

El Niño 与 La Niña 期间大气加热场的特征及其对大气环流的影响*

李兴文 陈月娟

(中国科学技术大学地球与空间科学系, 合肥 230026)

摘 要 本文采用欧洲中心 7 层网格点逐月平均全球资料和同期美国 KWBC 的太平洋海温资料分析了 1982 年 1 月~1983 年 12 月 El Niño 期间和 1988 年 1 月~1989 年 12 月 La Niña 期间大气加热场的特征。结果表明, 海表温度异常时, 海面向上输送的感热、潜热通量变化并不大, 有时甚至出现和海温距平变化相反的趋势, 而另一方面, 各辐射量和凝结加热量变化却很重要。进一步本文又分别以多年平均的 12 月、El Niño 及 La Niña 强盛时的 1982 年 12 月和 1988 年 12 月的实测海温和实测大气资料为初值作了数值模拟, 模拟的大气状况与真实大气状况一致。根据资料分析和数值模拟的结果, 本文认为作大尺度中长期天气预报及研究海气相互作用时应充分考虑辐射收支和凝结加热量的变化。

关键词 大气加热 El Niño 数值试验

1 引言

海洋对大气运动产生的重要影响越来越引起人们的关注。研究表明大气和海洋中各种大尺度现象是海气相互影响的产物。海洋对大气的的影响表现在热力方面, 大气对海洋的作用以动力为主。大气运动通过风应力, 使海水产生风吹流和上翻, 海表温度发生变化。反过来, 海温变化又改变海洋对大气的热力强迫作用, 这种强迫作用通过边界中的潜热、感热和动量的垂直输送以及大气与海洋表面之间的辐射交换提供给大气。因而, 了解海气之间的能量交换情况、它的空间分布和时间变化是研究海气相互作用的一个重要方面。本文对 El Niño 和 La Niña 期间海气之间的能量交换及大气加热量的特征作了系统的研究, 并进一步研究了它们对大气环流的影响。

一般说来, 有关海温异常对大气运动影响的敏感性试验多认为海温异常主要通过海面向上输送的感热和水汽(潜热)通量的变化来影响大气的运动, 但通过大量实测资料的分析发现, 事实并非如此。逐月分析海温变化明显阶段(1982 年 1 月~1983 年 12 月, 1988 年 1 月~1989 年 12 月)大气的变化特征, 发现海温变化的同时海面上空大气的温度和水汽含量也发生了变化, 因而从海面之上的感热和潜热通量并没有发生和海温一致的变化。与此同时, 辐射收支和凝结潜热的变化引起大气变温率的变化却显得很重要。事实上, 敏感性试验多对大气加一理想的外强迫, 诸如不同地方不同值的 SST 距

1994-05-22 收到, 1995-06-22 收到再改稿

* 获国家基础性研究重大关键项目“气候动力学和气候预测理论的研究”的资助

平^[1], 不同的基本气流^[2], 陆地加热^[3]等, 海洋工作者还对海洋加一外强迫 (如纬向风距平) 来研究海气相互作用的机制。这些研究对了解不同的外强迫对大气和海洋有什么影响是有一定的作用的。但现实状态中, 大气和海洋都不能孤立地存在。实际观测表明, SST 和大气变化一般是同时发展或相互影响非常之快 (大气工作者所做的敏感性试验表明, 大气对 SST 异常 3~4 天就有很大的响应)。敏感性试验不可避免地加上了人为的强迫因素。为了反映气候系统的真实特征, 本文分别以 El Niño 及 La Niña 强盛时的 1982 年 12 月和 1988 年 12 月实测海温和实测大气资料为初值作了数值模拟, 并与用 12 月气候平均值为初值模拟的结果进行了比较。

2 资料来源和计算方案

2.1 资料来源

本文采用欧洲中心 7 层网格点逐月平均全球气象资料和同期美国 KWBC 的太平洋海温资料和 COADS 资料。本文资料分析所用通量和加热场的平均值是用这些资料所提供的其它气象要素的平均值算出。

2.2 计算方案

2.2.1 地 (海) 面向上输送的感热 S_H 和潜热 L_H 计算公式

$$S_H = \rho_s c_p C_d |\vec{V}_s| (T_s - T_b),$$

$$L_H = L \rho_s C_d |\vec{V}_s| (Q_s - Q_b),$$

其中 ρ_s 为地面附近空气的密度, c_p 为空气的定压比热, C_d 为下垫面的拖曳系数。 L 为水的汽化潜热。 $\vec{V}_s$ 为近地面的风速。 T_s 是地面或海面温度。 Q_s 为对应于 T_s 的水汽饱和混合比。 T_b 和 Q_b 分别为近地面的气温和水汽混合比。

2.2.2 大气对太阳辐射的吸收

大气对太阳辐射的吸收考虑了水汽的吸收作用。大气中的水汽主要吸收 $\lambda > 0.7 \mu\text{m}$ 的太阳辐射中的一部分。计算水汽对太阳辐射的吸收量 ΔS , 采用 Müller 和 Moller 设计的水汽对太阳辐射吸收量的参数化设计方案

$$\begin{aligned} \Delta S &= 0.45W^{0.515}, & (10^{-6} \leq W \leq 10^{-2}) \\ \Delta S &= 0.06581W^{0.515} + 0.14275W^{0.3}, & (10^{-2} < W \leq 0.45) \\ \Delta S &= 0.20W^{0.3}, & (0.45 < W \leq 15.0) \\ \Delta S &= 0.12817 + 0.27183 \lg W, & (15.0 < W \leq 50.0) \end{aligned}$$

式中 $W = M_W \sec Z_\theta$ 为有效水汽光学路径长度, M_W 表示所考虑的 Z 高度以上的单位面积大气柱中的水汽含量。

2.2.3 地气系统的长波辐射

地气系统的长波辐射冷却率计算, 采用郭晓岚提出的参数化计算方案^[4,5]。

2.2.4 凝结加热率

凝结加热包括大尺度凝结和积云对流凝结加热。积云对流用郭晓岚参数化方案。

3 资料分析

资料计算在区域上考虑了印度洋地区、中国、太平洋地区,时间上考虑了 1982~1983 的 El Niño 期间和 1988~1989 的 La Niña 期间。1982~1983 的 El Niño 事件是历史上最强的一次 El Niño 事件。海水异常增暖首先从赤道中太平洋开始,然后东传。这次过程从 1982 年 5 月开始,1982~1983 年冬达到强盛,1983 年秋季结束。1988~1989 发生了 La Niña 事件,与 El Niño 事件相反,赤道东太平洋海表温度降低,低纬西太平洋海表温度升高。

3.1 地(海)表向上输送的感热和潜热

本文首先计算了 El Niño 强盛时 1982 年 12 月太平洋地区向上输送的感热和潜热的变化,发现虽然此时东太平洋 SST 增幅达到强盛,但东太平洋向上输送的感热和潜热却为弱的负距平。为进一步了解其变化过程和原因,我们又一直向前逐月计算到 El Niño 发生前的 1982 年 1 月。图 1、图 2 给出了赤道东太平洋地区 SSTa、1000 hPa 气温距平及感热、潜热通量的距平。图中表明 El Niño 发生前赤道东太平洋上空低层大气的温度就已上升,所以海气温差并不大,在 1982~1983 年冬只有 1°C 左右的距平。另一方面由于赤道东太平洋海面东风减弱,所以赤道东太平洋地区感热和潜热通量距平在 1982~1983 年期间基本为负,且变化很小。图 3、图 4 给出了热带西太平洋地区 SSTa、1000 hPa 气温距平及感热、潜热通量的距平。1982~1983 年 El Niño 期间热带西太平洋海表温度下降,但其上空 1000 hPa 气温在 1983 年初剧烈下降,引起此期间海气温差为正。热带西太平洋地区 1982~1983 年冬一直有向上的正距平感热和潜热输送,最大分别达 $41.8 \text{ J}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 和 $104.5 \text{ J}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 。La Niña 期间,赤道东太平洋 SST 降低,但从图 5 可以看到低纬东太平洋感热和潜热通量却基本为正距平。

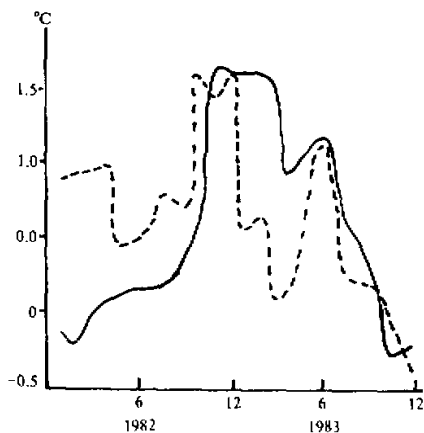


图 1 赤道东太平洋 ($180^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{W}$, $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$) SSTa (实线) 和 1000 hPa 气温距平 (虚线)

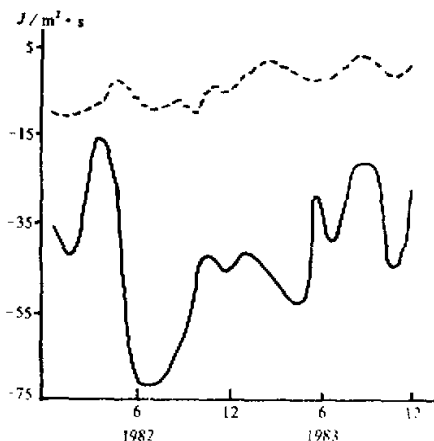


图 2 海面向上输送的潜热通量距平 (实线) 和感热通量距平 (虚线) 区域: $180^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{W}$, $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$

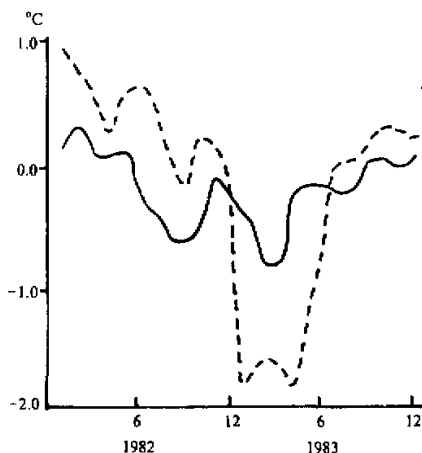


图3 热带西太平洋(130°E~180°, 10°N)
SSTA(实线)和
1000 hPa 气温距平(虚线)

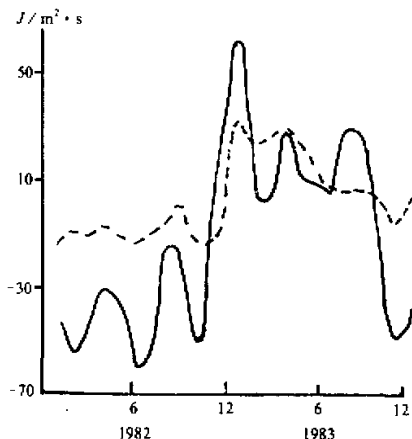


图4 海面向上输送的潜热通量距平(实线)
和感热通量距平(虚线)
区域: 130°E~180°, 10°N

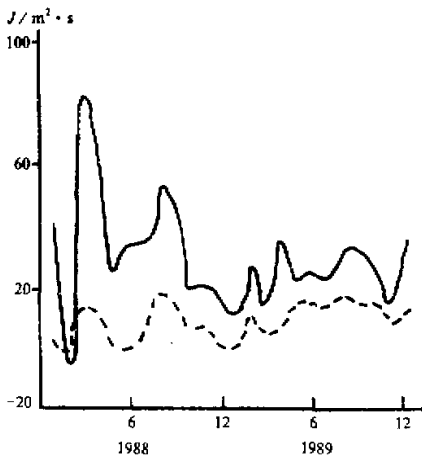


图5 海面向上输送的潜热通量
距平(实线)和感热通量距平(虚线)
区域: 180°~100°W, 5°S~5°N

全小伟等曾计算过海洋对大气加热场的区域性年变化特征, 也发现大气加热场的年变化与海表温度的年变化并不一致, 而潜热通量与海面风速有非常一致的变化特征^[6]。姚兰昌计算了1982年1月~1983年7月西太平洋及其邻近地区大气加热场的特征, 文中指出总加热的大小主要决定于降水潜热和辐射差额两个因子, 而感热很有限, 但其计算的加热场没有和多年平均状况比较^[7]。本文逐月分析了海温变化明显阶段(1982年1月~1983年12月, 1988年1月~1989年12月)整个太平洋地区大气加热场的距平变化, 从前面的结果可以看到, 当海温异常增(减)幅时, 海表附近空气的温度也相应升高(降低), 但向上输送的感热和潜热通量并没有相应程度的增加(减少), 有时甚至出现与海表温度变化相反的趋势。

3.2 大气的凝结加热量, 长、短波辐射加热量和总加热量的变化

海温异常期间, 大气运动也发生了变化。大气对太阳短波辐射的吸收和地气系统的净长波辐射以及由对流活动的变化引起的凝结加热都发生了相应的变化。本文计算结果表明, 1982年12月西太平洋地区大气对流活动减弱, 热带中东太平洋地区对流活动加强。La Niña期间相反。表1和表2给出了1982年12月和1988年12月各层大气的太阳辐射加热率、长波辐射冷却率、总的加热率和积云对流引起的凝结加热率的距平, 分

表 1 1982 年 12 月各加热量距平随高度的变化 (单位: $^{\circ}\text{C}/\text{d}$)

地区	p/hPa	加热率距平					近地面
		50	250	469	745		
副热带西太平洋 (130°E, 20°N)	DH1	-0.24	0.62	1.23	0.88	1.22	
	DH2	0.34	-0.13	-0.37	0.13	-0.08	
	DH	0.10	-3.33	-0.82	0.50	0.48	
	HCU	0.00	-3.82	-1.68	0.51	-0.66	
赤道西太平洋 (150°E, 0°N)	DH1	-0.20	-0.25	0.05	-0.07	0.04	
	DH2	0.07	0.12	-0.07	0.08	0.34	
	DH	-0.13	-2.72	-2.06	1.06	-0.41	
	HCU	0.00	-2.59	2.04	-1.07	0.12	
赤道中太平洋 (180°E, 0°N)	DH1	-0.21	-0.25	0.01	0.02	0.02	
	DH2	0.11	0.12	-0.24	0.98	-0.34	
	DH	-0.11	0.65	0.50	0.82	-0.41	
	HCU	0.00	0.72	0.73	0.70	0.12	
赤道东太平洋 (120°W, 0°N)	DH1	-0.29	0.77	1.15	1.06	1.41	
	DH2	0.53	-0.65	0.36	0.10	-0.65	
	DH	0.24	0.98	2.26	1.50	0.22	
	HCU	0.00	0.85	0.75	0.35	0.04	

别用 DH1、DH2、DH、HCU 表示。

由表 1 可以看到, 1982 年 12 月西太平洋地区对流活动减弱, 凝结加热率基本为负距平, 对流层低层和高层的长波辐射加热率也基本为负距平, 这里各层大气的总加热率也基本为负距平。赤道中太平洋对流活动加强, 各层大气总加热率基本为正距平, 凝结加热作用最为重要。赤道东太平洋地区, 凝结加热作用加强, 大气吸收的太阳短波辐射增加。海表温度的升高引起洋面向上放射的长波辐射增加, 积云对流的增强使大气顶向外放出的长波辐射减少。虽然长波辐射增温率有几层减少, 但太阳辐射增温率增加很多, 因而总加热率增加。辐射加热和凝结加热起着重要的作用。

表 2 表明, La Niña 期间, 西太平洋地区对流活动加强, 各层总的加热率也为正距平, 积云对流凝结加热起主导作用。赤道东太平洋地区大气水汽含量减少, 大气吸收的太阳短波辐射减少, 凝结加热作用减弱。近地层大气总加热率为大的负距平, 降温率达 $2.06^{\circ}\text{C}/\text{d}$, 主要由长波辐射引起。

由上可见, La Niña 期间与 El Niño 期间的情况基本相反。

对到达地面的太阳短波辐射, El Niño 期间东太平洋地区为负距平。西太平洋地区为正距平, 最大达 $55.7 \text{ J}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$, 到 1983 年春才开始恢复。赤道东太平洋地区整层大气的辐射收支基本为正距平, 西太平洋为负距平。赤道东太平洋低层大气的辐射加热率变化和气温变化非常一致。La Niña 期间情况相反。

同时我们的计算结果表明, 1983 年 1 月中国东北低层大气的辐射加热率、整层大气的辐射收支、邻近海洋向上的感热和潜热输送都为负距平, 与当时中国东北出现低温冷害一致。

3.3 讨论

海温异常时, 大气环流的异常是海气相互作用的长期积累结果, 包含了对海温异常前期 SST 的响应。海温异常期间海面向上输送的感热和潜热变化并不大, 有时甚至出

表 2 1988 年 12 月各加热量距平随高度的变化 (单位: $^{\circ}\text{C}/\text{d}$)

地区	加热率距平	p/hPa				
		50	250	469	745	近地面
副热带西 太平洋 ($130^{\circ}\text{E}, 20^{\circ}\text{N}$)	DH1	-0.02	0.22	-0.12	0.09	-0.07
	DH2	0.39	-0.47	0.26	0.13	0.77
	DH	0.38	1.70	1.14	0.08	0.72
	HCU	0.00	1.96	1.02	0.11	0.02
赤道西 太平洋 ($150^{\circ}\text{E}, 0^{\circ}\text{N}$)	DH1	-0.03	-0.19	0.16	0.08	-0.08
	DH2	0.46	-0.16	-0.25	0.08	0.17
	DH	0.42	0.15	0.86	0.36	0.10
	HCU	0.00	1.89	0.95	0.35	0.01
赤道中 太平洋 ($180^{\circ}\text{E}, 0^{\circ}\text{N}$)	DH1	0.03	-0.09	0.18	-0.11	0.09
	DH2	0.24	-0.00	0.49	-0.14	0.12
	DH	0.28	0.27	0.87	-0.63	0.22
	HCU	0.00	0.36	0.20	-0.39	0.01
赤道东 太平洋 ($120^{\circ}\text{W}, 0^{\circ}\text{N}$)	DH1	0.06	-0.05	-0.08	0.00	-0.02
	DH2	0.08	0.10	-0.10	0.02	2.04
	DH	0.14	0.05	-0.18	0.02	2.06
	HCU	0.00	-0.00	-0.00	-0.00	0.00

现和海温距平变化相反的趋势, 似乎不足以成为推动大气异常运动的主要动力。而由于大气温、压、湿、风场的变化引起对流活动和辐射收支的变化却显得很重要。

4 数值试验

数值试验采用的是 USTC 9 层全球大气环流模式 (即陈月娟等在文献[8]中介绍的同时采用两种地图投影坐标系的全球大气环流模式, 于 1991 年底通过鉴定后正式命名为 USTC 9 层全球大气环流模式)。试验采用的初值分别为多年平均 12 月及 1982 年 12 月、1988 年 12 月大气和海洋的实测资料。试验的积分时间各为 30 天。将模拟的结果分别与用 12 月多年平均资料模拟的结果进行了比较, 得到各气象要素的距平分布, 从而了解此期间大气环流的变化情况。

试验表明, 模拟出的 1983 年 1 月和 1989 年 1 月热带东太平洋地区的感热和潜热通量变化一直较小。初始状态大气加热场的特征和资料分析的结果是一致的。和 1 月多年平均状况比较, 1983 年 1 月赤道东太平洋地区中低层大气的太阳辐射加热率、长波辐射加热率和凝结加热率增大 (图 6), 在积分过程中保持这样的趋势, 但有所减弱。积分 30 天, 1983 年 1 月各加热量随高度的分布已同 1 月多年平均状况相近 (图 7)。

4.1 气压场、高度场和温度场

从模拟的 1983 年 1 月气压场、高度场和温度场来看, 热带东太平洋上空大气的温度上升, 西北太平洋温度下降, 并一直可影响到对流层中层。模拟的海平面气压 (图 8a) 表明, 东太平洋地区为负距平, 西太平洋为正距平, 随着积分时间的加长, 此特点进一步明显, 这与实际观测到的南方涛动相一致。我们曾用 1982 年 12 月的 SST 及 12 月平均状态的大气资料作数值模拟, 也得到此结果, 但西太平洋地区 SLP 负距平不太

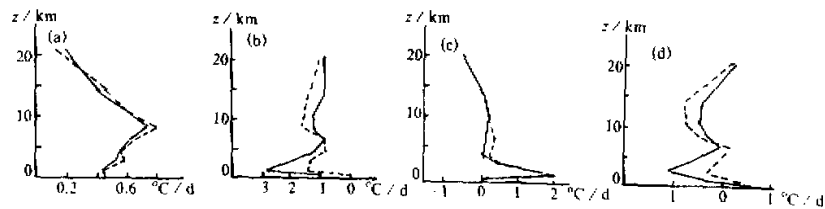


图6 模拟的1983年1月上旬(虚线)和1月上旬多年平均状况(实线)加热量随高度的分布
(a) 太阳辐射加热率, (b) 长波辐射加热率, (c) 凝结潜热加热率, (d) 总加热率

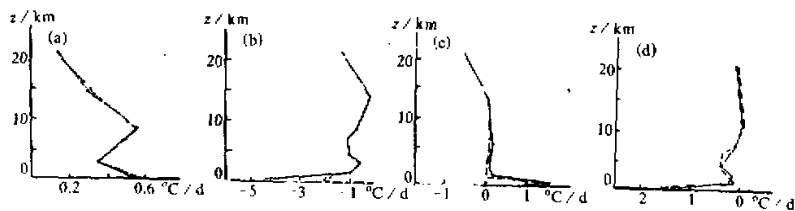


图7 模拟的1983年1月下旬(虚线)和1月下旬多年平均状况(实线)加热量随高度的分布
(a) 太阳辐射加热率, (b) 长波辐射加热率, (c) 凝结潜热加热率, (d) 总加热率

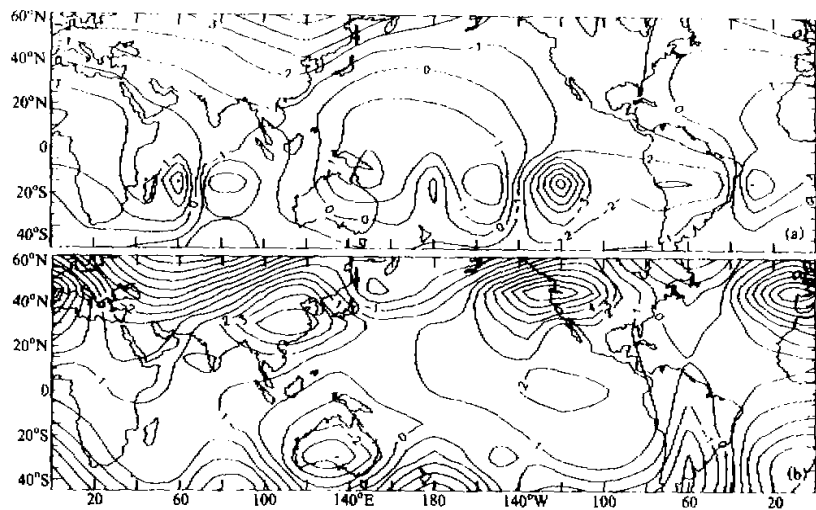


图8 模拟的1983年1月(a)和1989年1月(b) SLP距平分布

明显。从图8a还可以看出东亚大槽加深。模拟结果还表明东太平洋地区的副高断裂带减小,北太平洋地区阿留申低压加深。

模拟的1989年1月的气压场、高度场和温度场与1983年1月相反,热带东太平洋上空大气的温度下降,可影响到对流层中层,而西太平洋地区大气的温度稍稍上升。东太平洋地区海平面气压上升,西太平洋地区海平面气压则下降(图8b)。从模拟的

1983 年 1 月和 1989 年 1 月海平面气压距平分布图可以清楚看到人们常说的“翘翘板”(seesaw)现象。对北太平洋地区则为正的温度和气压距平。阿留申低压减弱。

4.2 风场

模拟的 1983 年 1 月风场特征(图 9)为:与 El Niño 爆发前期相反,在对流层低层(约 880 hPa)赤道东太平洋为西风距平,西太平洋为东风距平,随积分时间的加长而减弱。亚洲东北部西北风加强,这与东亚大槽的加深有关。而我国南部和南亚地区,冬季季风是减弱的,澳大利亚和印尼附近的辐合是减弱的。这可以解释 1982~1983 年 El Niño 期间南亚和澳大利亚北部发生干旱的事实。

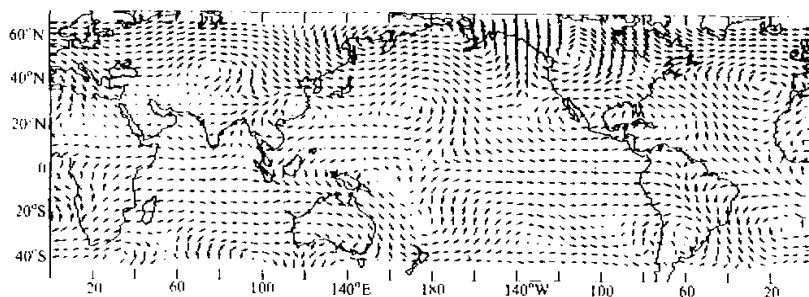


图 9 模拟的 1983 年 1 月风场距平分布(约 880 hPa)

模拟的 1989 年 1 月的风场特征与 1983 年 1 月基本相反。

4.3 垂直-经圈和垂直-纬圈环流

模拟的 1983 年 1 月的垂直-经圈和垂直-纬圈环流结果表明,沿 90°E,青藏高原以南 Hadley 环流加强,印度洋地区上升气流加强(图 10a)。西太平洋地区 Hadley 环流减弱。图 10b 清楚显示出 120~140°E 地区有两个反 Hadley 差值环流圈。

模拟的垂直-纬圈环流表明中东太平洋上升运动大幅度大范围加强。西太平洋赤道地区下沉运动加强,垂直运动负距平达 7.2 mm/s, Walker 环流减弱。积分 30 天,日界线附近有非常强的上升气流正距平,可达 10 mm/s。从图 11a 中可以看到有一在 130°E 下沉,东西分别在日界线和印度洋上升的闭合差值环流圈。另外在 60°E 有下沉气流,低层分别向西在东非上升,向东在 90°E 上升,从而在印度洋也形成了两个闭合差值环流圈。陈月娟等曾用东太平洋正 SST 距平为外强迫做数值模拟,得到与本文相似的结果^[9]。

模拟的 1989 年 1 月垂直-经圈和垂直-纬圈差值环流与 1983 年 1 月的情况相反。那就是青藏高原南 Hadley 环流减弱,西太平洋地区 Hadley 环流加强。赤道西太平洋地区上升运动加强,中东太平洋地区下沉运动加强, Walker 环流加强(图 11b)。

4.4 降水场

模拟的 1983 年 1 月降水场表明,南部非洲、澳大利亚、印度尼西亚、印度大部分地区干旱,中东太平洋降水增多。此期的总降水量距平在 -346~529 mm 之间,最大正负中心分别位于赤道东太平洋和澳大利亚北。这与 1982~1983 年印尼、澳洲异常干旱,赤道东太平洋、秘鲁出现特大洪水的事实是一致的。

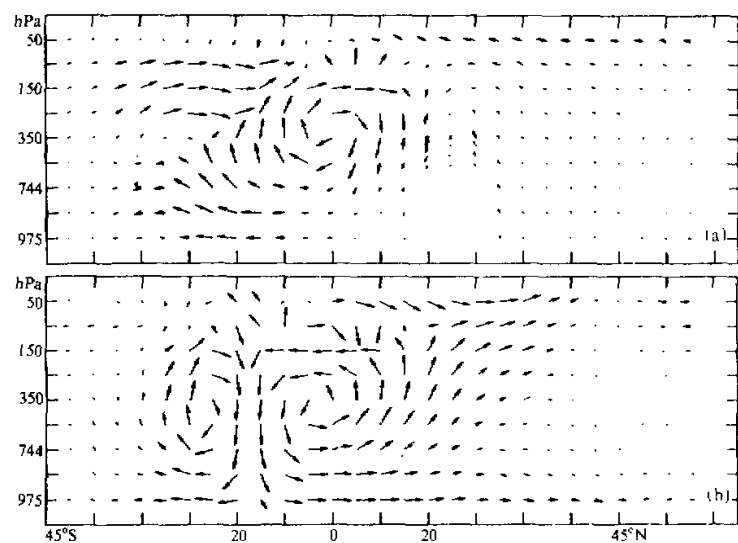


图 10 模拟的 1983 年 1 月经向垂直差值环流
(a) 90°E, (b) 120~140°E

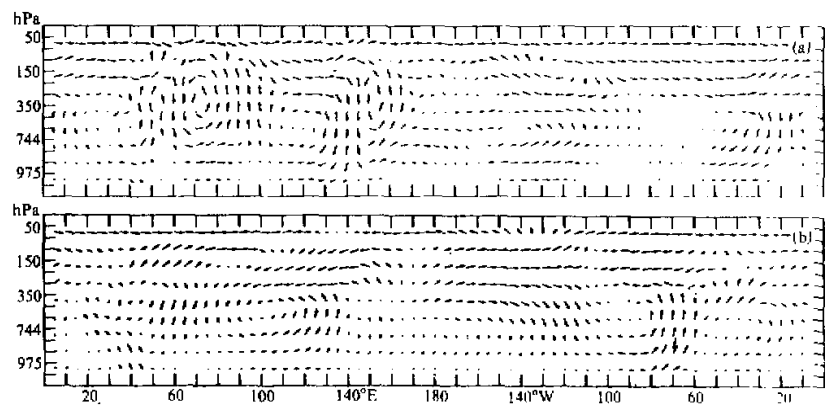


图 11 模拟的 1983 年 1 月 (a) 和 1989 年 1 月 (b) 纬向垂直差值环流

模拟的 1989 年 1 月降水场表明,赤道西太平洋、澳大利亚东北部洋面、印度尼西亚、菲律宾、非洲东部降水增加,最大中心在澳大利亚东北部洋面,中心最大距平为 429 mm。东太平洋和南美则为负距平区。

5 结论

(1) 对 1982 年 1 月~1983 年 12 月 El Niño 期间和 1988 年 1 月~1989 年 12 月 La Niña 期间海温和大气的实际观测资料分析表明,海表温度异常时,海面上传送的感热、潜热通量变化并不大,有时还出现和海温距平变化趋势相反的情况。而各辐射量和

凝结加热量的变化却更为重要。

(2) 以 1982 年 12 月 El Niño 期间和 1988 年 12 月 La Niña 期间实测资料为初值, 模拟出的大气状况和实际观测相符。

(3) 由于我们数值模拟的初值具有辐射量和凝结加热量起重要作用的特征, 并且在积分过程中保持这样的趋势, 而模拟的大气状况与真实大气的状况一致, 因而作数值模拟、大尺度中长期天气预报及研究海气相互作用时应充分考虑辐射收支和凝结加热量的变化。

参 考 文 献

- 1 Wallace, J. M. and J. Shukla, 1983, Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial sea surface temperature anomalies, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1613~1630.
- 2 黄荣辉、严邦良、岸保勘三郎, 1991, 基本气流在 ENSO 对北半球冬季大气环流影响中的作用, *大气科学*, **15**, No.3, 44~54.
- 3 Yukio Masumoto and Toshio Yamagata, 1991, On the origin of a model ENSO in the Western Pacific, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **69**, No. 2, 197~206.
- 4 Kuo, H. L., 1977, Analytic infrared transmissitie of the atmosphere, *Beitra. Phy. Atmos.*, **50**, 331~349.
- 5 Kuo, H. L., 1979, Infrared cooling rate in a standard atmosphere, *Contribution to Atmospheric Physics*, **52**, No. 2, 85~94.
- 6 全小伟、Klaus Weikmann, 1991, 海洋对大气加热场的区域性年变化特征, *大气科学*, **15**, No.6, 26~35.
- 7 姚兰昌, 1991, 1982 年 8 月~1983 年 7 月西太平洋及其邻近地区的大气加热场的特征, *气象学报*, **49**, No.3, 343~352.
- 8 陈月娟、郭晓岚, 1986, 一个同时采用两种地图投影坐标系的大气环流模式, *大气科学*, **10**, No.2, 121~128.
- 9 陈月娟、丁明, 1992, 太平洋海温异常对其上空大气环流影响的分析及数值试验, *大气科学*, **16**, No.5, 592~600.

The Characteristics of Atmospheric Heating Field during El Niño and La Niña Period and Their Impact on Atmospheric Circulation

Li Xingwen and Chen Yuejuan

(University of Science and Technology of China, Hefei 230026)

Abstract Air-sea heat exchange, solar radiative heating, infrared radiative heating, condensation heating are calculated and analyzed for both 1982/1983 El Niño period and 1988/1989 La Niña period. It is found that sensible heat flux anomaly and latent heat flux anomaly from the sea surface to the air are not very large, while radiative heating anomaly and condensation heating anomaly are more important to the main troposphere. The numerical experiments for El Niño, La Niña and normal cases have been conducted with a nine-layer primitive-equation global general circulation model. The results of the experiments show that during SST anomaly period, the temperature, pressure, humidity, wind field, atmospheric circulation, precipitation and heating field are changed. The integration produced key observed features of atmosphere system during winter 1982/1983, 1988/1989 periods. From the work shown in this paper, it is suggested that radiative heat budget and condensation heat be fully considered in making large scale long range weather forecast.

Key words atmospheric heating El Niño numerical experiment