影响主要通过低边界层的强迫而产生的。

以上统计结果,为长期气候预测提供参考,也为理解和揭示中纬度海洋-大气相互作用的过程与机制提供思路和观测依据。

关键词 海气相互作用 台湾以东黑潮 局地反馈模态 MCA 方法

Some Statistical Properties of the Mid-latitude Ocean-atmosphere Interaction in the North Pacific and the North Atlantic

Abstract

Based on the observation data(NCEP /NCAR , COADS) and the output data from Flexible Coupled Ocean-Atmosphere General Circulation Model, some statistical methods such as Maximum Covariance Analysis, regression method, composite analysis and relation analysis have been used to investigate some properties of the mid-latitude ocean-atmosphere interaction in the North Pacific and North Atlantic in this paper. The effect of local sea surface temperature (SST) anomalies on the atmosphere in the North Pacific is detected. The relationship between the Kuroshio transport east of Taiwan and the oceanic and atmospheric anomalies in the northwest Pacific in winter is discovered. The relation among the North Atlantic atmosphere circulation anomaly, the SST anomaly and the heat flux anomaly is examined. Some new statistical features have been found as follows:

In the North Pacific, besides the strong remote ENSO impact in winter and the atmosphere dominantly forcing on the ocean , the MCA analysis suggests a significant local feedback mode: forced by horseshoe SSTA in the former winter, the atmospheric response in summer resembles a wave-train pattern over the mid-latitude North Pacific. This local response may imply the former winter SST anomaly could be one of the forecast indexes for summer atmospheric circulation.

Kurishio transport east of Taiwan in the later fall has a quite good relationship with the winter oceanic and atmospheric anomaly in northwest

Pacific. When Kuroshio transport east of Taiwan is increasing (decreasing) significantly during the later fall, most area of the Northwest Pacific releases more (less) heat to the atmosphere, accompanying the winter robust low (high) pressure anomaly from the southeast of Japan to the Aleutian and high (low) pressure anomaly over the Mongolia and the North America in the 500hPa atmosphere.

In the North Atlantic, the forcing of the heat flux leading the North Atlantic Oscillation (NAO) by two or three months is associated with the later summer horseshoe SST forcing. The horseshoe SST is generated largely by the surface heat flux, and then forces the early winter atmosphere through the release of oceanic heat flux into the atmosphere. From the perspective of both the SST and heat flux, the horseshoe SST and the subsequent heat flux forcing on winter NAO represent the dominant lower boundary forcing to the North Atlantic atmosphere.

Above conclusions could be as a reference to the long term climate forecast. It could help us to understand the mechanism of mid-latitude ocean-atmosphere interaction.

Keywords: Ocean-Atmosphere interaction, Kuroshio transport, Local feedback mode, Maximum Covariance Analysis

独 创 声 明

本人声明所提交的学位论文是本人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。据我所知，除了文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含未获得_____（注：如没有其他需要特别声明的，本栏可空）或其他教育机构的学位或证书使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确的说明并表示谢意。

学位论文作者签名：温娜

签字日期：2006年6月1日

学位论文授权使用授权书

本学位论文作者完全了解学校有关保留、使用学位论文的规定，有权保留并向国家有关部门或机构送交论文的复印件和磁盘，允许论文被查阅和借阅。本人授权学校可以将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存、汇编学位论文。（保密的学位论文在解密后适用本授权书）

学位论文作者签名：温娜

导师签字：刘厚江

签字日期：2006年6月1日

签字日期：2006年6月1日

学位论文作者毕业后去向：

工作单位：中国海洋大学

电话：0532-82032271

通讯地址：青岛鱼山路5号

邮编 266003

致 谢

2002年4月27日，我第一踏上青岛参加研究生复试。清晨微凉的风吹着衣履单薄的我，站在文苑楼外举目四望这个陌生的地方，真的有点想家了。“温娜”，一个洪亮的声音从背后传来，只见刘秦玉老师拿着件红色的马夹从远处赶来，“快穿上车吧。这个时候，青岛有点冷……”。接着，介绍我认识刘征宇老师和贾英来师姐等。我的研究生生活就这样开始了。

在刘秦玉老师的指导下，我逐步开展了一些科研工作。平时，刘老师对我们的学习工作要求很严格，每周都有小组讨论，还有工作汇报。刚开始还有点不习惯。随着时间的流逝，慢慢的从刘老师身上看到了一个科研工作着对科学的执着追求，体会到刘老师对学生的良苦用心。在日常生活中，刘老师会问‘你的感冒好了没有’‘要不要用这个药试一下’‘晚上别在办公室待的太晚了’。这些点点滴滴让身在异乡的我感受到母亲般的关怀。这里，我想真诚的说一句：刘老师，谢谢您！感谢胡瑞金老师、黄菲老师、林霄沛师兄在做论文过程中给予的热情指导。还要感谢在研究生期间一块儿学习生活的潘爱军师兄、王建波师兄、姜霞师姐、杨建玲师姐、刘伟、刘衍韞、武术师弟、胡海波师弟、孙成学师弟、郑小童师弟、师妹李丽娟。特别感谢陪我度过这段美好时光的贾英来师姐和李杰老师。

真诚的感谢威斯康星大学刘征宇老师对我科研工作的指导。在协助刘征宇老师进行科研的时候，体会到什么是一个真正的科研工作者。他对科学问题的敏锐洞察力及科研实事求是精神令人感叹不已。也感谢吴立新老师给我学习上的指点，至今耳边还环绕着他的教诲：做研究，不怕泛，就怕深。还感谢在威斯康星期间何峰夫妇、李郑龙、毕荔、吴龙涛、刘映辉对我学习和生活的帮助和照顾。

感谢中国科学院大气物理研究所俞永强研究员对本文部分工作细心指导。还感谢在大气所期间研究生郑伟朋、李建和辛晓歌等给我学习和生活上的帮助。

最后，感谢我的父母对我学业的支持和理解。

第一章 前言

海气相互作用是气候研究中的一个重要课题。人们对热带海气相互作用的研究及认识已日趋全面和深刻,而中纬度的海气相互作用比较复杂,目前对它的认识还不足。最近,由于年代际变化的强信号在中纬度出现,中纬度海气相互作用的研究再次引起了中外学者的普遍关注。另一方面,我们知道海洋有着巨大的热容量,中纬度海洋西边界流的经向热输送在全球的热平衡中起着不可低估的作用,它在中纬度海气相互作用中扮演着十分重要的角色。本文主要根据观测资料证实和发现中纬度海气相互作用中的部分统计特征,为研究中纬度海气相互作用的机制奠定基础。

1.1 北太平洋海气相互作用的研究进展

ENSO(El Nino and the Southern Oscillation)是发生在热带太平洋的海气耦合现象,但它对全球气候的变化都有影响。在ENSO事件发生时,通过大尺度的大气遥相关就可以改变赤道太平洋外的近地层大气温度、湿度、风速及云量分布等。这种海表热量、动量及淡水通量的改变又会引起海表温度(SST)、盐度、混合层深度及洋流的变化。实际上,大气相当于一个桥梁把热带太平洋与全球其他区域(尤其是北太平洋)建立起一个联系。在北太平洋,该大气桥所建立起来的大气模态呈PNA(the Pacific-North American)型:在北太平洋中部呈现一个由南向北的偶极子分布型。该模态与Walker和Bliss(1932)及Bjerknes(1969)发现的北太平洋涛动(North Pacific Oscillation)模类似。这种由大气桥建立的热带和热带外的动力关系可以用线性Rossby射线理论来解释(Hoskins and Karoly 1981)。通过北太平洋PNA型大气桥把热带太平洋与北太平洋SST联系起来, Graham等(1994)、Zhang等(1997)及Gu和Philander(1997)指出:在年际和更长的时间尺度上,北太平洋SST第一模态的主要信号来自热带太平洋ENSO。

自70年代中期,很多学者采用不同的技术方法用观测资料来建立热带太平洋SST与其他海域温度异常的联系,其结果如表1.1.1所示。它充分证明了ENSO信号对热带太平洋外的SST异常演变的影响,尤其是对北太平洋SST的影响。一般,

ENSO的成熟期出现在年底 (Rasmusson和Carpenter, 1982), 而受ENSO影响的热带太平洋外的SST异常在其2至6个月后达到峰值。这种1至2个季节的滞后是由于大气对热带太平洋SST异常的响应大概需要两周左右的时间, 然后通过大气再作用于热带外的海洋; 而海洋对大气的响应是一个逐渐积累的过程, 使其达到最大响应, 大概也需要几个月的时间。直到90年代, 这些热带太平洋SST异常与其他海域的海温异常的关系已基本上建立起来了, 至于遥相关的SST异常是如何产生的及生成的SST异常又是如何反馈到大气环流的还不太清楚。近年来, 人们逐渐利用模式结合观测分析, 来更具体清楚的认识ENSO对热带外SST的影响。Liu等(2004)运用传统的统计相关方法和模式下的动力分析方法, 定量的给出在年际和年代际的时间尺度上, 热带太平洋ENSO热带大西洋SST变化的影响。而Alexander等(2002)在资料和耦合模式分析的基础上, 给我们勾勒出一幅更清晰的图像: 在夏季的时候, 西北太平洋SST异常与ENSO的相关是非常显著的; 海表热通量是大气桥强迫SST异常的主要成分, Ekman输送在中太平洋的SST异常产生中起着重要的作用; 大气桥不仅在年际尺度上影响SST, 而且还影响混合层的深度、盐度及上层海洋温度的季节演变; 模式结果还显示, 北太平洋SST的低频(大于10年)变化一部分上与热带强迫有关。

总的来说, 热带太平洋ENSO信号对热带外大气及海洋的影响不容忽视, 尤其是北太平洋的。

热带外的SST能否影响大气及如何理解这些相关机制成为近几十年气候研究中一个非常有挑战和争议的科学问题。至于大气是如何影响海洋的, 无论观测还是模式分析都毫无疑问证明了: SST异常主要是大气强迫的结果 (Palmer and Sun 1985; Wallace and Jiang 1987; Deser and Timlin 1997)。相对于热带大气对SST的稳定线性响应, 中纬度大气对SST的响应要复杂的多。再者, 中纬度大气内变化很强, 相对于大气对SST的作用强度, 热带外大气对SST的响应会小的多。所以, 想从观测资料上来诊断中纬度海洋对大气的作用不是一件容易的事情。在这种情况下, 模式成为一个非常有用的工具。

许多学者利用大气环流模式来研究中纬度大气是如何对给定SST异常 (Palmer and Sun, 1985; Pitcher et al., 1988; Kushir and Lau, 1992; Ferranti et

al.,1994; Peng et al.,1994,1996) 产生响应的。这种方法被称为AMIP方法, 它所得结果差异很大, 不同模式可能生成不同结果(Kushnir et al.,2002)。有的在暖SST异常下游生成相当正压结构响应; 有些是线性斜压响应, 暖的SST异常下游伴随着表层低压; 一些产生非常强的非线性响应; 另外, 有些试验不同季节响应也不同, 还有的甚至对SST正负异常产生不同的响应。这些研究结果显示: 在线性理论框架下, 大气对中纬度的SST异常响应没有可预报性 (Hoskins and Karoly,1981)。

最近的一些AGCM(atmospheric general circulation)试验表明模式结果还依赖于边界层的强迫条件。针对这个问题, Liu等(2004)作了一些具体分析, 他指出大气响应严重依赖于海气耦合: 在全耦合试验中生成的强的暖-高脊响应与统计结果相一致; 固定的SST异常强迫试验和热动力耦合试验也产生暖-高脊的响应, 但强度大大减小。这种弱的暖-高脊响应与过度向大气释放热量有关, 因为大气对海表热通量正异常的响应是暖-低压响应, 它削弱了耦合模式的暖-高脊响应。另外, Peng等(1997)AGCM试验结果显示, 对同一暖SST异常, 一月大气会产生斜压响应, 而在二月的背景场下, 大气却产生一个相当正压结构。针对这个问题, Peng等(1999)对大气是如何响应中纬度SST异常的物理机制进行了探讨: 线性斜压模式试验揭示了GCM达到平衡态的响应主要是异常气旋作用的结果; 初始热源可以引起异常流来, 但这异常流对背景流场来说一点不敏感; 气旋可与热异常引起的异常流相互作用。

在观测上, 许多学者 (Namias et al.,1988; Wallace et al.,1990,1992; Zhang et al.,1996,1998) 对北太平洋SST和500hPa位势高度场相互作用进行了研究。Zhang等(1996)通过线性回归方法扣除资料中的ENSO信号, 把北太平洋自身的海气相互作用模从ENSO引起的中纬度海气耦合模中分离出来。An和Wang(2005)用CMCA (Condition Maximum Covariance Analysis) 进一步调查了热带和北太平洋SST异常与500hPa位势高度异常场的关系, 分离出两个基本模态: 一个是中纬度海气相互作用的本征模——北太平洋模NP(the North Pacific mode), 其中SST异常主要集中在热带外北太平洋; 另一个是热带海气相互作用耦合模——ENSO模态, 其中热带区域出现的是与ENSO类似的SST异常分布型, 而在热带外SST异常较弱。

那么,能否从观测上找到中纬度的SST异常影响大气的证据呢?人们多用超前和滞后方法对其进行探讨研究。Frankignoul和Hasselmann(1977)指出:当SST与大气作超前和滞后相关分析时,大气超前于SST意味着大气对海洋的强迫作用,而海洋超前于大气反映了海洋对SST的影响。先前的很多研究(Namias 1964; Ratcliffe 和 Murray 1970; Deser 和 Timlin,1997)比较关注超前一个月的SST对大气的影晌。实际上,这不见得是一种有效的方法,因为大气自身有一定的时间持续性,在这个时间尺度上(一个月的超前)两者相关可能部分地反映了大气对海洋的作用。那么,当SST超前于大气一个月以上时,在这个时间尺度上进行分析不就反映了SST异常对大气的影晌。Czaya和Frankignoul(2002)利用最大方差分析(MCA)超前和滞后关系对北大西洋进行了初步探讨,发现晚夏北大西洋马蹄形SST异常可能对早冬大气的NAO分布型产生影晌。

对北太平洋来说,在观测分析上,中纬度SST异常能否独立的作用于大气,这是我们有待于继续研究解决的问题。

1.2 黑潮热输送对大气环流影晌的研究进展

海洋经向热输送对全球能量平衡以及气候变化有重要作用,且主要集中在几支强而窄的西边界流中。黑潮是北太平洋的西边界流,它在太平洋的经向热输送中起着极其重要的作用。海洋对大气的影晌主要是通过海-气之间的热量交换实现的。在北太平洋中部热含量的改变中,海洋平流的贡献是30%,其中黑潮(西边界流)占这种平流贡献的50%(Vivier *et al.*, 1999)。台湾以东黑潮流量的低频变化直接影晌黑潮流域的海-气热交换,从而影晌天气和气候。黑潮附近SST已成我国气候统计预测中的重要指标,但是由台湾以东黑潮流量变异对气候异常影晌的动力过程研究较少。赵永平等(1995, 1996)通过分析资料指出黑潮海域海洋异常加热对后期下游大气环流的影响是通过改变低纬度与高纬度大气之间温度差和位势高度来实现的,黑潮海域异常加热与大气环流相互作用在冬季是一个正反馈过程。Liu 等(1993)利用海-气耦合模式研究冬季黑潮大弯曲与大气环流相互作用的正反馈过程,李崇银等(1992)也对冬季黑潮增暖影晌我国东部汛期降水这一问题进行了数值试验。

Wyrтки (1965)指出:“位于西北太平洋的黑潮流域是太平洋海域内最大的

海洋失热区,冬季是黑潮向大气释放热量最多的季节,也是黑潮海域海气相互作用最强烈的时期。”刘衍韞等(2004)¹⁾对北太平洋海面热通量的研究也证实了日本以南黑潮海区是太平洋海域内最大的海洋失热区。翁学传等在1996年指出黑潮经向热输送变化与其流量大小关系非常密切,黑潮断面热输送主要取决于两个因子:台湾以东黑潮流量和温度,对PN断面黑潮热输送变化贡献来说,来自低纬度海域的黑潮体积输送强弱占第一位,而水体温度的高低占第二位。既然台湾以东黑潮流量与经向热输送关系如此密切,而黑潮的经向热输送又在海气作用中占重要地位,那么台湾以东黑潮流量变异时,它与黑潮流经区域的海洋和大气异常有无联系?冬季是海-气相互作用最强烈的时期,本文着重研究台湾以东黑潮流量的变异与其流经区域冬季海洋和大气异常间的关系。

1.3 北大西洋海气相互作用的研究进展

在气候研究中,北大西洋也遇到了与北太平洋类似的问题。我们知道北大西洋上空大气变化主要受北大西洋涛动NAO(North Atlantic oscillation)控制。尤其是冬天,当NAO最强时,它控制着北半球表层大气温度及降水(Hurrell 1995),通过感热和潜热通量的释放来影响海洋(Cayan, 1992)。如此强的大气内变化,北大西洋SST异常对大气能不能产生影响?针对这个问题,人们通过多种方法来进行研究。

许多AGCM模式研究表明:北大西洋的SST异常确实对冬天大气的NAO分布型产生显著影响。在一些模式中用过去几十年的观测SST异常作强迫会产生低频的NAO变化(Rodwell et al., 1999; Mehta et al, 2000; Latif et al. 2000;)。还有些学者指出:北大西洋三极形的SST异常与大气的NAO之间的正反馈相互作用可以作为海洋影响大气的例证。然而, Latif等(2000)和Hoerling等(2001)则建议这种SST异常对大气的影晌可能来自热带,而不是北大西洋区域。这些争议说明:大气对海洋的响应有模式依赖性,不同的模式响应不同。所以,有待于用观测资料来进行研究。

Czaya和Frankignoul(2002)(简称CF)用MCA方法对NCEP/NCAR资料(北

大西洋500hPa位势高度场及SST)进行分析,发现晚夏北大西洋马蹄形的SST异常可以持续影响早冬北大西洋涛动(NAO)。他们首次用统计方法证明了晚夏SST异常对早冬大气NAO的预报可能性。在CF的研究基础上,Cassou等(2004)及Peng等(2005)分别对晚夏这种马蹄形的SST异常是如何影响早冬大气NAO的物理机制进行了探讨。Cassou(2004)指出:在大西洋热带与副热带之间的对流辐合区异常能激发向北大西洋传播的Rossby波,这种大气扰动再通过扰动热通量及辐射通量作用于北大西洋产生马蹄形的SST异常;由马蹄形的SST异常的持续强迫试验,得到大气弱的NAO响应模态,原因可能是马蹄形的SST的经向温度梯度引起大气高层急流变化,再与10月爆发的气旋相互作用,最终导致了大气NAO异常。而Peng用北大西洋的马蹄形SST异常(NAH)与热带SST异常分别作强迫试验,其结论如下:NAH异常并不是一个有效的强迫源,所以不能解释NAH异常是如何导致大气NAO异常;在AGCM_ML的耦合模式里,热带SST异常强迫依赖于季节背景场——在晚冬它可以强迫出大气强的NAO异常,并伴随着北大西洋的NAH异常。说明了冬季大气NAO异常的产生最终可能是热带SST异常作用的结果。

另外,在北大西洋海气相互作用的研究中,值得一提的是近年来一些学者对海表热通量的研究。随着模式的发展、认识的提高,人们发现正确的估算SST与海面热通量的反馈作用,能够很好提高GCM(the General circulation model)的耦合模拟效果。海表热通量与SST异常是怎样相互作用的呢?一般说来,海表热通量对大尺度的SST异常有着双重作用:热通量产生SST异常;反过来,生成的SST异常又会影响热通量异常。Frankignoul等(2002)对观测资料进行了调查研究,指出在北大西洋海表热通量与SST异常反馈过程中,扰动热通量的反馈占统治地位,它们的相互作用主要呈负反馈特征。Park等(2005)研究也表明北大西洋热通量与SST异常的最大反馈出现在冬季。总的来说,海面热通量在海气相互作用中似乎扮演着中介的作用。

北大西洋晚夏SST异常对早冬大气NAO影响机制的研究有了初步的进展,但其中的物理过程有待于进一步探讨。另外,我们看到,海表热通量、SST和大气三者间存在相互制约相互促进的关系。本文将从这个角度出发,来探讨一下:北大西洋晚夏SST异常对早冬大气NAO影响过程中,它们三者之间是怎样相互作用

的。

1.4 本文拟解决的科学问题及研究内容

中纬度海气相互作用是一个比较复杂的问题。再者，中纬度大气内变化非常强，寻找中纬度 SST 对大气的影晌显得比较困难。所以，大多学者求助于大气环流模式或者海气耦合模式。无论对北太平洋还是对北大西洋来说，所得结果对模式的依赖性很大（例如同样的试验，不同的模式可能会得到不同的结果）。因此如何采用特殊的、能表现海洋-大气相互作用过程的统计学方法，从复杂的中纬度海气相互作用的观测事实中分离各个不同的过程是目前需要解决的问题。

对北太平洋来说，受热带太平洋 ENSO 信号影响是它的显著特点。所以，怎么从观测资料入手来寻找北太平洋中纬度 SST 异常独立影响大气信号成为亟待解决的问题。

另外，黑潮热输送在西北太平洋热平衡中起着重要的作用，而黑潮流量的大小又决定了热输送的大小。所以，黑潮流量变异时，它与黑潮流经区域海洋和大气异常的关系引起了我们的兴趣。

海面热通量（湍流热通量：感热与潜热）在海气相互作用中似乎扮演着中介的作用。那么，在北大西洋晚夏马蹄形 SST 异常持续影响早冬大气 NAO 的过程中，海面热通量、SST 和大气环流之间是怎样相互作用的也是一个非常重要的问题。

基于上述存在问题的讨论，本文将进行如下研究：

第二章介绍了研究所采用的资料及资料的处理方法。特别介绍了扣除 ENSO 及 MCA 方法，并介绍了从统计学的观点确定海洋可能影响大气的理论依据。

第三章利用 MCA 方法对观测资料进行分析，探讨北太平洋 SST 异常对大气的影晌。

第四章着重利用观测和模式资料来研究台湾东部黑潮流量变异与冬季西北太平洋海气相互作用间的关系。

第五章在前人研究的基础上,探讨海面热通量异常在北大西洋晚夏 SST 异常影响早冬大气环流异常中扮演的角色。

第六章是结论和对相关科学问题的讨论。

| Data | | | Time | | |
|---------------------------------|-----------|-------------------------------------|---------|-----|-------|
| Study | Record | Method | Months | Lag | Scale |
| North Pacific | | | | | |
| Weare et al. (1976) | 1949-73 | EOFs | | | |
| Reynolds and Kasamatsu (1983) | 1947-80 | Composites | SON | | |
| Wright (1983) | | Correlations | | 2-3 | |
| Niebauer (1984, 1985) | | Correlations in Bering Sea | | | |
| Wallace and Jiang (1987) | 1950-79 | Correlations with SO | Jul-Nov | | |
| Hanawa et al. (1989) | 1961-85 | Composites, correlations | JFM | | |
| Deser and Blackmon (1995) | 1950-92 | EOFs | Nov-Mar | | |
| Zhang and Wallace (1996) | 1950-94 | Regression, EOFs, Rotated EOFs, SVD | | | |
| Nakamura et al. (1997) | 1951-92 | Prefiltered EOFs | | | D |
| Zhang et al. (1998) | 1950-93 | Multichannel SSA | | | ID |
| Tropical Atlantic | | | | | |
| Covey and Hastenrath (1978) | 1911-71 | Composites | | | |
| Curtis and Hastenrath (1995) | 1948-92 | Composites | MAM | 3-5 | |
| Enfield and Mayer (1997) | 1950-92 | Correlations | | | |
| Penzland and Mestasova (1998) | 1950-93 | LIM | | | |
| Uvo et al. (1998) | 1946-85 | SVD | Mar | 2 | |
| Ganama et al. (2000) | 1861-1990 | CCA | MAMJ | 2-4 | |
| Global Tropics | | | | | |
| Wolter (1987, 1989) | 1948-83 | Cluster analysis, RPCA | | | |
| Lauzanne (1996) | 1870-1988 | Complex RPCA, correlations | | 3-6 | |
| Toure and White (1995) | 1979-91 | EOFs, REOFs | | | |
| Nicholson (1997) | 1948-98 | Harmonic analysis, composites | | | |
| Klein et al. (1999) | 1952-92 | Correlation | | | |
| Global | | | | | |
| Fan and Oort (1983, 1990) | 1958-73 | Correlations | | 0-6 | |
| Huang and Newell (1983) | 1949-79 | EOFS | | | |
| Yasunari (1987) | 1964-81 | Prefiltered composites | | | I |
| Kiladis and Diaz (1989) | 1877-1988 | Composites | | | |
| Nitta and Yamada (1989) | 1950-87 | EOFs, difference strips | | | ID |
| Kawamura (1994) | 1950-88 | Rotated EOFs | | | |
| Zhang et al. (1997) | 1900-93 | Regression, EOFs | | | ID |
| Morou et al. (1998)* | 1901-94 | Multichannel SSA | | | ID |
| Enfield and Mestas-Nuñez (1999) | 1856-1991 | Prefiltered complex EOFs | | | ID |
| Mestas-Nuñez and Enfield (1999) | 1856-1991 | Prefiltered rotated EOFs | | | D |
| Garnaud and Battisti (1999) | 1958-93 | Regression | | | ID |

表 1.1.1 观测研究热带太平洋 SST 异常与全球其他区域的海温异常的关系, 按区域进行分类。表中还列出了分析方法、资料时间、受 ENSO 影响最大时的时间及滞后月份。(该图引自 Alexander et al, 2002)

第二章 资料与方法

2.1 资料

2.1.1. 验潮站海平面高度观测资料

文中的黑潮流量由贾英来等(2004)采用基隆港和石垣岛两个验潮站的逐日海平面高度观测资料计算所得。资料来源为世界海洋环流实验(WOCE Data Products Committee, 2002. WOCE Global Data, Version 3.0, WOCE International Project Office, WOCE Report No. 180/02, Southampton, UK.)提供的夏威夷大学海平面高度中心(University of Hawaii Sea Level Center)验潮站海表高度数据(fast delivery in situ sea level data)。基隆港位于(25° 09.0N, 121° 45.0E),资料长度从1980年到1999年;石垣岛位于(24° 20.0N, 124° 09.0E),资料长度从1969年到2000年。由于1998年以后的数据中有较多缺测值,所用的海平面高度差资料的长度为1980年到1998年。而本文所用黑潮流量长度为1980年到1993年。

2.1.2. UWM/COADS 再分析资料

该资料源于COADS(Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set)观测资料,Arlindo M.da Silva等人利用样条插值和多种减小误差方法获得再分析月平均资料。它包含的变量主要是海面热通量、动量及淡水通量等物理量。其覆盖范围是全球,水平网格分辨率为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$,时间跨度从1945年1月到1993年12月。本文用到的物理量有:SST、海面风场和海面热通量(感热通量、潜热通量及净热通量)。

2.1.3. NCEP/NCAR 再分析资料

该资料是美国国家环境预报中心(National Center of Environment Prediction)和美国国家大气科学研究中心(National Center for Atmospheric Research)自1991年开始联合进行的大气资料再分析研究项目。NCEP/NCAR再分析系统采用了先进的数据同化系统和完善的数据库,对各种资料来源的数据以

统一的系统进行质量控制和同化。本文用到的 1958—1997 年的月平均资料，其大气变量的水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，而海表变量水平分布率 T62 高斯分布，纬向上 1.875° 等距分布，经向上不等距分布。这里，我们用到的物理量有：500hPa 位势高度场，表层温度，海表风场及海表热通量（感热通量、潜热通量、净长波辐射通量和净短波辐射通量）。

2.1.4. FGCM1.0 耦合模式资料

中国科学院大气物理研究所的 FGCM (Flexible Coupled Ocean-Atmosphere General Circulation Model) 耦合模式可以合理模拟长期平均气候，而且可以重现许多年际气候变化特征 (Yu, 2002)。它所用的海洋模式 L30T63 水平分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ，垂直分层 30 而 12 层分布在上层 1000m 的海洋，为它能合理模拟大洋西边界流提供了前提条件。

本文用到的资料是 FGCM 耦合模式月平均资料，时间长度：242~298 模式年，500hPa 位势高度场和净热通量场纬向格距为 2.8125° ，经向为非等距网格——平均间距 2.7° ；SST 和海洋流场的水平分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 。

2.2. 资料处理方法

2.2.1. 线性回归方法及 ENSO 信号的扣除

在统计分析中，回归分析应用非常广泛，经常用它来分析某一变量（称为预报量）与一个或者多个自变量（称为预报因子）之间的统计关系，并建立预报量与预报因子之间的回归方程，然后根据这个方程做出对预报量的预测。我们知道一元线性回归和形如高阶多项式的非线性回归可以看成是多元线性回归的特殊例子。所以，这里我们仅对多元线性回归的基本原理作下介绍。

当影响因变量 Y 的自变量不止一个时，比如有 m 个 X_1, \dots, X_m ，这时 Y 和 X 之间的线性回归方程为

$$Y = \alpha + \beta_1 X_1 + \dots + \beta_m X_m + \varepsilon \quad (2.1)$$

其中 $\alpha, \beta_1, \dots, \beta_m$ 为回归系数, ε 为随机误差, 常假定 $\varepsilon \sim N(0, \sigma^2)$ 。

设 $\{(Y_i, X_{i1}, \dots, X_{im}), i=1, \dots, n\}$ 为观测值, 回归分析的首要任务是利用它们来估计 $\alpha, \beta_1, \dots, \beta_m$ 和 σ , 它们的最小二乘估计记作 $a, b_1, \dots, b_m, \hat{\sigma}$ 求估计值 b_1, \dots, b_m 需要解下面的线性方程组

$$\begin{cases} L_{11}b_1 + \dots + L_{1m}b_m = L_{1Y} \\ L_{21}b_1 + \dots + L_{2m}b_m = L_{2Y} \\ \dots\dots\dots \\ L_{m1}b_1 + \dots + L_{mm}b_m = L_{mY} \end{cases} \quad (2.2)$$

其中

$$\bar{X}_j = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n X_{kj}, j=1, \dots, m$$

$$\bar{Y} = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n Y_k$$

$$L_{ij} = \sum_{k=1}^n (X_{ki} - \bar{X}_i)(X_{kj} - \bar{X}_j), i, j=1, \dots, m$$

$$L_{iy} = \sum_{k=1}^n (X_{ki} - \bar{X}_i)(Y_k - \bar{Y}), i=1, \dots, m$$

当 b_1, \dots, b_m 求得后, 计算

$$a = \bar{Y} - b_1\bar{X}_1 - \dots - b_m\bar{X}_m \quad (2.3)$$

回归方程 (2.1) 建立后, 检验其是否可信可用方差分析, 此时

$$\hat{Y}_i = a + b_1 X_{i1} + \dots + b_m X_{im}, i = 1, \dots, n$$

方差分析表参看下表，其中

$$F = \frac{S_{\text{回}}/m}{S_{\text{残}}/(n-m-1)} = \frac{n-m-1}{m} \frac{S_{\text{回}}}{S_{\text{残}}} \quad (2.4)$$

方差分析表

| 方差来源 | 平方和 | 自由度 | 均方 | F | 显著性 |
|------|----------------|-------|------------------------|---|-----|
| 回归 | $S_{\text{回}}$ | m | $S_{\text{回}}/m$ | | |
| 残差 | $S_{\text{残}}$ | n-m-1 | $S_{\text{残}}/(n-m-1)$ | | |
| 总和 | L_{yy} | n-1 | | | |

反映回归精度的 σ 的估计公式为

$$\hat{\sigma} = \sqrt{\frac{1}{n-m-1} S_{\text{残}}} \quad (2.5)$$

类似于一元回归相关系数 r ，可以定义适用于多元回归的全相关系数 R ， R 定义为 Y_i 和 \hat{Y}_i 的相关系数，或 R^2 定义为

$$R^2 = 1 - \frac{S_{\text{残}}}{L_{yy}} = \frac{S_{\text{回}}}{L_{yy}} \quad (2.6)$$

其上多元线性回归介绍引自方开泰 (1994)。

下面我们具体介绍一下怎样扣除热带 ENSO 信号。

通常情况下采用的方法是：选取 Nino3 或者 Nino3.4 的区域平均海温异常作为 ENSO 指数，然后与北太平洋各物理量作线性回归，得到 ENSO 影响系数，利用该回归系数就可以扣除 ENSO 的影响了。这种方法虽然简单快捷，但在扣除 ENSO

信号同时,会增加一些虚假的信息。我们知道 ENSO 强度随季节变化,冬季强而夏季弱。如果我们用同一系数来扣除不同月份的 ENSO 影响,结果会造成对冬季 ENSO 信号扣除偏弱,而对夏季 ENSO 信号扣除又偏强。这相当于在原始数据里增加了一个虚假的正弦振荡。

为了更精确地从某个变量中扣除 ENSO 信号,我们利用逐月的 ENSO 指数与该变量做回归分析,得到对该变量逐月的影响系数,然后再从某个变量中扣除逐月 ENSO 影响。在本文中,我们将原来逐月资料先通过三个月滑动平均来消除高频变化后,再将逐月资料与 Nino3.4 的区域平均海温异常进行回归分析,分别获得有关 SST 异常和 500hPa 异常在每个月的 ENSO 影响系数。在扣除 ENSO 影响的时候,我们还考虑到物理量受 ENSO 影响最大滞后时间,北太平洋 SST 对 ENSO 的最大响应滞后两个月,而北太平洋 500hPa 位势高度场对 ENSO 的最大响应几乎是同时的。因此,我们在扣除热带 ENSO 对北太平洋 500hPa 位势高度场和 SST 异常场的影响时分别取同期的回归系数和滞后两个月的回归系数。

2.2.2. 奇异值分解方法

在气象和海洋上,经验正交函数 EOF(Empirical Orthogonal Function)和奇异值分解 SVD(Singular Value Decomposition)是比较常见的分析方法。它主要用于降维分析,既简化了原变量的维数,又能综合原变量的主要信息。EOF 用来寻找物理量场的主要变化特征,而 SVD 可以用来寻求两个场之间的耦合特征。EOF 实际上相当于 SVD 分析的一个特例,所以这里只具体介绍一下 SVD 的基本原理。

设有两个数据场,分别包括 p 和 q 个空间点,有 n 次距平处理的观测值,用矩阵表示为:

$$X = \begin{pmatrix} x_{11} & x_{12} & \cdots & x_{1n} \\ x_{21} & x_{22} & \cdots & x_{2n} \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ x_{p1} & x_{p2} & \cdots & x_{pn} \end{pmatrix}$$

$$Y = \begin{pmatrix} y_{11} & y_{12} & \cdots & y_{1n} \\ y_{21} & y_{22} & \cdots & y_{2n} \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ y_{q1} & y_{q2} & \cdots & y_{qm} \end{pmatrix}$$

称 X 、 Y 分别为左场和右场。两场之间的交叉协方差阵为：

$$C_{XY} = \langle XY^T \rangle$$

符号 $\langle \rangle$ 表示求平均值。我们希望得到两个正交线性变换，使得分别对左场和右场实施变换后，两场之间有极大协方差。设这两个线性变换的矩阵分别为 L^T 和 R^T ，即在 $LL^T = I$ ，

$$RR^T = I$$

的条件下 (I 为单位矩阵)

$$COV(L^T X, R^T Y) = L^T C_{XY} R = Max \quad (2.7)$$

事实上，由线性代数理论，可唯一的求解出满足上述条件的 L 和 R^T ，使得：

$$C_{xy} = L \begin{pmatrix} \sum & 0 \\ 0 & 0 \end{pmatrix} R^T \quad (2.8)$$

其中 $\sum = \text{diag}(\sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_m)$ 为对角阵， $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \dots \geq \sigma_m > 0$ ，为 $C_{XY} C_{XY}^T$ 的非零特征值的平方根， $m \leq \min(p, q)$ ，式 (2.8) 即为矩阵理论的奇异值分解。

设 $A = L^T X$

$B = R^T Y$

记 $A = \begin{pmatrix} a_1 \\ a_2 \\ \vdots \\ a_p \end{pmatrix} \quad B = \begin{pmatrix} b_1 \\ b_2 \\ \vdots \\ b_q \end{pmatrix}$

称 L 和 R 的第 k 列向量 l_k 和 r_k ($k=1,2,\dots,m$) 为第 k 对空间型, 称 A 和 B 分别为左场 X 和右场 Y 的展开系数矩阵, 称 a_k 和 b_k 分别为左场 X 和右场 Y 的第 k 展开系数, 每对空间型和对应的展开系数确定了一种模态。

当左场和右场为同一场时, SVD 就成为通常的自然正交函数分解 (EOF), 可见 SVD 是 EOF 的扩展, 而 EOF 是 SVD 的特例。与 EOF 相仿, 我们用

$$CSCF_N = \frac{\sum_{i=1}^N \sigma_i^2}{\sum_{i=1}^m \sigma_i^2}$$

表征前 N 模态解释的协方差占总协方差的比重 ($N \leq m$), 由于 $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \dots \geq \sigma_m > 0$, $CSCF_N$ 愈大, 反映前 N 模态占总协方差的部分愈大, 愈能用这 N 对展开系数的相互关系表示左场和右场的相互关系。

由于 A 、 B 间有极大化协方差, 展开系数的次序是按成对的协方差大小排列的, 且大协方差一般集中在前 N 对上, 余下的协方差较小, 我们可挑选前 N 对展开系数, 这前 N 对展开系数的相互关系就可在很大程度上代表两个场的相互关系。从而在降低了变量维数的同时, 既找到了左场和右场大尺度相互作用的主要耦合信号, 又滤去了小尺度随机扰动, 这就是利用 SVD 分析, 研究两个场关系的主要原理。

上述 SVD 原理的介绍引自 张礼平 (2002) 的《SVD 方法在场分析和预测中的应用》。

2.2.3. 最大方差分析 (MCA) 方法

本文采用最大方差分析 (MCA) 方法来进行分析。该方法是基于 SVD 方法, 对给定的一系列的超前和滞后 SST 场与不同季节的大气环流场作 SVD 分析, 并分析其最大协方差, 这就是所谓的 MCA 分析方法。在做分析之前, 我们对原始数据进行了一系列处理: 首先, 去除季节循环得到月平均的异常场, 再用三阶非线性回归方法扣除数据在分析时段上的变化倾向及低频变率; 由于地球的球面效

应, 在分析区域中每个点的面积权重不一样, 为了使每个点有相同的面积权重, 我们用纬度 COS 值的开方对每个点作权化; 另外, 我们知道大部分物理量都有季节变化, 一般是冬季强夏季弱, 为了使每个月有相同的权重及增加有效样本自由度, 我们用区域平均的年循环标准差对其进行标准化。由此, 我们得到每 3 个月绑定一起的协方差矩阵 (总的时间个数为: $N=3X$ 年数)。

在 MCA 分析中, 当 500hPa 位势高度场 (Z500) 在时刻 t 和 SST 在时刻 $t + \tau$ 时, 这两个场可以分解成 K 个正交信号:

$$Z_{500}(x, t) = \sum_{k=1}^K u_k(x) a_k(t) \quad (2.9)$$

$$SST(x, t + \tau) = \sum_{k=1}^K v_k(x) b_k(t + \tau) \quad (2.10)$$

再加上噪音。其中, $a_k(t)$ 和 $b_k(t + \tau)$ 的方差是 SST 和 Z500 协方差阵的第 k 个特征向量, 它随着 k 的增加而减小。这种所谓的同向谱 (对 SST 来说) 和异向谱 (对 500hPa 来说) 通过把 $SST(x, t + \tau)$ 和 $Z_{500}(x, t)$ 投影到 $b_k(t + \tau)$ 上得到的, 而且它们之间保持线性关系。再进一步用 $b_k(t + \tau)$ 的标准差对它们进行标准化, 分别得到了代表 SST 和 Z500 异常的空间分布图。对方差 (SC) 及 $b_k(t + \tau)$ 和 $a_k(t)$ 的相关作显著性检验。让 SST 保持原始时间序列而打乱 Z500 的时间顺序, 用破坏了对应时间排列顺序的两场作 MCA 分析, 同样的方法重复 100 次对 MCA 方法进行显著性检验, 这就是所谓的 Monto_carol 检验方法。值得注意的一点是: 当打乱 Z500 的时间排列顺序时, 我们仅改变了年与年之间的排列顺序, 绑定的三个月仍保持原来的顺序。显著性程度表示的是方差 (square covariance) 和两个场对于时间序列的相关系数通过被测值的百分比。该检验方法是非常有效的, 即使我们作几个不同的 Monto_carol 检验, 所得的显著性都差不多。本文仅对 MCA 分解第一模态进行讨论。

MCA 方法确定大气对 SST 异常响应时间理论依据

从统计学方法的角度出发, 可以根据大气变量与超前时刻的 SST 之间的协方差来确定大气对 SST 异常的响应时间。该方法的主要根据是: 在气候变化研究中, 大气内部动力学的持续时间相当短, 在没有外源强迫的情况下中纬度大气自身的变化基本上可视为随机变量。因此, 大气变量可看成由不受 SST 或其他外界影响的随机变量与受 SST 或其他外界强迫变量的线性组合, 用公式表示如下:

$$Z(t) = F(t) + fT(t - \delta) \quad (2. 11)$$

在本文中, Z 代表 500hPa 位势高度场, F 代表大气内部自身变化的随机变量, T 代表 SST (或其他外强迫), f 代表响应系数, δ 代表大气对海洋强迫 (或其他外强迫) 的调整时间。如果海洋只是消极的接受大气的强迫, 而对大气没有任何作用时 $f=0$, f 越大, 表示 SST 对大气作用的相对重要性越大。

如何确定大气对海洋强迫响应的调整时间 δ , 成为解决 SST 可能影响大气的关键问题。根据方程 (2. 11) 对于 SST 超前大气的任何时刻 τ , 都可以求它与大气变量的协方差, 一般大气内部动力学的持续时间大约低于一个月, 当 τ 大于该时间尺度时, 等式右端的 SST 与随机项的方差项就消失了, 于是有:

$$\langle Z(t)T(t - \tau) \rangle \cong f \langle T(t - \delta)T(t - \tau) \rangle$$

$$\text{for } \tau \geq 2 \text{ months} \quad (2. 12)$$

(2. 12) 式表明: 前期的 SST 与大气变量的方差依赖于 SST 在 $\tau - \delta$ 时的自相关。当 $\tau = \delta$ 时, 两者的协方差达到最大 (Frankignoul, 1985)。这也意味着当变量 $Z(t)$ 与超前的 SST 异常 $T(t - \tau)$ 的协方差达到最大时, τ 就是大气对 SST 异常的响应时间。

上述方法, 参考 CF (2002)。

第三章 北太平洋 SST 异常对大气环流的影响

3.1 北太平洋 SST 与 500hPa 大气环流年际变化的对应关系

我们知道,北太平洋 SST 的变化在年际和年代际的时间尺度上表现显著(像 Zhang et al.1997)。而这种变化主要是大气内强迫和来自热带信号遥相关作用的结果(Davis,1976;Cayan,1992)。那么,热带外的 SST 能否反作用于大气的呢?对北太平洋来说,这个问题无论是在观测或者模式分析上都没有明确的定论。

参考 CF(2002)关于夏末热带外北大西洋马蹄形 SST(HorseshoePatten)异常对早冬北大西洋涛动(NAO)影响的研究,本章将采用类似方法对这个问题再次进行探讨。

3.1.1 北太平洋的海气相互作用

去除 ENSO 影响后,我们对北太平洋 SSTA(20° — 60° N, 105° E— 105° W)和 Z500 (20° — 70° N, 80° E— 80° W)进行了 MCA 分析,给出了两场主耦合模(第一模)的方差及空间分布图。由方差(SC)右图 3.1.1 看出:方差的大小依赖于超前或滞后的时间及季节变化。其显著特征为:无论在任何季节当 SST 滞后于大气一个月时,所得方差(SC)获得最大值。也就是说,对于每个月的 500hPa 位势高度异常场(Z500),当 SST 滞后一个月时,与其他超前或滞后月份相比,其方差(SC)达到最大值。说明北太平洋海气相互作用时,大气对海洋的强迫占主导地位(Davis,1976)。再者,冬季大气内变化最强,海洋对大气的响应也最强,所以方差(SC)值在冬季达到极值。总的来说,当 SST 滞后于大气时,北太平洋海气相互作用所表现的主要特征与北大西洋类似。再次证明了:无论在北太平洋还是北大西洋,局地海气相互作用主要表现为 SST 异常是对大气环流强迫的响应。该响应全年都存在,且冬季最强。

根据 Frankignoul 和 Hasselmann(1977)提出的超前滞后分析方法,当 SSTA 超前于大气环流异常 1 个月以上时,它们之间若存在显著的耦合关系,说明存在大气对海洋强迫的响应信号。因此,北太平洋海温对大气的的影响可以从 SST 超前于大气的 MCA 分析中得到一些启示。不像北大西洋,夏季北太平洋 SST 异常对冬季大气的的影响比较弱,只有当 SSTA 超前冬季大气(NDJ)4 个月时,方差(SC)值才勉强过 80%的显著性检验。然而,当冬季北太平洋 SSTA 超前于次年夏季(JJA-JAS)大气 1-7 个月时,出现方差(SC)的第二大值中心,其显著性检验达 95% (如右图 3.1.1 所示)。而且,该区域 MCA 分析所得两场时间序列的相关达 0.5,其显著性基本上过 90%或者 95%的检验(图略)。由 MCA 分析的 SST(NDJ)和次年 Z500(JJA)所对应的 SST 时间序列(如图 3.1.2 所示)看出,该耦合模态呈现明显的年际和十年际的变化趋势。它反映了夏季大气对前冬北太平洋 SST 异常的响应。冬季北太平洋 SST 异常是大气强迫的结果(Davis, 1976),那么,夏季大气与前冬北太平洋 SST 异常间非常好的耦合关系意味着北太平洋 SST 异常对局地大气的反馈。这里,我们称这个北太平洋夏季 500hPa 异常与前期冬季 SST 异常的耦合模态为局地反馈模态。

该反馈模态似乎受热带太平洋影响较小,北太平洋即使保留 ENSO 信号,此反馈模依然显著。所以,不论我们用什么方法来扣除 ENSO,该模态都存在,且几乎不受影响。当我们用不同的资料(例如 NCEP 的 SST 替代 COADS 资料)对上述分析进行检验时,依然得到同样的结论(图略)。而且,在 MCA 分析中,该反馈模态所对应的 SST 时间序列与 ENSO 指数相关较小。从另一个角度来说,热带太平洋对北太平洋大气和海洋的影响主要体现在冬季,而不是夏季。这是因为 ENSO 一般在冬季趋近于峰值,当然它对北太平洋海洋和大气的的影响也主要表现在冬季。事实上,当我们用原始数据(扣除 ENSO 前的数据)进行 MCA 分析时,冬季 ENSO 对北太平洋的影响可以从左图 3.1.1 中清楚的识别出来。与扣除 ENSO 影响的方差(SC)图(如图 3.1.1,右)相比,它们的主要差异是:当 SST 超前于冬季大气 1-3 个月时,带有 ENSO 信号的 MCA 分析方差(SC)出现大值区(如左图 3.1.1 所示)。而且,其方差(SC)值随着 SST 超前和滞后月数的增加而减小。所以,对冬季大气来说,方差(SC)值关于 SST 超前和滞后对称分布(例如,从 SST 超前 4 个月到滞后 4 个月,沿 SST 滞后一个月的对称分部)。北太平洋 SST

和 Z500 间的超前和滞后（可以持续到半年左右）的准对称关系，清楚的表明冬季北太平洋 SST 与 Z500 两场受第三个者作用，也就是热带 ENSO 信号的影响。

在整个太平洋 SST 和北太平洋位势高度场的同期 CMCA(Conditional Maximum Covariance Analysis)分析中, An 和 Wang(2005)指出它们相互作用的两个主要模:第一模是 ENSO 模,反映了热带海洋对北太平洋大气的强迫;另一模是北太平洋模,反映了北太平洋大气对 SST 的作用。这两个模态在 MCA 分析中也有所反映。沿着 SST 超前和滞后零线, MCA 分析进一步揭示了这两个模态的季节趋向性, ENSO 模主要出现在冬季,而北太平洋模却可以持续全年,尽管其最大值出现在冬季。

3.1.2 局地反馈模——北太平洋大气对 SST 异常的反馈

现在,让我们来继续研究这种局地反馈模。首先,通过投影方法,把 SST 和 Z500 两场投影到用 MCA 分析所得的 SST 时间序列上——固定 MJJ 的 500hPa 位势高度场,当 SST 超前和滞后时 MCA 分析所得的 SST 时间序列,得到该局地反馈模北太平洋 SST 异常的空间分布形势(称为同向谱)和 500hPa 位势高度异常场的空间分布形势(称为异向谱)。图 3.1.3 给出一系列该局地反馈模(当 SST 滞后于夏季(JJA)大气-7、-5、-3、-1、0 和 1)的 SST 和 Z500 耦合模态空间分布图。当 SST 与 Z500 同期或者滞后其一个月时,他们的分布特征是:海盆尺度的暖 SST 异常对应着北太平洋 500hPa 位势高度场的正异常。代表了夏季大气对北太平洋 SST 的强迫。夏季,由于北太平洋云量减小,短波辐射增强,导致 SST 增暖(Norris, 2000)。另外,伴随着高压异常,中纬度西风减小,有利于潜热通量释放的减小,从而进一步增强了暖 SST 异常。而且西北太平洋 SST 增温异常与向北的暖空气异常所引起的潜热通量释放减小有关。

上述同期或滞后的耦合模代表了北太平洋 SST 对大气的反馈作用,当 SST 异常超前于夏季 500hPa 位势高度场大约半年时,这种大气对 SST 异常的局地反馈作用表现的尤其显著。此时,夏季 500hPa 位势高度异常场在北太平洋呈现一种非常清晰的纬向波列分布,就像三明治——两个低压异常夹卷着一个高压异常。而对应冬季 SST 异常的分布特征是海盆尺度的马蹄形分布型,北太平洋中西部的

暖 SST 异常恰巧落在黑潮延伸体区,其周围环绕着冷水。这种马蹄形 SST 异常分布型与冬季北太平洋 SST (扣除 ENSO 信号) EOF 分析所得第一模态分布型(图 3.1.4a)相似,其第一模态解释方差可达 47%。而 500hPa 波列分布型看起来与夏季北太平洋 Z500(扣除 ENSO 信号) EOF 第一模态分布型(图 3.1.4b)也类似,该模态解释方差达 32%。这说明该局地反馈模态抓住了海洋和大气变化的主要特征(这里海洋和大气扣除了 ENSO 影响)。

冬季 SST 是如何影响夏季大气的呢?首先,我们知道大气对外源强迫的记忆是非常弱的,那么 SST 异常怎么能持续半年以上对后期大气产生影响呢?我们推断,冬季 SST 异常对大气的持续强迫可能与海洋的长期记忆有关,北太平洋冬季的 SST 异常持续保存到夏季,这种对大气持续累积影响最终导致了夏季大气的纬向波列异常。事实上,由 MCA 分析结果看到,北太平洋 SST 异常从冬天演化到夏天的过程中,马蹄形 SST 异常和对应的 Z500 波列分布型的这种耦合模态也从冬天持续到了夏天(尽管当这耦合模态逐渐靠近夏季时,其显著性慢慢减弱)。这里, SST 异常的长期记忆除了与海洋自身的水体性质(例如,海水热容量大)有关外,重要的还与海洋混合层性质有关。冬季北太平洋中纬度混合层较深,在向夏季过度的过程中,混合层渐渐变浅,冬季的 SST 异常也慢慢的保存到了夏天,但强度有所减弱。对于该推断,有些地方值得考虑一下:为什么夏季大气对冬季 SST 异常(超前于夏季 8 至 5 个月)的响应要显著,而对接近于夏季的 SST 异常(超前于夏季 4 至 1 个月)响应不显著?一种可能的解释是:夏季的 SST 伴随着浅的混合层深度,在这种情况下,海洋对大气强迫反应很敏感,所以受大气噪音影响较大。在北大西洋,我们也看到类似的结果:夏季的 SST 异常可以持续到冬天(CF, 2002)。但是,这与北太平洋 SST 异常持续性是不一样的,因为通常夏季的 SST 很少有持续性(Aleander et al, 1999)。

那么,局地大气响应北太平洋 SST 异常的具体物理过程是怎样的呢?就目前来说,我们对大气是如何响应中纬度 SST 异常物理过程的理解还是非常有限的(Kushnir et al, 2002)。而且,对这方面的研究,更多的是关注冬季大气是如何响应冬季的 SST 异常;还有些学者提出,不同季节大气对海洋响应机理也不一样(Peng et al, 1997),也包括夏季(Ting et al, 1997; Liu et al, 2006)。在分析过程中,我们还注意到:大气高阶波列的这种反馈模是在夏季弱西风带的背

景下出现的。与冬天相比,这种条件使大气更容易形成短 Rossby 驻波。目前,我们对这些问题进行了初步探讨,认识尚浅。因此,夏季北太平洋大气是如何响应北太平洋 SST 异常的有待于我们继续研究。

本章主要关注北太平洋大气对 SST 异常的局地响应。这里我们用 MCA 分析方法来研究北太平洋 SST 异常能否反作用于大气。与前人研究成果类似, MCA 分析再次证明了:在北太平洋中纬度海洋-大气相互作用时,大气对海洋强迫占主导地位;而热带 ENSO 信号对北太平洋的影响主要表现在冬天。本章的一个创新点在于通过对北太平洋 SST 和 Z500 的 MCA 分析,我们找到了北太平洋中纬度海洋-大气相互作用的局地反馈模态,提出早冬北太平洋 SST 异常对晚夏北太平洋大气异常的可预报性。该反馈模态的主要特征是伴随着海盆尺度的马蹄形 SST 异常,夏季北太平洋 500hPa 位势高度场呈现高阶波列分布型。反映了夏季大气对前冬北太平洋 SST 异常的局地响应。

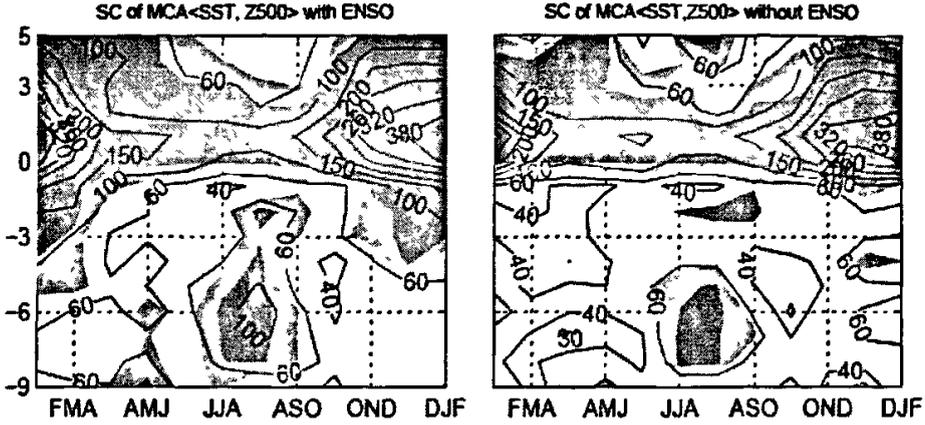


图 3.1.1 北太平洋 SST 与 Z500hPa 位势高度场 MCA 分析的第一模态方差 (SC)。左图表示未扣除 ENSO 信号的, 而右图表示扣除过 ENSO 信号的。图中阴影由深到浅分别表示 95% 及 80% 的显著性检验。横轴代表 Z500 位势高度场月份, 而纵轴代表 SST 与 Z500 超前与滞后的月份 (正值代表 Z500 超前于 SST)。

Fig 3.1.1 The SC of the first MCA mode between Z500 and SSTA in the North Pacific (20° N-70° N, 80° E-80° W) using the NCEP reanalysis data before (left) and after (right) removing ENSO effect. Shaded indicates those past 80%(light) and 95%(heavy) significance level.

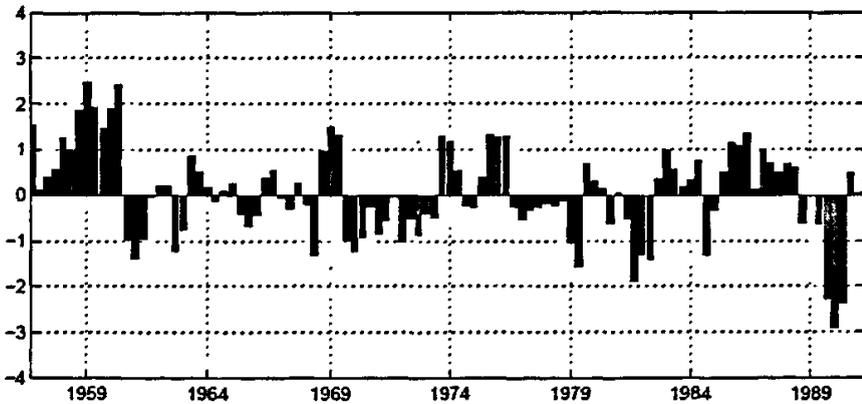


图 3.1.2 在 MCA 分析, SST (NDJ) 与 Z500 (JJA) 时所得的标准化 SSTA 时间序列。横坐标代表是年份。

Fig3.1.2 Normalized SSTA time series obtained from the first MCA mode between NDJ SSTA and JJA Z500 (patterns in Fig3a). The X coordinate indicates the year.

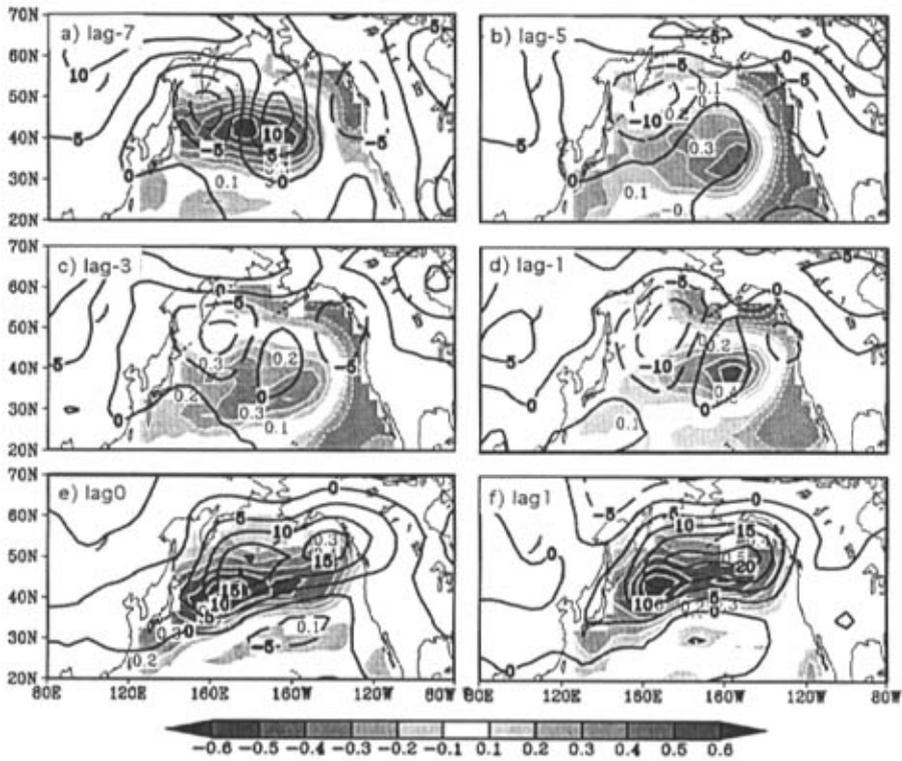


图 3.1.3 在 $MCA\langle SST, Z500 \rangle$ 中, 超前和滞后的 SST 同向谱 (用阴影带白色等值线表示, 单位: $^{\circ}C$) 和与之对应的夏季 (JJA) Z500 的异向谱 (黑色等值线表示, 单位: m)。同向谱的 SST(Qt) 和异向谱的 Z500 分别通过投影 SST(Qt) 和 Z500 场到从上述 MCA 分析中第一模态标准化 SST(Qt) 时间序列上得到的。实线表示正值, 虚线表示负值。图 a、b、c、d、e、f 分别表示 SST 滞后于夏季 (JJA) 大气 -7、-5、-3、-1、0、1 月。

Fig3. 1. 3 The associated homogeneous map of SST (shaded, unit: $^{\circ}C$) and heterogeneous map of Z500 (contours, unit: m), with Z500 fixed on the summer (JJA) and the SST lagging by -7, -5, -3, -1, 0 and 1 months.

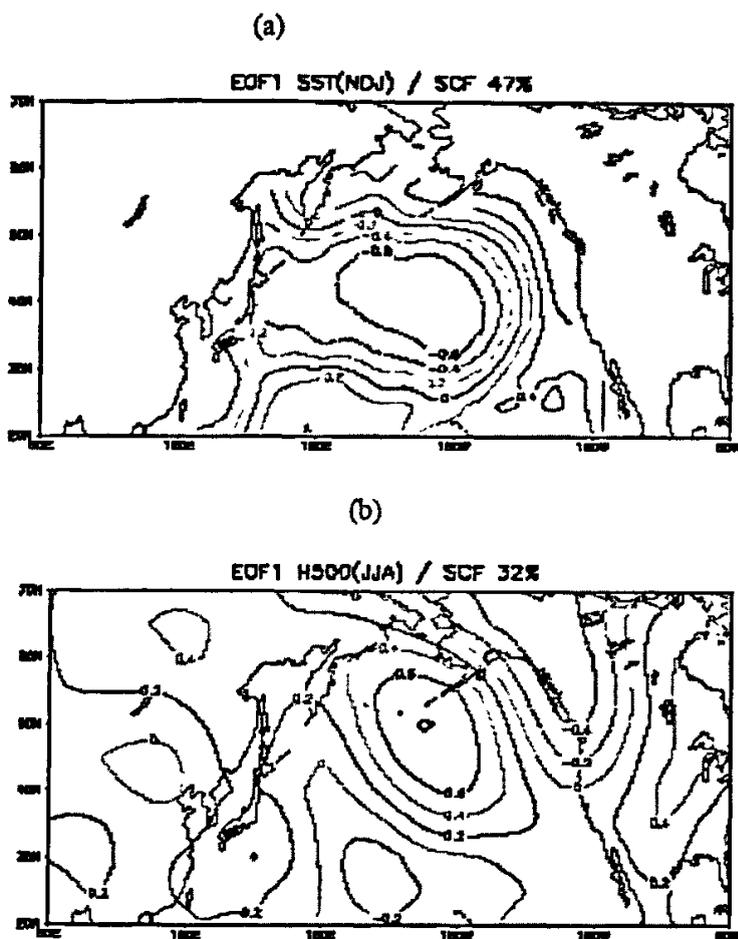


图 3.1.4 a) 北太平洋冬季 (NDJ) SST 扣除 ENSO 信号后 EOF 分析第一模态, 其权重达 47%.
b) 北太平洋夏季 (JJA) 500hPa 位势高度场扣除 ENSO 信号后 EOF 分析第一模态, 其权重达 32%。

Fig3.1.4 The first EOF pattern of (a) the winter (NDJ) SSTA and (b) the summer (JJA) Z500 in the North Pacific (20° N-70° N, 80° E-80° W). Tropical Pacific SST effect has been filtered out before the EOF is performed

第四章 台湾以东黑潮流量变异与西北太平洋海气相互作用

海洋经向热输送对全球能量平衡以及气候变化有重要作用,且主要集中在几支强而窄的西边界流中。黑潮是北太平洋的西边界流,它在太平洋的经向热输送对北太平洋海气热交换起着极其重要的作用。冬季是海气相互作用最强烈的时期,本章着重研究台湾以东黑潮流量变异与其流经区域冬季海洋和大气变化间的关系。

4.1 观测资料的统计分析

4.1.1 冬季台湾以东黑潮流量异常对应的大气环流及海—气热通量异常

首先,我们采用两个样本显著性差异检验的办法来寻找冬季台湾以东黑潮流量异常与之对应的大气环流及海—气通量异常的关系。根据台湾以东 13 年的冬季标准化黑潮流量异常(图 4.1.1),并将其进行分类:距平大于和等于 0.5 的年份(1980、1982、1985、1987、1988)定义为台湾以东黑潮流量强的年份,小于和等于-0.5 的年份(1981、1984、1989、1991)定义为流量弱的年份。五个强流量年份所合成的北半球 500hPa 位势高度场,与由四个弱流量年份合成的位势高度场相减,得到与台湾以东黑潮流量异常时所对应的大气环流场的差异(图 4.1.2.b)。同样的方法也可以得到与冬季台湾以东黑潮流量异常所对应的净热通量异常场(图 4.1.3.c)。

三槽三脊是冬季北半球 500hPa 环流的基本特点,且在气候平均意义下,冬季东亚大槽由鄂霍茨克海向较低纬度的日本及我国东海倾斜(图 4.1.2.a)。当冬季台湾以东黑潮流量强时,北半球 500hPa 位势高度场的变异主要体现在东亚大

槽和北太平洋出现低压异常，其槽前的低压异常通过 0.1 的显著性检验；而欧亚大陆、北美大陆和北大西洋高压异常也通过 0.1 的显著性检验（图 4.1.2.b），这表明冬季台湾以东黑潮流量强对应着北半球大气经向环流加强。与此对应，冬季西北太平洋净热通量在强台湾以东黑潮流量年与弱流量年存在显著性差异，当冬季台湾以东黑潮流量强时，西北太平洋冬季海洋处于失热状态（图 4.1.3.a），台湾以东 130°E 以西海域海洋失热异常明显通过 0.1 的显著性检验（图 4.1.3.b）。与台湾以东黑潮流量增强相对应，在西北太平洋——黑潮流经区及日本南部黑潮延伸体区海洋异常失热，特别在台湾以东海域和中国海异常失热显著。

通过对图 4.1.1、4.1.2、4.1.3 的分析，我们初步找到冬季台湾以东黑潮流量异常时，同期西北太平洋的净热通量异常场与大气环流异常场间的简单的对应关系：台湾以东黑潮流量异常强时，黑潮流经区域海洋向大气异常放热而与此对应 500hPa 位势高度场在北太平洋北部上空出现显著的低压异常。为了进一步证实西北太平洋净热通量与北半球大气环流异常场的对应关系，我们采用奇异值（SVD）分解方法寻求这两个场耦合的主模态。

4.1.2 西北太平洋净热通量场与北半球 500hPa 位势高度场 SVD 分析

用冬季（1958~1993 年）西北太平洋净热通量场（负值代表向大气失热，正值代表从大气吸热）与同期北半球 500hPa 位势高度场作 SVD 分解。其一、二、三模态所占的权重分别为 70.4%、12.2%、7.2%，第一模态所占权重较大。

从图 4.1.4.a 可以看出冬季北半球 500hPa 位势高度场 SVD1 模态的空间分布特点：在亚欧大陆、北美至北大西洋上中纬度带状区域的位势高度异常与北太平洋上空位势高度异常相反。即日本岛至阿留申低压区域出现低压加强时，相应亚欧大陆高压脊及北美高压脊加强，北太平洋副热带高压区也出现高压异常；反之亦然。图 4.1.4.a 中反映的 500hPa 位势高度异常场第一模态的空间分布与台湾以东黑潮流量增强所对应的大气环流异常场（图 4.1.2.b）基本类似；与 500hPa

位势高度异常场第一模态所对应的西北太平洋净热通量异常场 SVD 第一模空间分布如图 4.1.4.b, 西北太平洋大部分海域具有同时对大气失热或同时被加热的特点, 其异常中心位于黑潮流经海域及其临近海域。西北太平洋净热通量异常场第一模态的空间分布(图 4.1.4.b)与台湾以东黑潮流量增强所对应的净热通量异常场(图 4.1.3.b)的空间分布也类似。图 4.1.4.c 是这两个异常场的第一模态各自对应的的时间系数, 两个时间系数的同期相关达 0.84。两个时间系数在 1980 年以后与台湾以东黑潮流量异常标准化时间序列的关系也非常密切。在台湾以东黑潮流量大的 1980 和 1985 年, SVD 第一模态的两个时间系数为正; 在流量小的 1981、1984、1989、1991 年, SVD 第一模态的时间系数为负。这说明西北太平洋净热通量与北半球大气环流的耦合作用的主要部分与台湾以东黑潮流量变化有一定的对应关系。台湾以东黑潮流量增强时, 大气出现强的经向环流(亚欧大陆高压脊、东亚大槽、北美高压脊都加强), 西北太平洋—特别是黑潮流经区域的海面向大气异常失热; 反之亦然。

由此, 我们进一步证实了冬季台湾以东黑潮流量增强与西北太平洋海洋及大气异常间的对应关系: 冬季台湾以东黑潮流量增强时, 黑潮流经区域海洋向大气异常放热而与此伴随着 500hPa 位势高度场在北太平洋北部上空出现显著的低压异常。

4.1.3 秋季台湾以东黑潮热输送维持了冬季西北太平洋海气相互作用的进行

以上, 我们考察了冬季台湾以东黑潮流量异常与同期西北太平洋海洋和大气异常间的关系。当黑潮流量超前或滞后时, 它与冬季西北太平洋海洋和大气异常间的关系如何? 将 1980~1992 年黑潮月平均流量与冬季西北太平洋净热通量和 500hPa 位势高度场 SVD 第一模态所对应的时间序列做超前和滞后相关分析, 其结果如图 4.1.5 所示。当台湾以东黑潮流量超前两个月时, 它们的相关达到最大, 分别为 0.60 和 0.74, 过 0.05 的显著性检验。这意味从 10 月开始的台湾以东黑潮流量异常, 将对冬季西北太平洋海-气相互作用产生较重要的影响。

通过 SVD 分解和相关分析, 我们找到台湾以东 10 月、11 月和 12 月平均黑潮流量与冬季西北太平洋海洋及大气间有很好的统计关系。那么这种统计结果有什么物理意义? 我们从一个耦合模式(刘征宇, 2004)受到一些启示。在黑潮延伸体区异常失热强迫两个月(从 11 月 1 日开始), 大气环流对这种强迫的响应是相当正压结构, 12 月 250hPa 的位势高度异常分布形势与我们上面用 SVD 分解得到的 500hPa 位势高度场第一模态的空间分布型非常类似。该验证了西北太平洋失热异常时, 与之相对应的大气环流在北太平洋上空是显著的低压异常。在这个耦合试验里, 失热异常(热源强迫)是人为给定的, 而在真实的海洋里, 冬季西北太平洋这种源源不断的失热异常是谁供给的? 它是如何维持的?

黑潮是北太平洋的西边界流, 它的一个重要作用就是源源不断的把低纬度的热量输送到中高纬度去。其流量异常直接决定了它向中高纬输送的热量异常(翁学传, 1996)。而黑潮流量与冬季西北太平洋海洋和大气间的显著相关, 说明存在可能由于黑潮流量异常所输送的热量异常补偿了冬季西北太平洋强烈海气相互作用时海洋向大气放热所损耗的能量。而秋季的黑潮流量异常与冬季西北太平洋海洋和大气异常间的对应关系最好, 这与我们所选的黑潮流量位置有关: 台湾以东是黑潮流经区域的源头, 这个位置黑潮流量的大小直接决定了其下游海域热输送大小; 按黑潮主轴流速平均为 0.5m/s 计算, 2 个月内黑潮平流输送可以将台湾以东异常热信号输送达 2500km 之远。也就是说, 在两个月的时间尺度上, 它可以 10 月台湾以东黑潮流量异常引起的暖平流异常信号带到日本南部黑潮延伸体区。从而秋季台湾以东黑潮流量异常热输送维持了冬季西北太平洋强烈的海气相互作用的发展。所以, 超前冬季 2 个月的台湾以东平均黑潮流量与冬季净热通量和 500hPa 位势高度场 SVD 第一模态所对应时间序列间有如此密切关系, 从上述物理过程上也能得到很好的解释和验证。

通过对两个样本显著性检验分析, 发现了冬季台湾以东黑潮流量与北半球大气环流及西北太平洋净热通量场间的对应关系: 在台湾以东黑潮流量增强年, 北太平洋北纬 20° 以北地区即日本岛至阿留申区域上空出现 500hPa 位势高度负

异常,而同时西北太平洋海区异常失热。通过对冬季北半球 500hPa 位势高度场与同期西北太平洋净热通量场的 SVD 分析,进一步证明了台湾以东黑潮流量变异的与北半球大气环流及西北太平洋净热通量场耦合模态间的关系。通过超前和滞后相关分析,发现超前两个月的黑潮流量异常与冬季海洋和大气异常间的关系最为密切。提出了黑潮的暖平流作用可能是维持冬季西北太平洋海区海洋-大气相互作用正反馈过程的重要保障。以上是根据资料的统计分析发现的,黑潮的暖平流作用怎样通过海洋-大气相互作用影响大气环流还须利用海洋-大气耦合模式进一步分析和证实

4.2 FGCM 耦合模式资料分析结果

4.2.1 FGCM 耦合模式资料与观测资料的比较

在对 FGCM 耦合模式资料进行分析之前,我们用模式资料与前面所用的观测资料进行对比分析。由图 4.2.1.a 500hPa 冬季平均位势高度场看到,内蒙古高压、东亚大槽、北美高压及北美低压这些大气环流的主要特征可以和观测气候态(图 4.1.2.a)相比拟。但与观测相比,它们之间还是有一些差别。图 4.2.1.b 是模式冬季气候平均(242-298 模式年)的 500hPa 位势高度场与 NCAR/NCEP 冬季气候平均(1958-1993 年)的 500hPa 位势高度场之差,在这个耦合模式里冬季 500hPa 位势高度场相对于 NCAR/NCEP 的来说:北太平洋北纬 40° 以北的地方低压模拟偏强,而其以南的副热带地区的气压模拟偏高,同时内蒙古及北美大陆北部气压模拟偏高。模式里冬季北太平洋净热通量场相对于 COADS 资料的来说:气候态模拟(图 4.2.2.a)可以与观测作比较,北太平洋失热大值中心出现在日本以南黑潮延伸体区;其偏差主要出现在以北纬 40° 为中心的纬向带状区域内海洋向大气失热偏强,其它区域则偏弱,如图 4.2.2.b 所示。在本文中,黑潮流量是我们比较关注的一个物理量,所以我们对模式上层 500m 的北太平洋西边界流(也就是黑潮)也进行了分析,沿北太平洋西边界黑潮流经区域的相对大值水平流速及过黑潮断面的经向速度流核都说明了该模式模拟西边界流的能力,这里我们仅给出西北太平洋约 200m 深度上的流场情况及北纬 24° 垂直剖面的经向速度

场(图 4.2.3)。总的来说,该模式能够合理模拟冬季大气环流状况及海气界面上通量场基本的分布形势,而且北太平洋西边界流的模拟也不错。以下模式中台湾以东黑潮流量用过 $122.5^{\circ}\text{E}\sim 124^{\circ}\text{E}$ 、北纬 24° 纬向断面上层 500m 海洋速度垂直积分的大小来表示。

4.2.2 FGCM 耦合模式分析结果

对 FGCM 模式冬季(242-298 模式年)西北太平洋净热通量场(负值代表海洋向大气失热,正值代表海洋向大气吸热)与同期北半球 500hPa 位势高度场作 SVD 分解。其一、二、三模态所占的权重分别为 59.18%、21.91%、6.95%,第一模态所占权重较大。图 4.2.4.a 是 FGCM 耦合模式冬季北半球 500hPa 位势高度场 SVD1 的空间模态,它总的分布形势有纬向带状分布特点:中纬度纬向带状区域与高纬和低纬呈反位相。即中纬度出现低压异常时,低纬度和高纬度同时出现高压异常。且负的大值中心出现在北太平洋北部,即日本岛至阿留申低压上空。与该 500hPa 位势高度异常场第一模态所对应的 FGCM 模式西北太平洋净热通量异常场的空间分布如图 4.2.4.b,西北太平洋大部分海域向大气放热,但其大值中心出现在黑潮延伸体区。图 4.2.4.c 是这两个异常场第一模态各自对应的时间系数,两个时间系数的同期相关达 0.76。

由图 4.2.4.a 与图 4.1.4.a 比较可以看到,整体上 FGCM 模式中的 500hPa 位势高度场的第一模态与 NCAR/NCEP 资料分析结果的差异较大:模式中 500hPa 位势高度场呈纬向带状分布形势,而 NCAR/NCEP 中的则是经向分布特点显著。这些差异可以从模式与观测的气候态差异上得到部分解释(图 4.2.2b、图 4.2.3.b)。但是,从另一方面来说,两者在存在着共性:在北太平洋上空的分布形势基本类似,即日本至阿留申区域出现低压异常。在上述情况下,再来比较西北太平洋净热通量场。由图 4.2.4.b 和图 4.1.4.b,两者在西北太平洋的基本分布形势类似,主要差别是失热大值中心的位置:模式里失热大值中心主要出现在黑潮延伸体区,而 COADS 净热通量的大值中心包括中国海及其外海和黑潮延伸体区。总的来说,冬季西北太平洋海气相互作用时,模式和观测在西北太平洋上的

海气耦合模态在分布形势基本上是比较一致的。

用类似的方法，对模式里台湾以东黑潮流量与 500hPa 位势高度场和西北太平洋净热通量场 SVD1 模态对应时间序列作超前和滞后相关分析。由图 4.2.5 可以看到：模式里超前于冬季的台湾以东黑潮流量与冬季西北太平洋海洋和大气间也存在显著相关，尤其在超前于冬季一个月（也就是 10 月、11 月、12 月平均黑潮流量）时，它与冬季 500hPa 位势高度场和净热通量第一模态所对应时间序列的相关分别达到最大；而且，这两条相关曲线的变化趋势与图 4.1.5 相类似：黑潮流量与净热通量 SVD1 对应时间序列相关曲线随时间的变化相对于它与 500hPa 位势高度场 SVD1 对应时间序列相关曲线的变化要稍平缓一些。

我们利用 FGCM 耦合模式资料验证了前面所述观测资料的分析结果：台湾以东黑潮流量异常强时，黑潮流经区域的海面向大气异常放热，而相应的 500hPa 大气环流主要表现在北太平洋日本至阿留申上空出现的异常低压。而模式中秋末冬初时台湾以东黑潮流量与冬季西北太平洋海洋和大气异常间的显著相关，进一步增强了我们对秋末台湾以东黑潮对其流经区域的异常热输送维持了冬季西北太平洋海气正反馈过程的进行这一推断的信心。

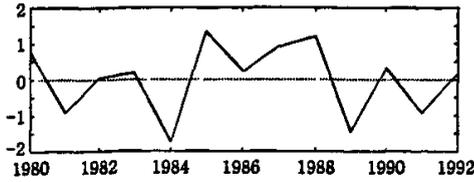


图 4.1.1 冬季台湾以东黑潮流量的标准化距平 (1980~1992 年)。

Fig4.1.1 The standard deviation of Kuroshio flux between 1980 and 1992 year.

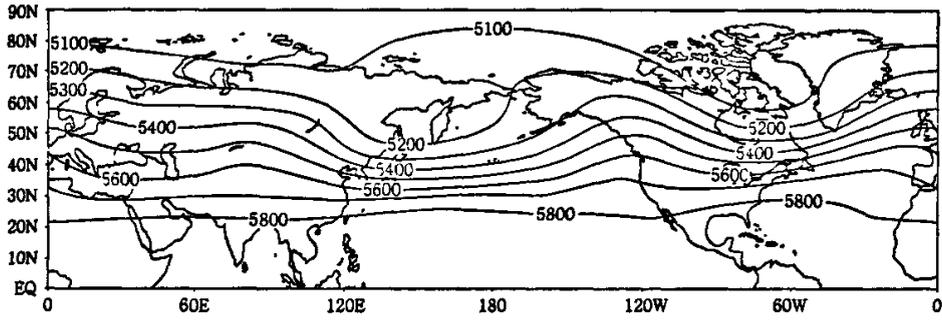


图 4.1.2a (1980~1992 年) 冬季北半球 500hPa 平均位势高度场(单位: m)。

Fig4.1.2a The average winter 500hPa geopotential height(unit: m) in north hemisphere in the period of 1980-1992 year.

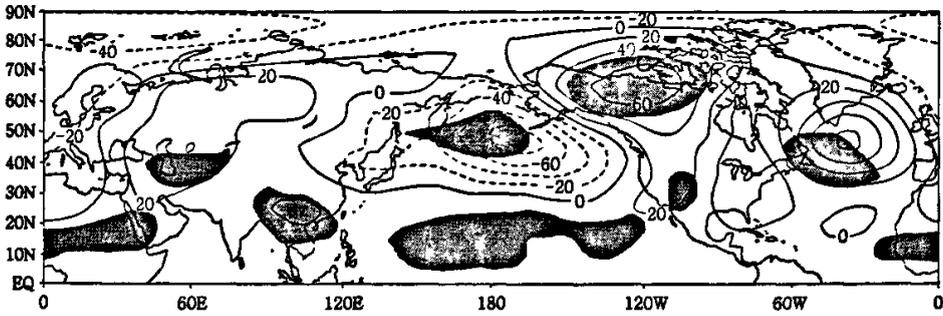


图 4.1.2b 冬季台湾以东黑潮流量强与弱对应的冬季 500hPa 位势高度场(单位: m)的差异, 阴影表示过 0.1 的显著性差异。

Fig4.1.2b The difference in winter 500hPa geopotential height anomaly(unit: m) in north hemisphere between strong and weak Kuroshio years. The shaded area is in the significance level of 90%.

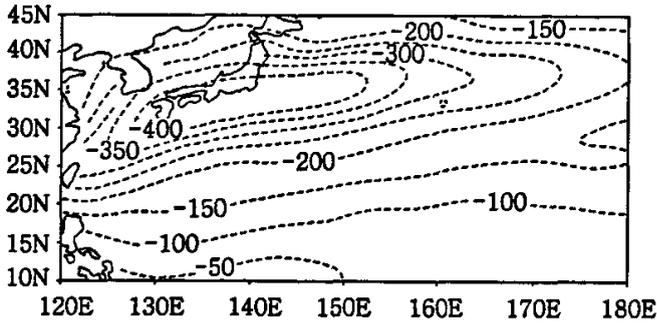


图 4.1.3a (1980~1992 年)冬季西北太平洋平均净热通量场(单位: Wm^{-2})

Fig4.1.3a The average winter net heat flux (unit: Wm^{-2}) in Northwest Pacific in the period of 1980—1992 year.

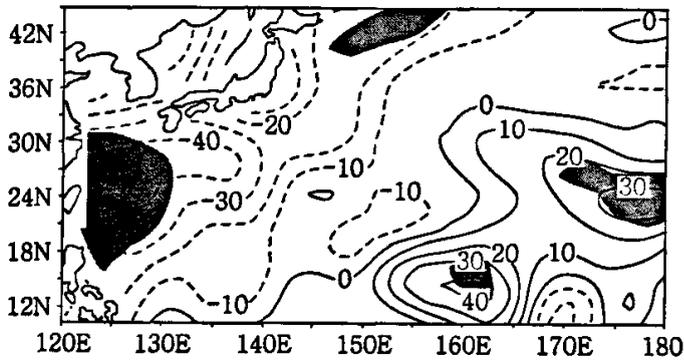


图 4.1.3b 冬季台湾以东黑潮流量强与弱对应的冬季西北太平洋净热通量场(单位: Wm^{-2}) 的差异, 阴影表示过 0.1 的显著性检验。

Fig4.1.3b The difference in winter net heat flux anomaly (unit: Wm^{-2}) in Northwest Pacific between strong and weak Kuroshio years. The shaded area is in the significance level of 90%; solid line indicating ocean releasing heat to atmosphere, and dashed line for ocean receiving heat from atmosphere.

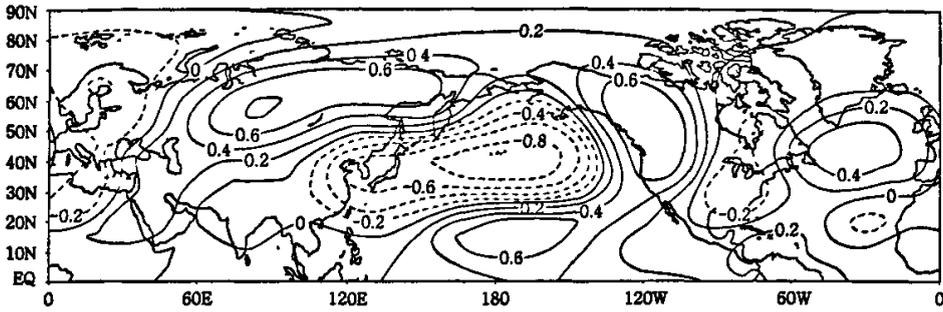


图 4.1.4a 冬季北半球 500hPa 位势高度场(单位: m)SVD1 模态

Fig4.1.4a The pattern of the first SVD mode for the winter 500hPa geopotential height(unit: m) in the North hemisphere(unit: m).

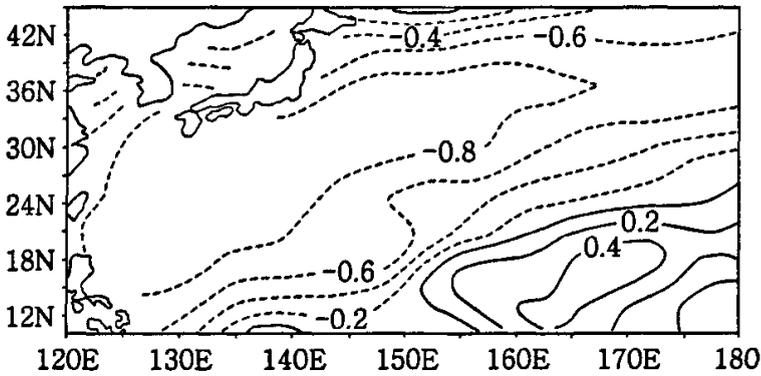


图 4.1.4b 冬季西北太平洋净热通量场(单位: Wm^{-2})SVD1 模态

Fig4.1.4b The pattern of the first SVD mode for the winter net heat flux (unit: Wm^{-2}) in the Northwest Pacific.

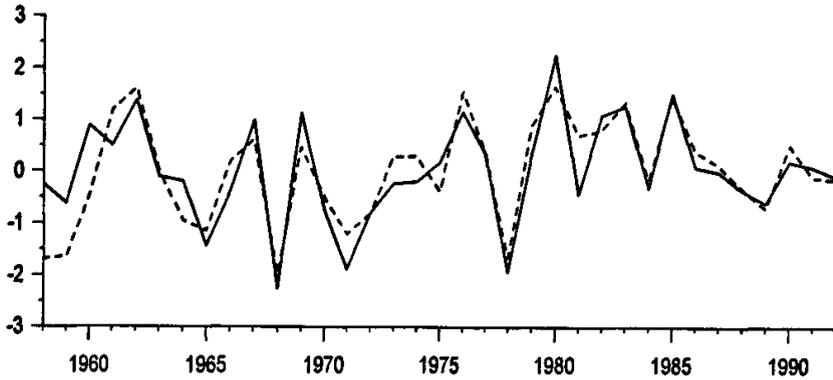


图 4.1.4c 冬季北半球 500hPa 位势高度场 SVD1 所对应的时间序列 (实线), 冬季西北太平洋净热通量场 SVD1 所对应的时间序列 (虚线)。

Fig4.1.4c The principle component time series for the above first SVD mode (solid line for 500hPa geopotential height , the dashed line for net heat flux)

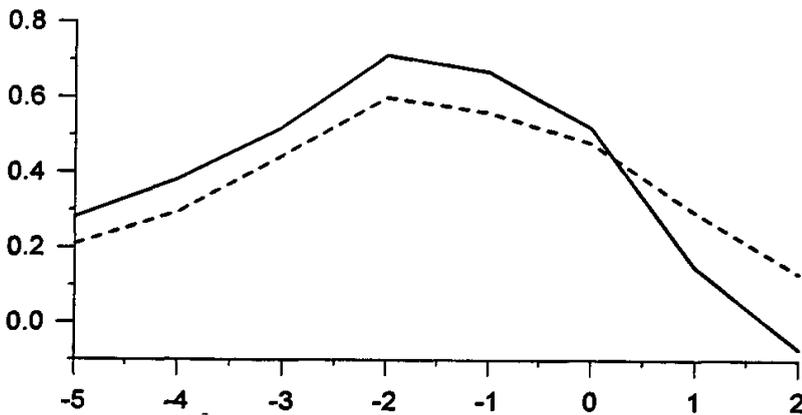


图 4.1.5 台湾以东平均黑潮流量与冬季 500hPa 位势高度场及净热通量场 SVD1 对应时间序列的超前和滞后相关。横轴表示平均黑潮流量 (连续三个月平均) 超前或滞后于 SVD1 模态对应时间序列的月份, 正值代表滞后, 负值代表超前。实线是黑潮流量与 500hPa 位势高度场 SVD1 对应时间序列的相关, 虚线是黑潮流量与净热通量场 SVD1 对应时间序列的相关。

Fig4.1.5 The lead or lag correlation map between Kuroshio transport and the principle component(PC) in time series of the first SVD mode between 500hPa geopotential height(solid line) and net heat flux(shaded line). The X-coordinate represents the SST number of lead or lag month than PC(positive value means lag, negative one means lead).

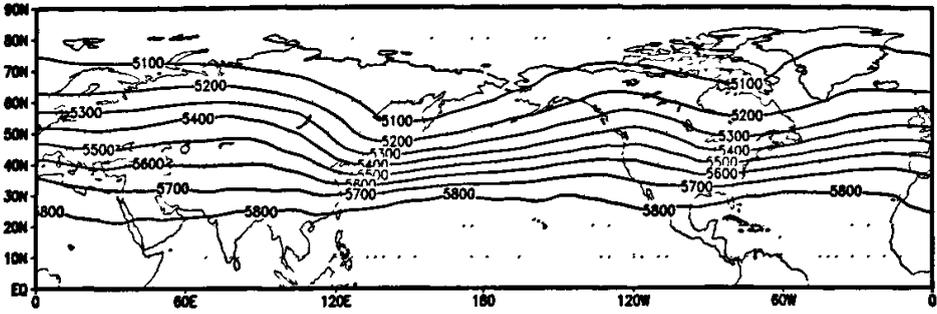


图 4.2.1.a FGCM 耦合模式冬季平均 (242-298 模式年) 500hPa 位势高度场

Fig4.2.1a The average winter 500hPa geopotential height(unit: m) in north hemisphere simulated by FGCM during 242-298 year.

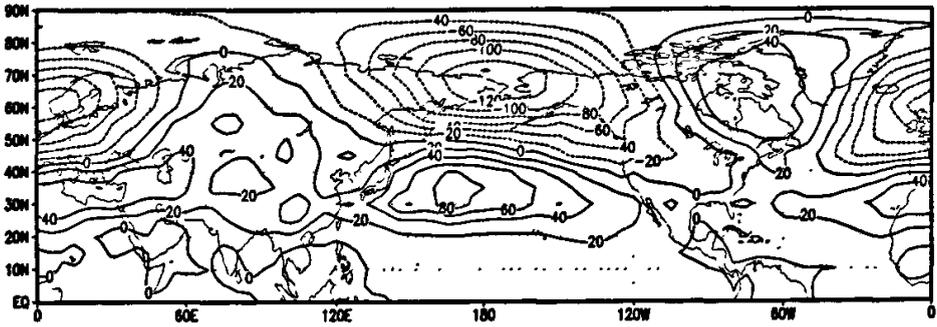


图 4.2.1.b FGCM 耦合模式冬季平均 (242-298 模式年) 500hPa 位势高度场与 NCAR/NCEP 的冬季平均 (1958-1992 年) 500hPa 位势高度场的差异

Fig4.2.1b The difference of winter climatological 500hPa geopotential height(unit: m) between the FGCM output(242-298 model year) and NCAR/NCEP data(1959-1992yr) .

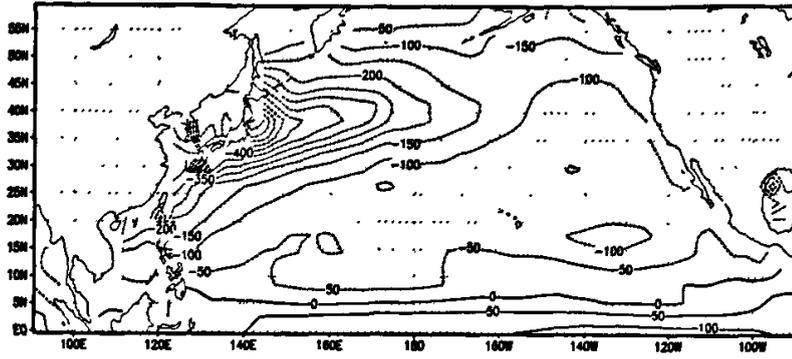


图 4.2.2.a FGCM 耦合模式冬季平均 (242-298 模式年) 净热通量场(单位: Wm^{-2})

Fig4.2.2a The average winter net heat flux (unit: Wm^{-2})in Northwest Pacific simulated by FGCM during 242—298 model year.

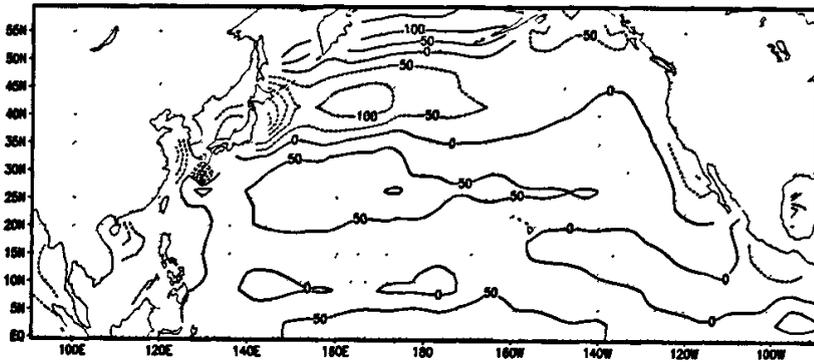


图 4.2.2.b FGCM 耦合模式冬季平均(242-298 模式年)净热通量场(单位: Wm^{-2})与 COADS 冬季平均 (1958-1992 年) 净热通量场的差异。

Fig4.2.1b The difference of winter climatological net heat flux(unit: Wm^{-2}) between the FGCM output(242-298 model year) and COADS data(1958-1992yr).

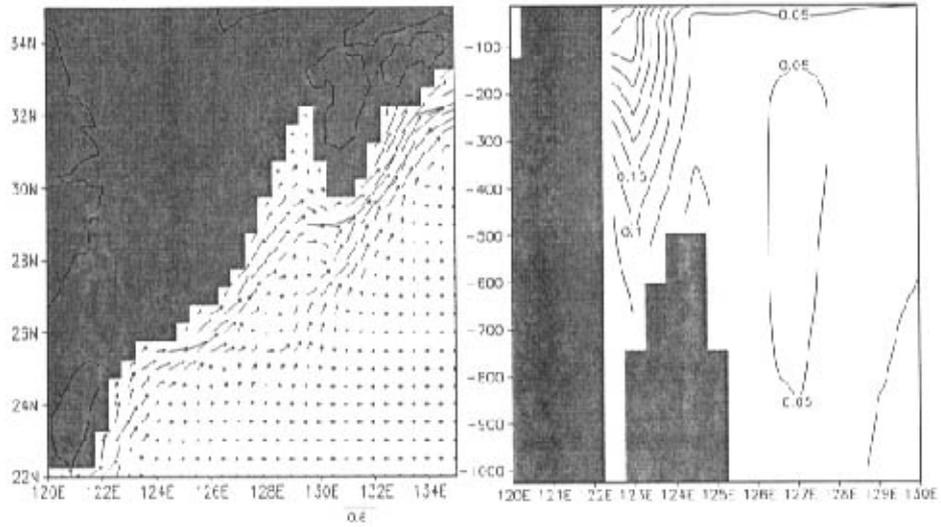


图 4.2.3 左图为 FGCM 耦合模式西北太平洋 200m 的流场，右图为 FGCM 耦合模式过北纬 24° 垂直剖面的经向速度场

Fig4.2.3 Current vectors at ocean depth of 200 m(left figure) and the speed of the meridian current(contour interval is 0.05 m/s) along 24° N. The maximum meridian current speed is 0.45m/s.

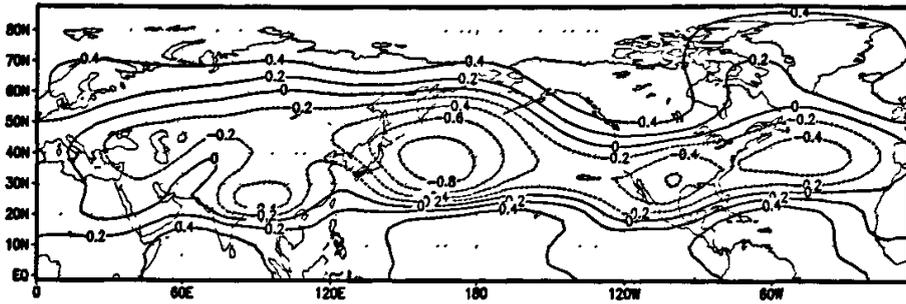


图 4.2.4.a FGCM 耦合模式冬季北半球 500hPa 位势高度场(单位: m)SVD1

Fig4.2.4a The pattern of the first SVD mode for the winter 500hPa geopotential height(unit: m) in the North hemisphere(unit: m) using FGCM output .

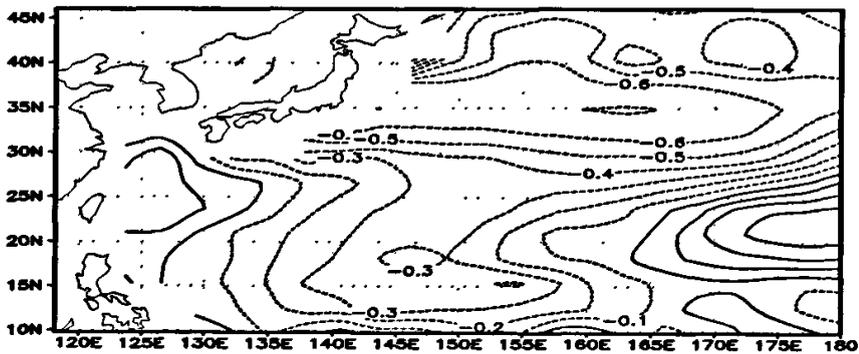


图 4.2.4.b FGCM 耦合模式冬季西北太平洋净热通量场(单位: Wm^{-2})SVD1

Fig4.2.4b The pattern of the first SVD mode for the winter net heat flux (unit: Wm^{-2}) in the Northwest Pacific using FGCM output.

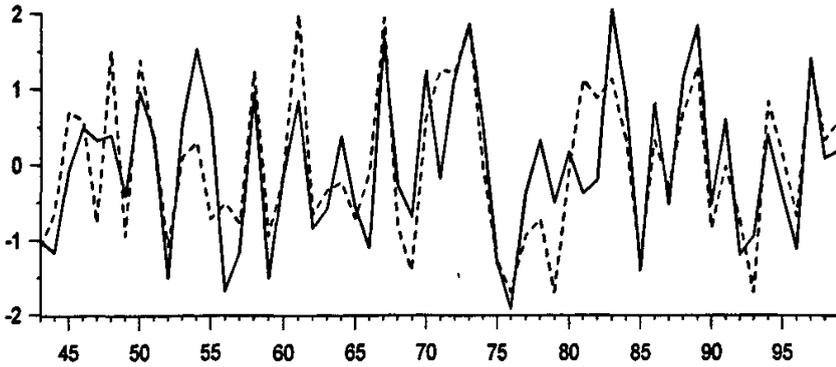


图 4.2.4.c FGCM 耦合模式冬季 500hPa 位势高度场 SVD1 对应时间序列 (实线) 及西北太平洋净热通量场 SVD1 对应时间序列 (虚线), 其相关系数为 0.76。

Fig.4.2.4c The principle component time series for the above first SVD mode (solid line for 500hPa geopotential height, the dashed line for net heat flux), the correlation coefficient is 0.76.

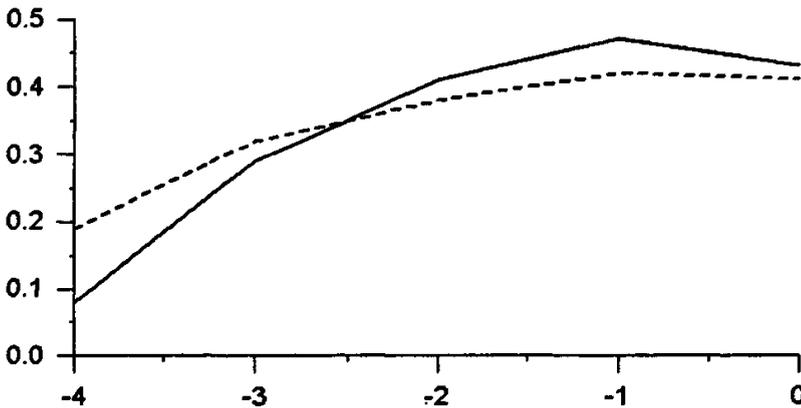


图 4.2.5 FGCM 耦合模式里台湾以东平均黑潮流量与冬季 500hPa 位势高度场及净热通量场 SVD1 对应时间序列的超前和滞后相关。横轴表示平均黑潮流量 (连续三个月平均) 超前或滞后于 SVD1 模态对应时间序列的月份, 正值代表滞后, 负值代表超前。实线是黑潮流量与 500hPa 位势高度场 SVD1 对应时间序列的相关, 虚线是黑潮流量与净热通量场 SVD1 对应时间序列的相关。

Fig.4.2.5 According to the FGCM output, the lead or lag correlation map between Kuroshio transport and the principle component(PC) in time series of the first SVD mode between 500hPa geopotential height(solid line) and net heat flux(shaded line). The X-coordinate represents the SST number of lead or lag month than PC(positive value means lag, negative one means lead).

第五章 SST、热通量与北大西洋海气相互作用

关于北大西洋 SST 与大气环流的关系,最近研究 (Czaja and Frankignoul, 1999, 2002; 以下简称 CF) 表明夏末热带外北大西洋的马蹄形 SST (Horseshoe Pattern) 异常能引起早冬北大西洋涛动 (NAO) 的响应。通过旋转 MCA (Rotated Maximum Covariance Analysis) (Frankignoul and Kestenare, 2005) 分析,这一结果被进一步得到验证。

受到最近模式研究结果——对热带外的大气强迫, SST 和热通量似乎扮演着不同的角色 (Kushnir et al, 2002; Yulaeva et al 2001; Sutton and Mattieu, 2002; Liu and Wu, 2004) 的启发,我们在 CF 研究的基础上,对北大西洋 SST、热通量和 500hPa 位势高度异常 (Z500) 之间的关系作了进一步的研究分析。

5.1 SST、热通量分别与 Z500 的关系

首先,我们用 MCA 方法分析了北大西洋 SST(20° N-60° N, 左场)和 Z500(20° N-70° N, 右场)的关系,重述了部分 CF 的结果,该试验用 MCA<SST, Z500>来表示,如图 5.1.1 第一行所示;该图显著的特征就是:当大气超前于 SST 一个月时, MCA 第一模态方差 SC (Square Covariance) 的值全年都较大,且最大值出现在冬季。该最大方差值反映了在北大西洋大气对 SST 强迫全年都占着主导地位,尤其是冬天——当大气内部变化最强烈的时候。这张图中,最有趣的部分 (第一次被 CF 意识到的) 是:当 SST 超前于早冬 (NDJ) 大气 3-4 个月时,出现了第二个方差 SC 大值中心。该部分的权重 SCF 达 60%,可与大气强迫 SST 时的权重相比拟。就像 CF 说的,这一结果表明夏末的 SST 能够影响到早冬的北大西洋涛动 NAO。由图 5.1.2.a 所示,我们看到夏末 SST 与早冬大气对应的空间分布 (取 MCA<SST, Z500>分析中夏末 (JAS) SST 与早冬 (NDJ) Z500 第一模态所对应的 SST 标准化时间序列,把 SST 场和 Z500 高度场投影到该时间序列上,分别得到同向谱的 SST 空间分布和异向谱的 Z500 空间分布) 特征:夏末马蹄形 SST 空间分布对应着早冬大气的 NAO 空间分布。

下面我们来检验热通量对大气的作用。用同样的 MCA 方法分析扰动热通量 Q_t 与 Z500 的关系： Q_t 代替原来的 SST 场为左场，而 Z500 还是原来的右场，用 $MCA\langle Q_t, Z500 \rangle$ 表示（图 5.1.1，第二行）。总的来说，方差 SC 的显著性相对于 $MCA\langle SST, Z500 \rangle$ 来说较弱。这一点不难理解，因为热通量变化受大气内部变化影响较大，以致其中噪音较多。相对于 $MCA\langle SST, Z500 \rangle$ 分析中，第一模态最大方差 SC 出现在大气超前于 SST 一个月的时候，而在 $MCA\langle Q_t, Z500 \rangle$ 分析中，第一模态的最大方差 SC 全年都表现同期最强。当热通量超前和滞后于大气一个月时，方差 SC 的值可与同期最大方差相比较，并且大部分通过 95% 的显著性检验；但在热通量超前和滞后于大气的更长时间段上，其方差值 SC 迅速减小。这些结果有实际的物理意义：在月的时间尺度上，扰动热通量的变化主要来自大气变化的影响——大气通过海表风速、边界层稳定度、表层气温及湿度这些途径来实现对扰动热通量的改变。所以说，大气和热通量的 MCA 分析方差关系就等同于大气的自协方差关系。例如， $MCA\langle Q_t, Z500 \rangle$ 分析中，在超前和滞后一个月的时间段上，第一模态方差 SC 所表现的这种既局地又对称的特点与 Z500 对 Z500 自 MCA 分析结果类似（图略）。该方差图的另一个显著特征：当扰动热通量超前于早冬（NDJ）大气至三个月时，方差 SC 图也出现显著性信号，而且对应区域的权重 SCF 达 50% 左右，说明扰动热通量对早冬大气的影响可持续三个月左右。此时，扰动热通量对早冬（NDJ）大气的强迫相对于马蹄形 SST 异常早冬（NDJ）大气的强迫晚了一个月。另外，由图 5.1.2.b 所示，夏末（AOS）扰动热通量空间分布与相应的早冬（NDJ）的 Z500 空间分布形分别与图 5.1.2.a 中的夏末（JAS）马蹄形 SST 空间分布和早冬（NDJ）Z500 的分布形相似：夏末（JAS）沿北欧西海岸的暖（冷）SST 异常伴随着滞后一个月的失热（得热）扰动热通量异常，而它们又共同对应着后期早冬（NDJ）大气负的（正的）北大西洋涛动 NAO。夏末（JAS）的这种马蹄形扰动热通量可稳定持续 1—2 个月（图略）对早冬大气产生影响，并对应着超前一个月的持续性的马蹄形 SST（CF）。

由以上 $MCA\langle SST, Z500 \rangle$ 和 $MCA\langle Q_t, Z500 \rangle$ 的对比分析，我们推断夏末马蹄形的扰动热通量异常对早冬大气 NAO 强迫与超前一个月的马蹄形 SST 异常有关。这种扰动热通量异常似乎是对超前一个月的 SST 异常的响应：暖（冷）的 SST 异常向大气失热（得热），对应正（负）的扰动热通量异常。尽管热通量对

SST 的响应可能小于一个月,但在月平均资料上,热通量对 SST 的响应时间表明是一个月。我们也注意到了其他稍微显著(超前 80%的信度检验,但低于 90%的置信度)的方差 SC 信号出现在当晚冬(JFM)扰动热通量超前于晚春(MAM)大气的地方。该热通量对大气的强迫可能与北大西洋海气耦合系统对热带大西洋或其他热带海域的响应有关(Frankignoul et al, 2003)。除了上述两种热通量强迫外,没有其他证据显示在超过一个月的时间尺度上热通量对大气强迫有显著影响。

5.2 SST 与热通量间的相互作用对后期大气的影响

下面进一步分析 SST、热通量和大气三者间的关系。我们着重研究当总的热通量超前于马蹄形 SST 空间分布一个月和扰动热通量滞后于这种 SST 空间分布一个月时,它们间的关系。这是因为当热通量超前于 SST 异常时,它代表着热通量对 SST 的强迫作用,而当热通量滞后于 SST 异常时,它代表着热通量对 SST 异常的响应。

这里我们采取了两种方法来进行对比分析:一种将热通量场直接投影到 MCA 分析所得的 SST 时间序列上;另一种是两个场合并成一个场与第三场作 MCA 分析。首先,取 MCA<SST, Z500>分析中夏末(JAS) SST/初冬(NDJ)的 Z500 第一模态所对应的标准化的 SST 时间序列;然后,把滞后于该马蹄形 SST 异常一个月的扰动热通量场投影到该时间序列上,得到我们关注的热通量场对这种 SST 异常响应的空间分布(如图 5.1.3.a 所示)。由这张图,我们清楚看到在暖(冷) SST 异常上,对应的是正(负)的热通量(正(负)的热通量代表向大气放热(吸热))。这一结果与图 5.1.2.b 中的热通量空间分布类似。它表明:早期马蹄形 SST 异常对后期大气强迫是通过热通量场来实现的,但同时由 SST 异常所产生的扰动热通量异常场对 SST 自身来说却是一个减小削弱的过程。

至于这种马蹄形 SST 异常场是如何产生的,我们从超前于 SST 一个月的总热通量异常场中得到一些启示。与图 5.1.3.a 方法类似,我们得到了超前于马蹄

形 SST 异常场一个月所对应的总热通量异常场, 如图 5.1.3.b 所示。该图显示: 正的热通量异常 (向大气放热), 对应着西部的冷 SST 异常中心; 而负的热通量异常 (向大气吸热), 却对应着东北部和南部的暖 SST 异常。热通量场这种分布形势说明: 马蹄形的 SST 异常场是前期热通量作用的结果。然而, 我们还注意到: 在图 5.1.3.b 上, 东南部暖 SST 对应着正的热通量异常 (向大气放热)。该区域热通量异常与 SST 异常符号配置, 与全场大部分区域的 SST 异常和热通量异常的符号配置相反。关于这一点, 我们将在后面给出可能的解释。另外, 我们还分析了扰动热通量与滞后一个月的马蹄形 SST 异常的对应关系, 其分布形势与总热通量场的一样, 量值大小可与其相提并论, 说明扰动热通量对后期 SST 异常的产生起着主导作用 (图略)。总的来说, 扰动热通量超前于 SST 异常一个月与扰动热通量滞后于 SST 异常一个月时, 其前后与 SST 异常场的符号配置大部分相反, 这反映了扰动热通量对北大西洋 SST 的双重作用。开始, 扰动热通量有产生 SST 异常的作用, 当 SST 异常产生后, 它又扮演着削弱 SST 异常的角色, 符合海气热力相互作用的负反馈机制 (Frankignoul and Kestenare, 2002)。与 SST 超前和滞后关系中, 热通量场的这种双重作用表现的比较明显, 这是因为在同期关系中热通量表现的是这种双重作用的混合效果 (Frankignoul et al, 1998)。从大气角度来看, 热通量的这种双重作用可以被解释如下: 马蹄形 SST 异常起初由热通量引起的, 随后海洋又通过释放热通量把得到的热量反馈到大气里。

把 SST 场和热通量场合并成一个左场与 Z500 高度场作 MCA 分析, 我们进一步论证上面的推断。第一步, 为了得到每个点的相同权重, 我们分别用各自的标准方差来标准化 SST 和热通量场, 就像前面我们作 MCA 分析前对数据的处理一样。第二步, 把这标准化过的 SST 场与热通量场合并成左场, 而 Z500 高度场作为右场, 再进行 MCA 分析。下面, 我们用数据合并的办法作了两个并行的 MCA 分析: 一个是滞后于 SST 一个月的扰动热通量与 SST 的合并场与 Z500 位势高度场所进行的 MCA 分析, 用 $MCA\langle SST/Q_t, Z500 \rangle$ 表示; 另一个是超前于 SST 一个月的总热通量与 SST 的合并场与 Z500 位势高度场所进行的 MCA 分析, 用 $MCA\langle Q/SST, Z500 \rangle$ 表示。

在扰动热通量滞后于 SST 的 $MCA\langle SST/Q_t, Z500 \rangle$ 分析中, 第一模态的方差和权重 (如图 5.1.1, 第三行所示) 展现出 $MCA\langle SST, Z500 \rangle$ (图 5.1.1, 第一行)

和 $MCA\langle Q_t, Z500\rangle$ (图 5.1.1, 第二行) 的混合特征。尤其是当 SST/热通量超前于大气时, 显著方差出现在超前于早冬 (NDJ) 大气 3—4 月的地方。与超前 3—4 月的 SST/热通量场所对应的早冬 (NDJ) 大气分布形势 (图略) 几乎与 $MCA\langle SST, Z500\rangle$ 分析中所得的大气 NAO 空间分布 (图 5.1.2.a) 一样。由图 5.1.3.c 所示, 同向谱的 SST/热通量空间分布特征分别与马蹄形的 SST 空间分布及滞后一个月的热通量投影空间分布 (图 5.1.3.a) 一样: 暖的 SST 对应着正的热通量异常, 向大气释放热量; 而冷的 SST 对应着负的热通量异常, 海洋从大气获得热量。

在总热通量超前于 SST 的 $MCA\langle Q/SST, Z500\rangle$ 分析中, 第一模态的方差和权重 (如图 5.1.1, 第四行所示) 在总热通量/SST 超前和滞后于大气时都非常显著。而且, 扰动热通量在总热通量对 SST 的作用中还是占主导地位 (图略)。特别需要指出的是: 在这第一模态的 MCA 分析中, 晚夏 (JAS) 热通量/SST 对早冬 (NDJ) 大气的影晌始终都是那么显著, 其权重过 50%。早冬 (NDJ) 大气空间分布 (图略) 依然是 NAO 的分布形, 与 $MCA\langle SST, Z500\rangle$ 所得早冬大气空间分布 (图 5.1.2.a) 一样。由图 5.1.3.d 所示, 与早冬大气所对应的超前 4—5 月的热通量/SST 空间分布更清楚地展现出热通量 (JJA) 与 SST (JAS) 间的关系: 正的热通量 (向大气放热) 产生冷 SST 异常, 而负的热通量 (向大气吸热) 则产生暖 SST 异常。相对于超前于 SST 一个月的热通量投影图 (图 5.1.3.b) 来说, 该结果更符合我们推断: 马蹄形 SST 异常是前期热通量异常作用的结果。

在热通量投影分析 (图 5.1.3.b) 及热通量/SST 合并场的 MCA 分析 (图 5.1.3.d) 中, 北非西岸及欧洲南部的一块小区域上, 正的热通量对应着后期暖的 SST 异常, 该配置与我们所期待的一一后期 SST 异常是热通量强迫作用的结果 (即正的热通量对应的是后期冷的 SST 异常) 相反。另外, 当我们用扰动热通量代替总热通量作同样分析时, 发现这块异常区域较总热通量的来说稍微有些扩张 (图略)。既然这块区域由北非和南欧的西海岸向大洋内区扩张, 我们推断: 该区域的 SST 异常主要受风场的 Ekman 平流和沿岸上升流的作用, 同时还伴随着海面热通量的削弱作用。该推断与超前 SST 一个月的回归风场分析结果 (图 5.1.3.b 和图 5.1.3.d 所示) 相吻合。沿岸向北吹的海表风异常, 有利于向东的 Ekman 漂流, 结果产生了沿北非西海岸的下降流, 最终导致了这种沿岸的暖 SST 异常。

总的来说,由热通量和 SST 合并场所进行的 MCA 分析也支持前面我们所得推论:晚夏马蹄形 SST 异常大部分由前期的热通量异常产生,之后通过释放热量来反作用于大气。

通过 MCA 分析,我们研究了北大西洋大气环流(Z500)、SST 和热通量间的关系。分析结果表明:秋天(超前 2-3 月)的热通量异常对早冬(NDJ)大气的影晌与晚夏(超前 3-4 月)的马蹄形 SST 异常有关。而晚夏马蹄形的 SST 异常主要是前期的海表热通量异常作用的结果;当这种异常形成后,它又通过向大气释放热通量来反作用于早冬大气。然而,当热通量独立于马蹄形 SST 异常时,我们没有发现其它的超过一个月的热通量异常作用于后期大气的显著信号。因此,从 SST 和热通量两者的角度看,马蹄形的 SST 异常及随后的热通量异常对早冬大气 NAO 的影响主要通过低边界层的强迫而产生的。

我们的统计分析不能解释超前 3-4 个月的马蹄形 SST 异常是如何影响早冬大气的物理过程。因为由月平均资料所得的马蹄形 SST 异常所引起的热通量异常仅滞后于 SST 大约一个月,这可能是海气耦合系统相互作用调整的结果。最近,一些模式研究结果表明:这种马蹄形的 SST 异常最初是由热带大西洋异常信号引起的;而这种 SST 异常一直持续到早冬,通过改变气旋活动及气旋与大气平均流间的相互作用,最终导致了大气的 NAO 异常(Cassou et al, 2004; Peng et al, 2005)。

我们分析发现:当热通量独立于 SST 异常时,没有超过一个月以上的热通量作用于后期大气的显著信号。这与大气的内部变化对热通量的影响比 SST 对其影响要大的多有关,所以,相对于 SST 来说,从热通量场上找到对后期大气的影晌信号要难的多。因此,当热通量独立于 SST 异常时,在噪音影晌下,它对大气的强迫信号要弱的多。这一结论基于以下两个前提条件:第一,独立于 SST 异常的热通量要超前于大气一个月以上。在 MCA<Qt, Z500>分析中(图 5.1.1, 第二行),超前于大气一个月并独立于 SST 的热通量异常在月时间尺度上对大气快速强迫,这是可能的;第二,在这儿,我们用到的月平均资料主要应用于月到季节尺度上大气响应。而次表层海洋异常所引起的年际到十年际的变化异常,可能会导致长时间的大气响应(Yulaeva et al, 2001; Sutton and

Mathieu, 2002)。在更短和更长的时间尺度上, SST、热通量和大气这三者间的关系还有待于继续研究。

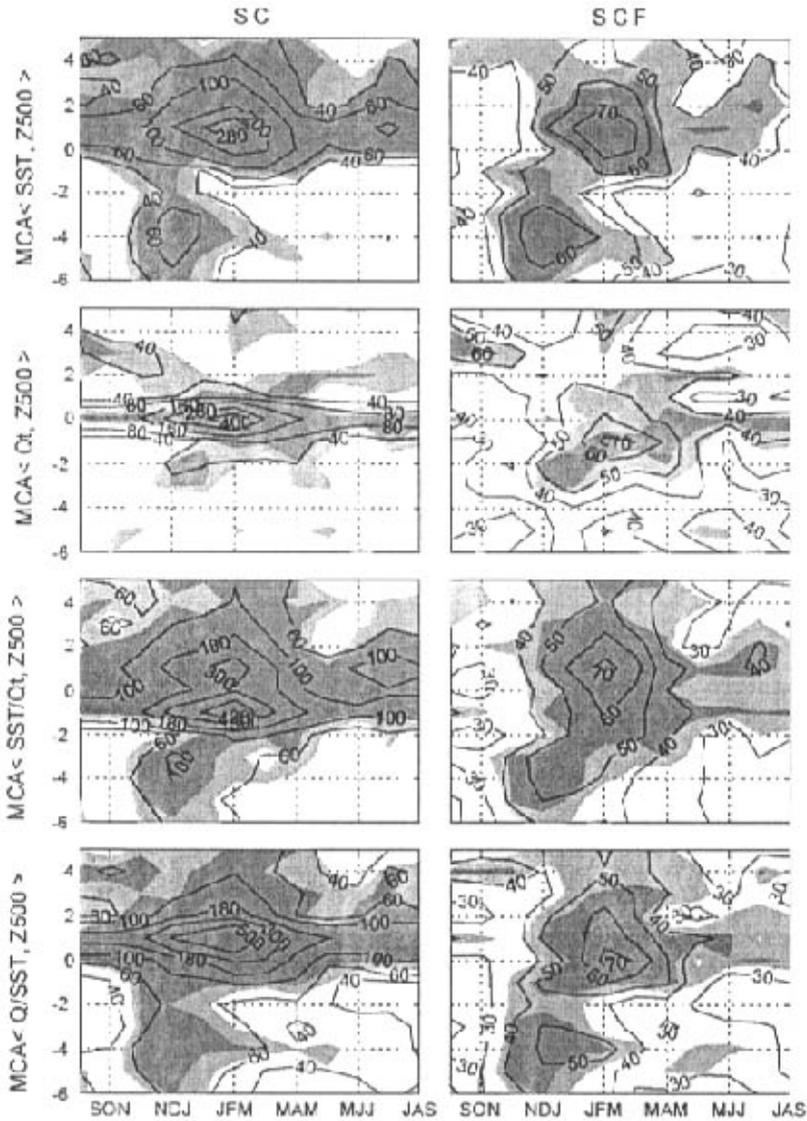


图 5.1.1 SST 或热通量场与 Z500hPa 位势高度场 MCA 分析的第一模态方差 (左图) 和权重 (右图)。第一行是: $MCA\langle SST, Z500 \rangle$, 第二行: $MCA\langle Q_t, Z500 \rangle$, 第三行: $MCA\langle SST/Q_t, Z500 \rangle$, 第四行: $MCA\langle Q/SST, Z500 \rangle$ 。在这儿, Q_t 和 Q 分别代表扰动热通量和总热通量。图中阴影由深到浅分别表示 95% 及 80% 的显著性检验。横轴代表 Z500 位势高度场月份, 而纵轴代表 SST 与 Z500 超前与滞后的月份 (正值代表 Z500 超前于 SST)。

Fig5.1.1 The SC (left column) and SCF (right column, unit 1%) of the first MCA mode between the SST and/or surface heat flux and the 500 hPa geopotential height. Top row: MCA<SST, Z500>, second row: MCA<Qt, Z500>, third row, MCA<SST/Qt, Z500>, and bottom row, MCA<Q/SST, Z500>. Here Qt and Q represent the turbulent and total surface heat fluxes, respectively. The significance level of 80% and 95% are shaded in light and dark shadings, respectively. The abscissa is the month for Z500, and the ordinate is the lag between SST and Z500 (positive for Z500 leading SST)

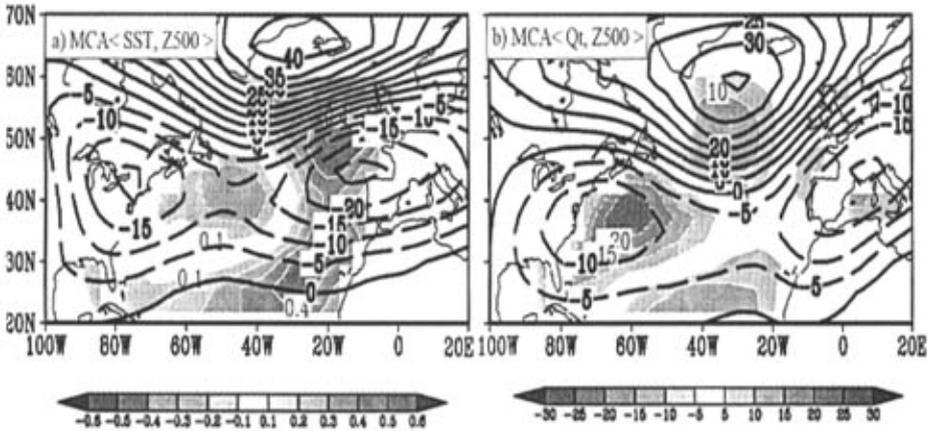


图 5.1.2 (a)在 $MCA\langle SST, Z500 \rangle$ 中, 晚夏 (JAS) 同向谱的 SST 空间分布 (用阴影带白色等值线表示, 单位: $^{\circ}C$) 和与之对应的早冬 (NDJ) 异向谱的 Z500 空间分布 (黑色等值线表示, 单位: m)。 (b)在 $MCA\langle Qt, Z500 \rangle$ 中, 晚夏 (ASO) 同向谱的扰动热通量空间分布 (阴影带白色等值线表示, 单位: W/m^2) 和与之对应的早冬 (NDJ) 异向谱的 Z500 空间分布 (黑色等值线表示, 单位: m)。同向谱的 SST(Qt)和异向谱的 Z500 分别通过投影 SST(Qt)和 Z500 场到从上述 MCA 分析中第一模态标准化 SST(Qt)时间序列上得到的。实线表示正值, 虚线表示负值

Fig5.1.2 The homogeneous map of later summer (JAS) SST (shading with white contour, in $^{\circ}C$) and heterogeneous map of the early winter (NDJ) Z500 (contour interval 5 m) for the $MCA\langle SST, Z500 \rangle$. (b) The homogeneous map of later summer (ASO) turbulent heat flux (shading with white contour, in W/m^2) and the heterogeneous map of early winter (NDJ) Z500 (black contour) for the $MCA\langle Qt, Z500 \rangle$. The homogenous map of SST (Qt) and the heterogeneous map of Z500 are obtained, respectively, by regressing the SST (Qt) and Z500 fields against the normalized time coefficient of the 1st MCA SST (Qt) mode. Solid contours for positive and dash contours for negative.

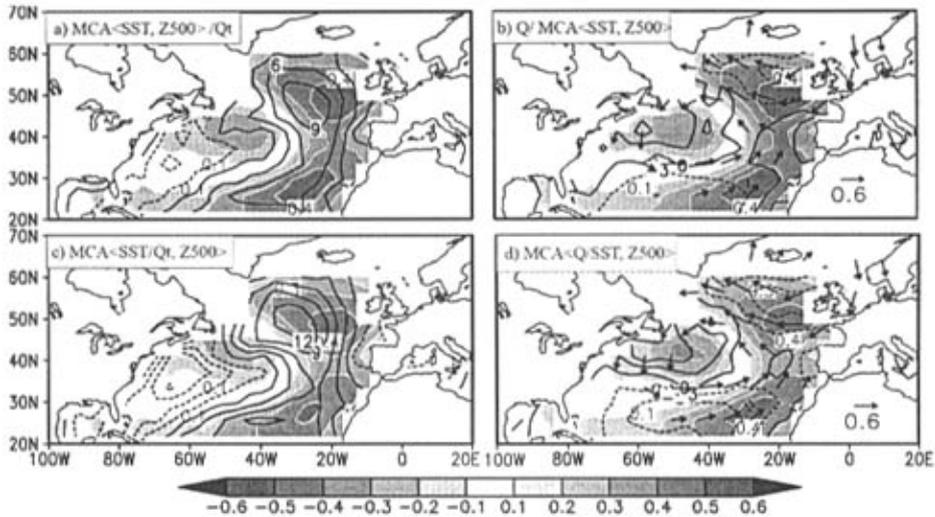


图 5.1.3 SST 与热通量的关系图。(a)同向谱的 SST 空间分布(阴影带白色等值线表示,单位: C)和滞后于 SST 一个月扰动热通量回归图(黑色等值线,单位: 3w/m^2)。通过投影 SST 及滞后一个月的扰动热通量到 $\text{MCA}\langle\text{SST}, \text{Z500}\rangle$ 分析中所得的第一模态 SST(JAS)/Z500(NDJ) 标准化的 SST 时间序列上。(b) 同向谱的 SST 空间分布及超前一个月的总热通量回归图, 与(a)方法同。(c) 同向谱的 SST 与滞后于 SST 一个月的扰动热通量空间分布, 基于 $\text{MCA}\langle\text{SST}/\text{Qt}, \text{Z500}\rangle$ 分析中晚夏(JAS) 的 SST/Qt 合并场与早冬(NDJ) 的 Z500 的第一模态。(d) 同向谱的 SST 与超前于 SST 一个月的总热通量空间分布, 与(c)类似, 但基于 $\text{MCA}\langle\text{Q}/\text{SST}, \text{Z500}\rangle$ 分析。在图 b、d 中伴随着总热通量超前于 SST 一个月的风场, 分别通过投影到所对应的标准化的 SST 时间序列上, 得到它的回归图(只有大于 0.3m/s 的风才给出)。实线代表正值, 虚线代表负值。

Fig5.1.3 The SST-heat flux relationships. (a) The homogeneous map of SST (shading with white contour, in $^{\circ}\text{C}$) and the regression of (black contour, interval 3 W/m^2) turbulent heat flux one month lagging SST based on the first MCA mode of JAS SST/NDJ Z500 from the $\text{MCA}\langle\text{SST}, \text{Z500}\rangle$. (b) The same as (a) but for total heat flux leading SST by one month. (c) The homogeneous map of the combined SST (shading with white contour) and heat flux (black contour) based on the 1st MCA mode of the JAS combined SST/Qt and NDJ Z500 of $\text{MCA}\langle\text{SST}/\text{Qt}, \text{Z500}\rangle$, where the turbulent heat flux lags SST by one month. (d) The same as (c) but for $\text{MCA}\langle\text{Q}/\text{SST}, \text{Z500}\rangle$, with the total heat flux preceding SST by one month. The surface winds accompanying the heat flux (one month preceding SST) are also plotted as the regressions

of the surface wind against the normalized time coefficient of the SST mode in (b), and the combined Q/SST mode in (d). (Only vectors larger than 0.3 ms⁻¹ are plotted). Solid contours for positive and dash contours for negative.

第六章 结论与展望

本文应用多种观测资料,对北太平洋和北大西洋中纬度海气相互作用作了些初步的统计分析。主要的研究工作如下:

1. 应用 MCA 方法对扣除 ENSO 信号的北太平洋 NCEP/NCAR 月平均 500hPa 位势高度场(1958—1993 年)及 COADS(1958—1993 年)月平均 SST 进行分析,再次证实了中纬度海气相互作用主要表现为大气对于海洋的强迫和 ENSO 对北太平洋海洋和大气的影晌。发现了北太平洋中纬度海温异常对大气的可能影响,提出了对应的“反馈模态”。

2. 我们还用其他资料对北太平洋中纬度海温异常对大气可能影响的“反馈模态”进行验证,说明无论从哪个角度分析,该局地反馈模态(独立于 ENSO)都显著存在的。进一步证明了该局地反馈模态抓住了大气和海洋各自变化的主要特征。

3. 通过对 NCEP/NCAR 再分析资料及 COADS 月资料的分析,研究了台湾以东黑潮流量变异与冬季西北太平洋海洋和大气异常间的关系。用两个样本显著差异的合成分析方法和奇异值分解方法,我们进一步证实了冬天西北太平洋热通量场与 500hPa 位势高度场年际变化之间的对应分布形势;并且,西北太平洋海洋-大气异常年基本上与台湾以东黑潮流量异常年相重合。另外,还对台湾以东黑潮流量与奇异值分解所得的两个场对应的时间序列作超前和滞后相关,我们发现当台湾以东黑潮流量超前两个月时,它与冬季西北太平洋的海洋和大气相互作用间的关系最好。

4. 通过 MCA 方法,我们对北大西洋 NCEP/NCAR 月平均 500hPa 位势高度场、海表温度场、海表热通量场及风场进行分析,研究了北大西洋晚夏 SST 异常对早冬大气 NAO 影响过程中大气环流、SST 和热通量间的关系。通过对比分析及超前与滞后投影方法,得到了在北大西洋晚夏 SST 异常对早冬大气 NAO 影响过程中,热通量异常扮演的角色。

通过以上研究得到如下有创新性的结论:

1. 在北太平洋海洋-大气相互作用中,不仅证实了前人研究的某些统计特征,而

且发现了海洋影响大气的“反馈模态”。冬季海盆尺度的马蹄形 SST 异常可以持续存在 7 个月,并与夏季北太平洋波列形的大气异常分布有较好的对应关系,称为“反馈模态”。提出冬季北太平洋 SST 异常具有对次年夏季大气环流异常预报的可能性。

2. 统计发现当秋季台湾以东黑潮流量显著增强时,西北太平洋的大部分区域向大气异常放热,而与此对应的大气 500hPa 位势高度场从日本东南部到阿留申地区出现显著的低压异常及内蒙古、北美高压异常,反之亦然。该现象不仅在观测资料中有此规律,在耦合的数值模式 (FGCM1.0) 中也存在该规律。秋季台湾以东黑潮的暖平流作用可能是维持冬季西北太平洋海洋加热大气的一个必要条件。

3. 统计发现超前 2—3 月的热通量异常对早冬 (NDJ) 大气的影晌与晚夏的马蹄形 SST 异常有关。晚夏马蹄形的 SST 异常主要是前期的海表热通量异常作用的结果;当这种异常形成后,它又通过向大气释放热量来反作用于早冬大气。从 SST 和热通量两者的角度看,马蹄形的 SST 异常及随后的热通量异常对早冬大气 NAO 的影响主要通过低边界层的强迫而产生的。

本文就中纬度海洋对大气的影晌作了些初步的统计探讨。至于北太平洋早冬海盆尺度的马蹄形 SST 异常是如何作用于次年夏季北太平洋大气的,我们推断这个海气过程可能是这样的:北太平洋马蹄形的 SST 异常由冬季持续到夏季,然后再作用于大气。然而,对于这个机制是否有效还不清楚,有待于进一步研究。另外,我们初步找到了黑潮流量与冬季西北太平洋海气作用间关系,并推断秋季台湾以东黑潮通过热输送维持西北太平洋海气相互作用的进行。那么它是如何维持的需用模式进行验证。对北大西洋来说,虽然我们揭示了晚夏 SST 异常通过向大气释放热量来作用于早冬大气的,但不能解释超前 3—4 个月的马蹄形 SST 异常是如何影响早冬大气的具体物理过程。这些问题说明我们对中纬度的海气相互作用的认识尚浅,在未来的研究中将多注重中纬度海气相互作用的物理过程及机制方面的研究,提高对中纬度海气相互作用的认识。

参考文献

1. Alexander, M. A., C. Deser, and M. S. Timlin, 1999: The re-emergence of SST anomalies in the North Pacific Ocean. *J. Climate*, 12, 2419-2433.
2. Alexander, M. A., I. Blade, M. Newman, J. R. Lanzante, N.-C. Lau, and J. D. Scott, 2002: The atmospheric bridge: the influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans. *J. Climate*, 15, 2205-2231.
3. An S.L. and B. Wang (2005) The Forced and Intrinsic Low-Frequency Modes in the North Pacific, *J. Climate*, 18, 876-885
4. Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 163 - 172
5. Cassou, C., Terray L., Hurrell J. W., and Deser C., 2004: North Atlantic winter climate regimes: Spatial asymmetry, stationarity with time, and oceanic forcing. *J. Climate*, 17, 1055 - 1068.
6. Cayan, D., (1992) Latent and sensible heat flux anomalies over the Northern oceans driving the sea surface temperature, *J. Phys. Oceanogr.*, 22, 859-881
7. Czaja, A. and C. Frankignoul, (1999) Influence of the North Atlantic SST on the atmospheric circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2967-2972
8. Czaja, A. and C. Frankignoul, (2002) Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, 15, 606-623
9. Deser, C., and M. S. Timlin, 1997: Atmosphere - ocean interaction on weekly timescales in the North Atlantic and Pacific. *J. Climate*, 10, 393 - 408.
10. Davis R.E., 1976: Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 249-266
11. Ferranti L., F. Molteni, and T.N. Palmer, 1994: Impact of localized tropical and extratropical SST anomalies in ensembles of seasonal GCM integrations. *Quat. J. Roy. Meteor. Soc.*, 120, 1613-1645
12. Frankignoul, C., 1985: Sea surface temperature anomalies, planetary waves and air-sea feedbacks in the middle latitude. *Rev. Geophys.*, 23, 357 - 390.
13. Frankignoul, C., and K. Hasselmann, 1977: Stochastic climate models. Part II: Application to sea-surface temperature variability and thermocline variability. *Tellus*, 29, 289 - 305.
14. Frankignoul, C., A. Czaja., and B. L' Heveder, 1998: Air-sea feedback in the North Atlantic and surface boundary conditions for ocean models. *J. Climate*, 11, 2310-2324
15. Frankignoul C., and Kestenare, (2002) The surface heat flux feedback, Part I: Estimates from observations in the Atlantic and the North Pacific, *Climate Dynamics*, 19, 622-647
16. Frankignoul, C., P. Friederichs and E. Kestenare, 2003: Influence of Atlantic SST anomalies on the atmospheric circulation in the Atlantic-European sector. *Annls of Geophysics*, 46. 71-85
17. Frankignoul. C and E. Kestenare, 2005: Observed Atlantic SST anomaly impact on the NAO: an update. *J. Climate*. in press
18. Graham, N. E., 1994: Decade-scale climate variability in the tropical and North

- Pacific during the 1970s and 1980s: Observations and model results. *Climate Dyn.*, 10, 135 - 162.
19. Hoskins, B. J., and D. Karoly, 1981: The steady, linear response of spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1179 - 1196.
 20. Hurrell, J. W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676 - 679.
 21. Hoerling, M. P., J. W. Hurrell, and T. Xu, 2001: Tropical origins for recent North Atlantic climate change. *Science*, 292, 90 - 92.
 22. J. M. Wallace, and N. Iwasaka, 1996: Is climate variability over the North Pacific a linear response to ENSO? *J. Climate*, 9, 1468 - 1478.
 23. Jia Yinglai and Liu Qinyu 2004, Interannual variability feature of the Kuroshio to east of Taiwan, CHIN J. Oceanol. Limnol., 35(6), 507~512 (Chinese).
 24. Kushnir Y., W.A. Robinson, I. Blade, N.M. J. Hall, S. Peng and R. Sutton, (2002) Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies: synthesis and evaluation. *J. Climate*, 15, 2233-2256
 25. Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437 - 471.
 26. Kushnir Y. and N. C. Lau, 1992: The general circulation model response to a North Pacific SST anomaly: dependence on timescale and pattern polarity. *J. Clim.*, 5, 271-283
 27. Kushnir Y., W.A. Robinson, I. Blade, N.M. J. Hall, S. Peng and R. Sutton, 2002: Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies: synthesis and evaluation. *J. Clim.*, 15, 2233-2256
 28. Kiehl, J. F., and P. R. Gent, 2004: The community climate system model, version 2. *J. Climate*, 17, 3666-3682.
 29. Latif, M., K. Arpe, and E. Roeckner, 2000: Oceanic control of decadal North Atlantic sea level pressure variability in winter. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 727 - 730.
 30. Liu Qinyu, Xu Qichun, Wang Zhilian *et al*, 1993. The meander of kuroshio and oscillation in a coupled ocean-atmosphere model. *Acta meteorologica Sinica*, 7(3):338—346
 31. Li Chongyi and Long Zhengxia, 1992: Numerical simulation study about the effect of warming Kuroshio in winter on precipitation in east of China, Study on some problem of climate variation, *Science Press*, Beijing, 145-156 (in Chinese)
 32. Li Zhiqiang, Wang Qianqian, Yu Yongqiang, 2004, Numerical Simulation of the Indonesian Through Flow with a Coupled GCM. (Accepted by *Chinese J. Atmos. Sci.*) (In Chinese)
 33. Liu Hailong, Zhang Xuehong, Yu Yongqiang, and Li Wei, 2004a: Manual for LASG/IAP Climate system ocean model. *Science Press*, Beijing, 1-128pp. (In Chinese)
 34. Liu Hailong, Zhang Xuehong, Li Wei, Yu Yongqiang and Yu Rucong, 2004b: An eddy-permitting oceanic general circulation model and its preliminary evaluations, *Adv. Atmos. Sci.*, 21, 675-690.
 35. Liu Yanyun, Liu Qinyu and Pan Aijun, 2004 Seasonal, Interannual and Decadal Variations of Air-Sea Heat Fluxes in the Pacific Ocean, *Periodical of Ocean*

University of China, 34 (3): 341~350 (Chinese)

36. Liu, Z. and L. Wu, 2004: Atmospheric response to North Pacific SST: The role of ocean-atmosphere coupling. *J. Climate.*, 17, 1859-1882
37. Liu, Z., Q. Zhang and L. Wu, 2004: The remote impact on tropical Atlantic climate variability: the dynamic assessment and statistical assessment. *J. Climate.*, 17, 1529-1549
38. Liu Q. N. Wen and Y. Yu, (2006) The Role of the Kuroshio in Winter North Pacific Ocean-Atmosphere Interaction: Comparison of a Coupled Model and Observations. *Advance of atmosphere science*, (in press)
39. Liu, Z., Y. Liu, L. Wu and R. Jacob, 2006: Seasonal and long term atmospheric response to reemerging North Pacific Ocean temperature: dynamic assessment, statistical assessment and implication to observations. *J. Climate.*, submitted
40. Mehta, V., M. Suarez, J. V. Manganello, and T. D. Delworth, 2000: Oceanic influence on the North Atlantic Oscillation and associated Northern Hemisphere climate variations: 1959 - 1993. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 121 - 124.
41. Namias, J., 1964: Seasonal persistence and recurrence of European blocking during 1958 - 60. *Tellus*, 3, 394 - 407.
42. Namias, J., X. Yuan, and D. R. Cayan, 1988: Persistence of North Pacific sea surface temperature and atmospheric flow pattern. *J. Climate*, 1, 682 - 703.
43. Norris, J. R., 2000: Interannual and interdecadal variability in the storm track, cloudiness, and sea surface temperature over the summertime North Pacific. *J. Climate*, 13, 422-430.
44. Pan Aijun and Liu Qinyu, 2005: The seasonal and interannual variability features and mechanism about core temperature of mode water in west subtropical North Pacific, *ACTA OCEANOLOGICA SINICA*, (submitted) (in Chinese)
45. Palmer T. and Z. Sun, 1985: A modeling and observational study of the relationship between sea-surface temperature in the northwest Atlantic and the atmospheric general circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111, 947-975;
46. Pitcher, E. J., M. L. Blackmon, G. T. Bates and S. Munoz, 1988: The effect of North Pacific sea surface temperature anomalies on the January climate of a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 45, 172-188
47. Peng S., W. A. Robinson, and M. P. Hoerling, 1997: The modeled atmospheric response to midlatitude SST anomalies and its dependence on background circulation states. *J. Clim.*, 10, 971-987
48. Peng S. and J. S. Whitaker, 1999: Mechanisms determining the atmospheric response to mid-latitude SST anomalies. *J. Climate*, 12, 1393-1408
49. Peng S., W. A. Robinson, and S. Li, 2003: Mechanisms for the NAO responses to the North Atlantic SST tripole. *J. Climate*, 16, 1987-2004
50. Peng, S., W. A. Robinson, S. Li, and M. P. Hoerling, 2005: Tropical Atlantic SST forcing of coupled North Atlantic seasonal responses. *J. Climate*, 18, 480-496.
51. Robinson, W. A., 2000: Review of WETS—The Workshop on Extratropical SST anomalies. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81, 567 - 577.
52. Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea surface

- temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 354 - 384.
53. Ratcliffe, R. A., and R. Murray, 1970: New lag associations between North Atlantic sea temperature and European pressure applied to long-range weather forecasting. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 96, 226 - 246.
 54. Smith, R. D. and P. R. Gent Eds., cited 2002 : Reference manual for the Parallel Ocean Program (POP): ocean component of the Community Climate System Model (CCSM-2). [Available online at <http://www.cesm.ucar.edu/models/ccsm2.0.1/pop>]
 55. Sutton, R. and P. P. Mathieu, 2002: Response of the atmosphere - ocean mixed layer system to anomalous ocean heat flux convergence. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 128, 1259 - 1275.
 56. Ting M. F. and H. Wang, 1997: Summertime U.S. precipitation variability and its relation to Pacific Sea Surface Temperature. *J. Clim.*, 10, 1853-1873
 57. Vivier F, Kelly K A, Thompson L, 1999. The contributions of wind forcing waves and surface heating to sea surface height observations in the Pacific Ocean. *J Geophys Res*, 104, 20767—20788
 58. Walker, G. T., and E. W. Bliss, 1932: World Weather V. *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, 4, 53 - 84
 59. Wallace, J. M., and Q. Jiang, 1987: On the observed structure of the interannual variability of the atmosphere/ocean climate system. *Atmospheric and Ocean Variability*, H. Cattle, Ed., Royal Meteorological Society, 17 - 43.
 60. Wallace, J. M., C. Smith, and Q. Jiang, 1990: Spatial patterns of atmosphere-ocean interaction in the northern winter. *J. Climate*, 3, 990 - 998.
 61. Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, and C. S. Bretherton, 1992: Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500-mb height anomalies. *J. Climate*, 5, 561 - 576.
 62. Wyrski K, 1965. The average annual heat balance of the North Pacific Ocean and its relation to ocean circulation. *J Geophys Res*, 70 (18): 4547—4559
 63. Wu and Rodwell, 2004, Gulf Stream forcing of the winter North Atlantic oscillation. *Atmospheric Science Letters*, 5, 57 - 64.
 64. Xie S-P, Hafner J, Tanimoto Y *et al*, 2002. Athymetric effect on the winter sea surface temperature and climate of the Yellow and East China Seas. *Geophys Res Lett*, 29(24):2228
 65. Yulaeva, E., N. Schneider, D. Pierce and T. Barnett, 2001: Modeling of North Pacific climate variability forced by oceanic heat flux anomalies. *J. Climate*, 14, 4027 - 4046.
 66. Yu Yongqiang, and Liu Xiyang, 2004: ENSO and Indian Dipole Mode in Three Coupled GCMs, *Acta Oceanologica Sinica*. (In Press)
 67. Yu Yongqiang, Yu Rucong, Zhang Xuehong and Liu Hailong, 2002: A flexible global coupled climate model. *Adv. Atmos. Sci.*, 19, 169-190.
 68. Zhang Y. and D. S. Battisti, (1997) ENSO-like interdecadal variability 1900 - 93. *J. Climate*, 10, 1004 - 1020.
 69. Zhang, Y., J. R. Norris, and J. M. Wallace, 1998: Seasonality of largescale atmosphere - ocean interaction over the North Pacific. *J. Climate*, 11,

- 2473 - 2481.
70. 贾英来, 刘秦玉, 刘伟等, 2004. 台湾以东黑潮流量的年际变化特征. 海洋与湖沼, 35 (6): 507—512
 71. 李崇银, 龙振夏, 1992. 冬季黑潮增暖对我国东部汛期降水影响的数值模拟研究: 气候变化若干问题研究. 李崇银主编. 北京: 科学出版社, 145—156
 72. 翁学传, 张启龙, 杨玉玲等, 1996. 东海黑潮热输送及黄淮平原区汛期降水的关系. 海洋与湖沼, 27 (3): 237—245
 73. 赵永平, G. A. McBean, 1995. 黑潮海域海洋异常加热与北半球大气环流的相互作用. 海洋与湖沼, 36 (4): 383—388
 74. 赵永平, G. A. McBean, 1996. 黑潮海域海洋异常加热对后期北半球大气环流影响的分析. 海洋与湖沼, 27 (3): 246—250
 75. 张礼平, 柯怡明, 胡江林, 刘利平, 2002. SVD 方法在场分析和预测中的应用. 热带气象学报, 18 (3): 237—244