

1983年埃尔尼诺期间海气热交换分析

朱亚芬 杨大升

(北京大学地球物理系)

摘 要

本文利用1983年欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的客观分析资料与美国气候分析中心(CAC)月平均海温网格点资料,计算了 $45^{\circ}\text{E}-75^{\circ}\text{W}$, $35^{\circ}\text{N}-35^{\circ}\text{S}$ 范围内太平洋和印度洋海气交界面上的感热、潜热通量,着重分析埃尔尼诺El Nino事件发展最盛的1983年1月和结束的12月所呈现的不同特征,并与1981年1月的情况作了对比.结果指出:在El Nino年,在日界线以西的中太平洋赤道附近低纬地区海气之间的热交换比正常年份强烈,但在 170°W 以东的中、东太平洋赤道附近及南侧SST的强增暖区为热通量的低值区,而印度洋上感热、潜热通量的强度分布类似于正常年份.这种热通量的强交换区的空间分布与海表温度的高温区和强增暖区及强对流区和OLR的负距平区的对应关系较为复杂,但与1000hPa的风场有着十分良好的对应关系.这种强交换随着El Nino过程的衰退和结束而减弱.

大气和海洋环流系统,是通过海气的热力和动力相互作用耦合在一起的.海洋输送给大气的感热和潜热,是大气热量的主要来源之一.同时,大气作用在洋面上的应力向海洋传输动能,是海洋环流的主要驱动力.最近研究表明,海洋与大气间最有效的联系发生在热带.因此,分析研究热带广阔洋面上的感热、潜热通量的时空分布,对了解海气系统之间热力和动力的相互作用,以及对进一步探讨大气和海洋环流异常和模拟其气候状况都是需要的.

众所周知,1982—1983年的埃尔尼诺事件是近代最强的一次ENSO事件.从1981年后半年开始,高SST和强对流区逐渐在印度尼西亚附近形成并向东发展,1982年夏季到达日界线附近,在 5°N 和 5°S 之间的中、东太平洋出现SST的正距平区和OLR的负距平区.自此以后对流明显加强,到1983年初达到最盛期,在 $120^{\circ}-130^{\circ}\text{W}$,SST的正距平最大达到 4°C ,而OLR的负距平达到 $-75\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$,至1983年夏逐渐减弱,到1983年10月整个过程基本结束〔1〕.

本文用1983年1月和12月平均情况分别代表这次El Nino事件的最盛期和结束期,

着重计算分析太平洋和印度洋上的感热、潜热通量的时空分布, 讨论这两个不同时期这些物理量分布的基本特征和其差异。文中重点讨论太平洋、印度洋赤道及其南北两侧范围内的特征, 配合了相应的1000hPa流场, OLR场和SST场, 还与1981年(可代表一般年份)1月的情况作了对比。

一、计算方法和资料

海气交界面上感热 (H_s)和潜热 (F_s)通量分别由下列两式计算^[2]:

$$H_s = \rho_s C_D C_p V_s (T_g - T_s) \quad (1)$$

$$F_s = \rho_s C_D A_e V_s (q_g - q_s) \quad (2)$$

由海洋向大气输送的通量为正。其中 ρ_s 为1000hPa上的空气密度, C_p 为空气的定压比热, A_e 为水的汽化热, T_g 和 q_g 分别为海表温度(即SST)和饱和比湿, T_s 和 q_s 分别为1000hPa上的气温和比湿, V_s 为1000hPa风速 \vec{V}_s 的模, 等于 $\sqrt{u_s^2 + v_s^2}$, u_s 和 v_s 分别为 \vec{V}_s 的纬向和经向分量, C_D 为拖曳系数, 本文中 C_D 的取值不仅与 V_s 有关, 而且与海气之间的温差有关。在决定 C_D 时, 风速被分成9个等级, 海气温差被分成7个等级。具体见表1^[3]。

计算中使用了1981年和1983年两年欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的全球网格点资料, 即1000hPa上的高度、温度、相对湿度、 u_s 和 v_s , 格距为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 经纬度。同时也使用了这两年美国气候分析中心(CAC)的月平均SST资料, 格距为 $2^\circ \times 2^\circ$ 经纬度。计算范围是 $45^\circ\text{E}-75^\circ\text{W}$, $35^\circ\text{N}-35^\circ\text{S}$ 之间太平洋和印度洋的广大地区。

表 1 拖曳系数表 ($C_D \times 10^{-3}$)

V_s 范围 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	$T_s - T_g$ 范围 (K)						
	-5.0	4.9-1.0	0.9-0.2	0.1-0.2	0.3-1.0	1.1-4.9	5.0
0.01-3.0	0.07	0.30	0.72	1.32	1.65	2.05	2.52
3.01-6.0	0.22	0.67	1.12	1.34	1.45	1.86	2.01
6.01-9.0	0.69	1.17	1.36	1.44	1.46	1.58	1.79
9.01-12.0	1.06	1.36	1.48	1.53	1.58	1.65	1.79
12.01-15.0	1.39	1.58	1.61	1.61	1.68	1.71	1.84
15.01-20.0	1.59	1.68	1.75	1.80	1.8	1.86	1.94
20.01-25.0	1.74	1.79	1.83	1.86	1.86	1.86	1.93
25.01-30.0	1.81	1.84	1.85	1.86	1.87	1.88	1.90
>30.0	1.86	1.86	1.86	1.86	1.86	1.86	1.86

二、计算结果和分析

(一) 1983年1月El Nino最盛期

图1(a)是1983年1月1000hPa气流图。东太平洋ITCZ位于 $85^\circ-120^\circ\text{W}$ 的赤道附

近, 呈东北至西南方向; 中部太平洋 ITCZ 位于 $150^{\circ}\text{W}-165^{\circ}\text{E}$ 的 10°S 两侧; 印度洋 ITCZ 位于 $50^{\circ}-90^{\circ}\text{E}$ 的 10°S 北侧. 其中东部太平洋 ITCZ 位置比多年平均 (图略) 位置偏南 5 个纬距以上. 而另外两条 ITCZ 位置与多年平均位置基本一致. 值得注意的是在 170°E 附近明显存在一股向南的越赤道气流.

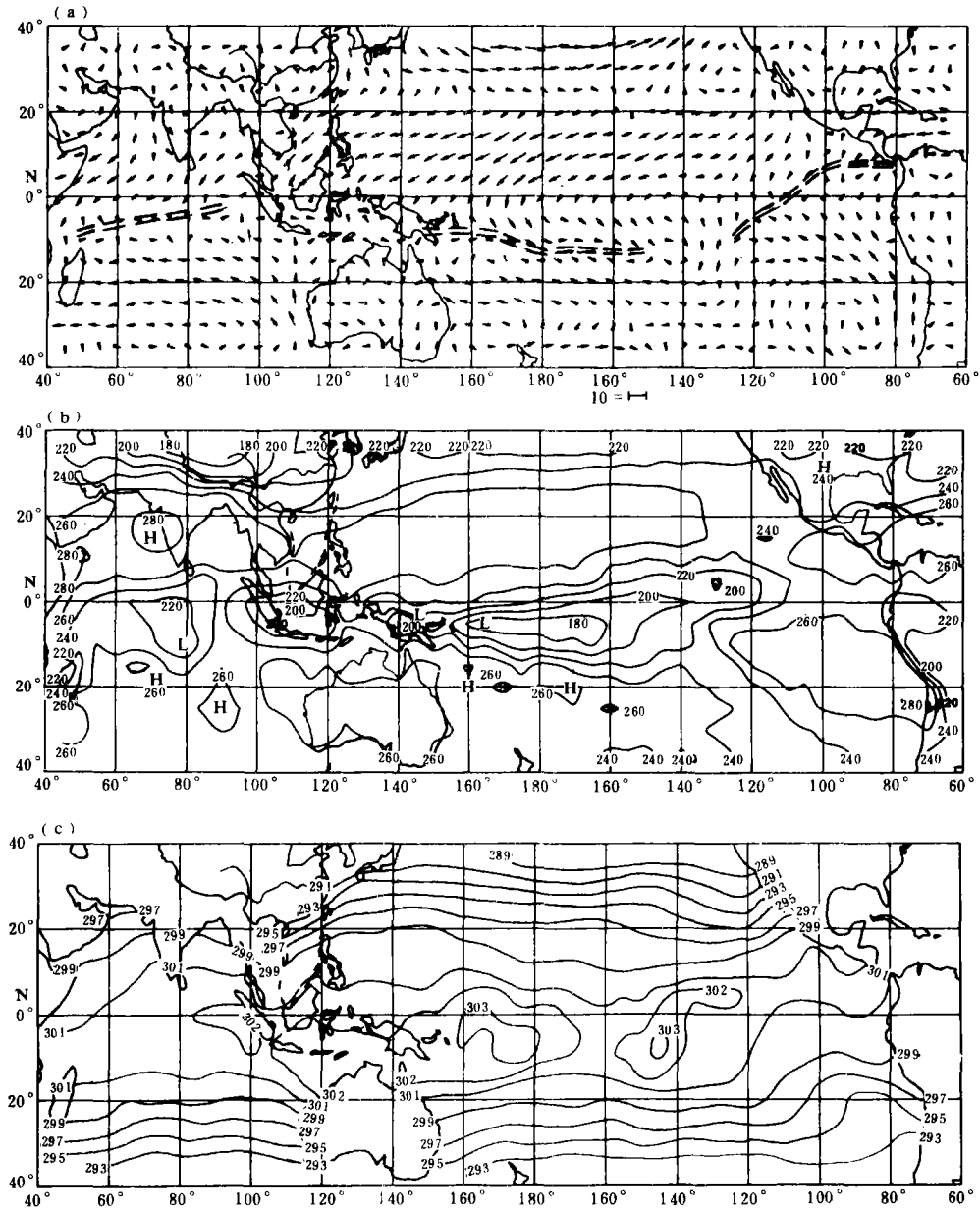


图 1 1983 年 1 月各种月平均物理量的分布 (1)

(a) 1000hPa 气流图 (b) 射出长波辐射 OLR ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) (c) 海表温度 (K)

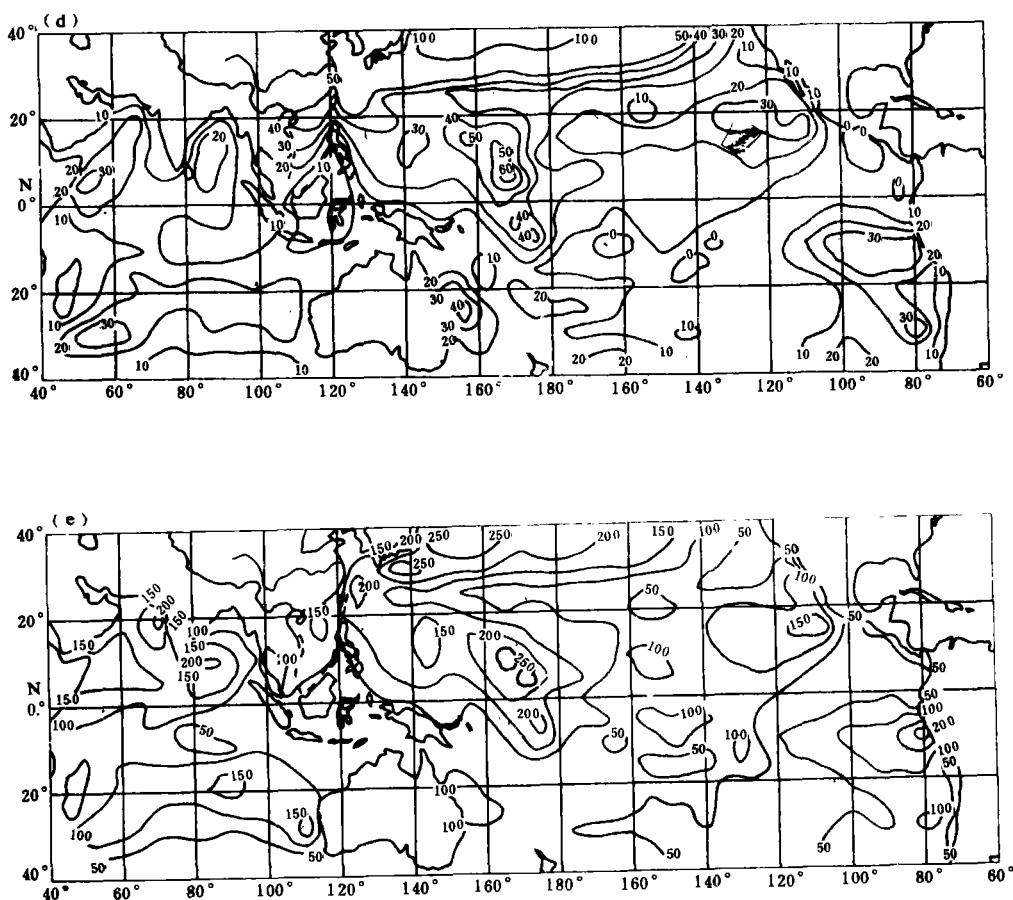


图1 1983年1月各种月平均物理量的分布(2)

(d) 感热通量 ($W \cdot m^{-2}$) (e) 潜热通量 ($W \cdot m^{-2}$)

图1(b)、(c)是1983年1月月平均的OLR和SST场,高海温区东伸至中美洲及秘鲁沿岸,东太平洋上大部分SST高值区位于ITCZ北侧,OLR低值轴线大致与ITCZ相合,中太平洋SST高值与OLR低值轴线都位于相应的ITCZ北侧,故太平洋上高温轴线位于东北和西北信风区域.而在印度洋上ITCZ和高值SST、低值OLR轴线大致相合.

图1(d)是1983年1月海气交界面上感热通量分布.由图可知,两大洋上绝大部分为正值区,表明低纬洋面上感热主要由海洋向大气输送.太平洋 $170^{\circ}E$ 赤道南北两侧, $20^{\circ}N$ 至 $10^{\circ}S$ 之间为高值区.这片高值区东至日界线附近,向西伸至菲律宾东部洋面,中心值可达 $50-60 W \cdot m^{-2}$.另外,太平洋上另有几处感热通量的高值区,但数值都低于中太平洋.分布范围较广的有接近墨西哥沿岸的东北太平洋和在南美沿岸的东南太平洋,在澳大利亚东北海域上也有一小片感热通量的大值区,它们中心区的值均约在 $30-40 W \cdot m^{-2}$.此外,南海地区以及孟加拉湾中部、阿拉伯海和南印度洋也为感热通量高值区,但中心值约在 $30 W \cdot m^{-2}$ 左右.而在 $170^{\circ}W$ 以东的SST高温区为感热通量正的低值区和负值区,感热通量

低值轴线从中美洲沿岸开始沿着ITCZ自东北向西南延伸, 与中、西太平洋和印度洋 10°S 附近的低值区连接。

图1(e)是1983年1月海气交界面上平均潜热通量分布, 两大洋上各处均为正值, 而且其高、低值区分布基本上与感热通量分布一致, 最大值区在 5°S 以北和 $120^{\circ}-180^{\circ}\text{E}$ 范围内, 中心值可达 $250\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上。所不同的是东印度洋赤道以南附近有闭合低值中心出现。

李月洪等^[4]利用1986年2月8—14日中美联合考察期间, 在大约 $130^{\circ}-158^{\circ}\text{E}$, $12^{\circ}\text{N}-13^{\circ}\text{S}$ 范围内的逐日直接观测资料并利用别的计算公式算得的区域平均潜热通量的最大值(2月10日)约达 $400\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 最小值约为 $100\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 观测期间7天平均值约为 $210\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。而感热通量区域平均值的最大值(2月10日)约为 $51\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 最小值为负值, 7天平均约为 $10\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 与我们的计算结果差不多, 都是潜热通量大于感热通量, 感热和潜热通量的量级也与我们的十分相近。

(二) 1983年12月El Nino结束期

从图2(a)可知, 12月印度洋上的气流场与1月十分相似。但太平洋上, 特别是东

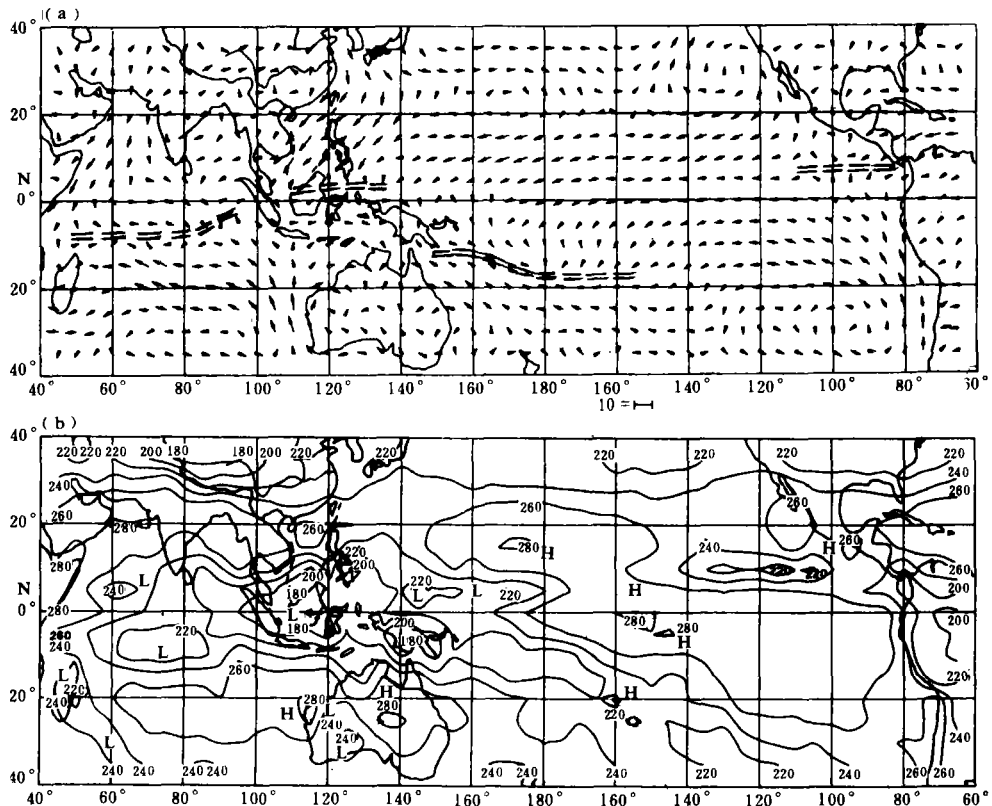


图2 1983年12月各种月平均物理量的分布(1)

(a) 1000hPa 气流图 (b) 射出长波辐射 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)

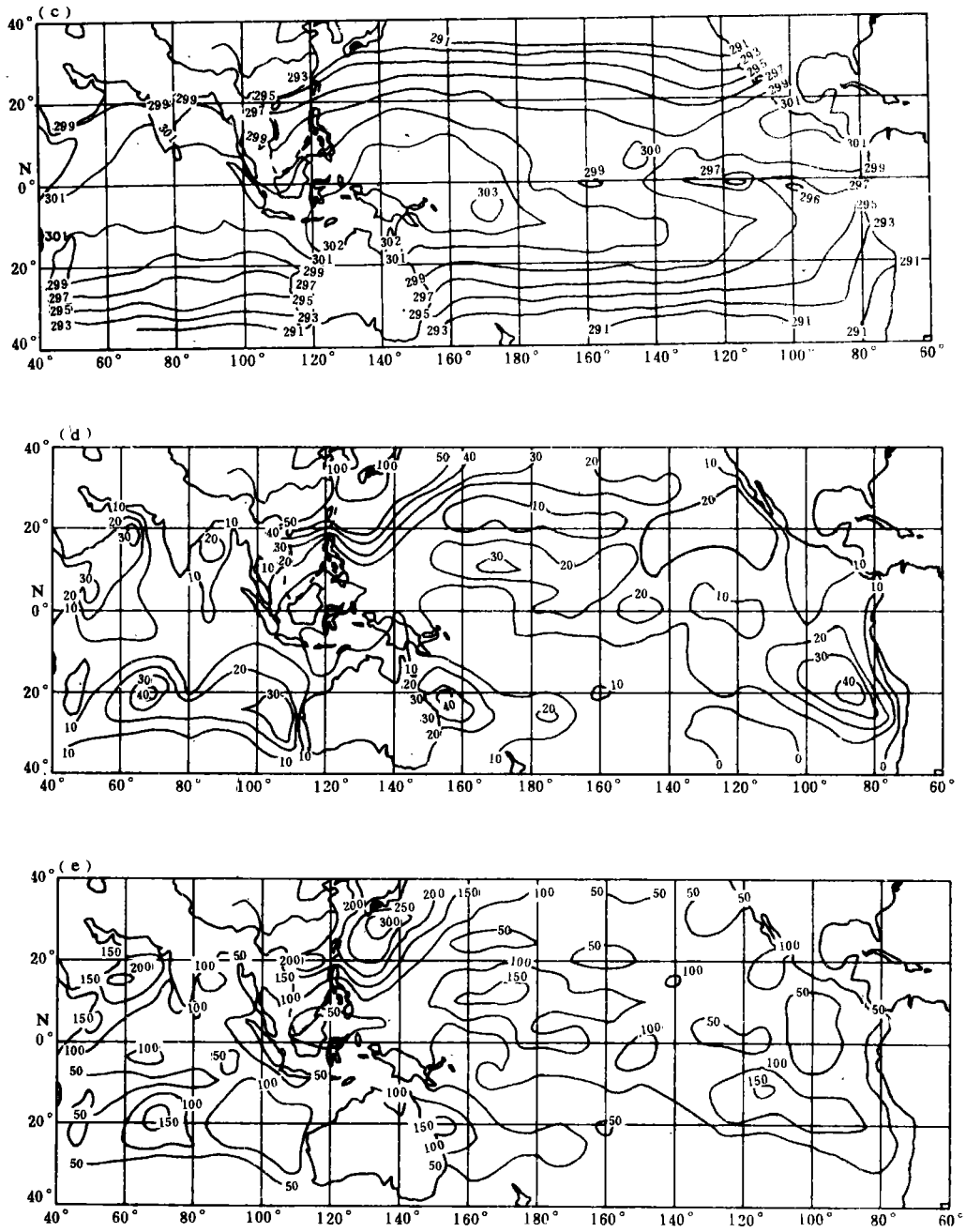


图2 1983年12月各种月平均物理量的分布(2)

(c) 海表温度 (K) (d) 感热通量 ($W \cdot m^{-2}$) (e) 潜热通量 ($W \cdot m^{-2}$)

太平洋上,除了流场强度明显弱于1月外,特别是东太平洋上ITCZ的位置也发生明显的变化.东太平洋上ITCZ位于赤道以北 5° — 10° N之间,接近多年平均位置;中太平洋ITCZ在 15° S两侧,西太平洋上ITCZ出现在印尼和菲律宾一带.另外,由图2(b)看出,两大洋上ITCZ与OLR低值轴线相合.

比较图2(b)、(c)和图1(b)、(c)可知,随着El Nino过程结束,OLR和SST场也有较大变化.在中太平洋赤道两侧OLR的大片低值区已消失,强对流区西移,使原印度尼西亚一带的对流加强.印度洋北部没有变化,仍维持OLR的低值区.东太平洋OLR分布整个北移.由图2(c)看出东太平洋赤道附近又恢复冷水区控制,冷水带沿赤道西伸到中太平洋附近,高SST区在中太平洋西部有所扩大.

对比图2(d)、(e)和图1(d)、(e)可知,从El Nino强盛期到结束期,在印度洋上感热和潜热通量仍非常类似于1月的分布,无明显变化.而在低纬太平洋上感热和潜热通量分布则发生显著的变化:中太平洋赤道南侧热通量的高值区已消失,赤道北侧虽仍维持热通量的高值区,但强度明显减弱,分布范围也显著缩小.海气之间热量强交换区出现在由台湾以东向东北延伸的黑潮主干区日本海以南区域.同时,原在日界线以东中、东太平洋感热通量的负值区消失,其低值区随着高SST区在中太平洋向西北扩展而从南半球过赤道向西北伸展印尼以东一带洋面,潜热通量的低值区也有类似的变化.

为了得到定量的概念,在两大洋上取3个有代表性的区域,对感热和潜热通量进行区域平均,其值列于表2中.

表 2

地 域	月 份	中太平洋	印度洋	东太平洋
		15°N—10°S 150°—180°E	10°N—10°S 55°—95°E	10°N—10°S 140°—100°W
感热通量 ($W \cdot m^{-2}$)	1月份	33	14	12
	12月份	13	9	13
潜热通量 ($W \cdot m^{-2}$)	1月份	168	110	76
	12月份	83	70	65

上表明显地表示,在El Nino最盛的1月,除东太平洋外,赤道附近低纬地区的中太平洋和印度洋上海气之间的热交换强烈,尤其是中太平洋,就区域平均而言,感热和潜热通量是12月的2倍,随着El Nino过程的结束海气之间的热量交换就变弱了.

(三) 正常年和El Nino盛期的对比分析

为了突出1983年El Nino发展最盛期和结束期的特征,我们又给出1983年1月和12月的SST和OLR相对于多年平均的距平场.如图3(a)、(b)所示.从图3(a)上可看到,在1月El Nino过程发展最盛期,在太平洋上强的OLR负距平区和SST的强增暖区及其轴线自东太平洋沿赤道向西西南方向延伸至中、西部太平洋赤道以南地区.强SST正距平区在 170° E— 80° W, 10° N— 10° S范围内,其最大值位于赤道 120° W附近.强的OLR负距平区在 170° E— 90° W的 10° N以南,南半球大部分在 10° S以北,小部分延伸至 35° S附近,OLR

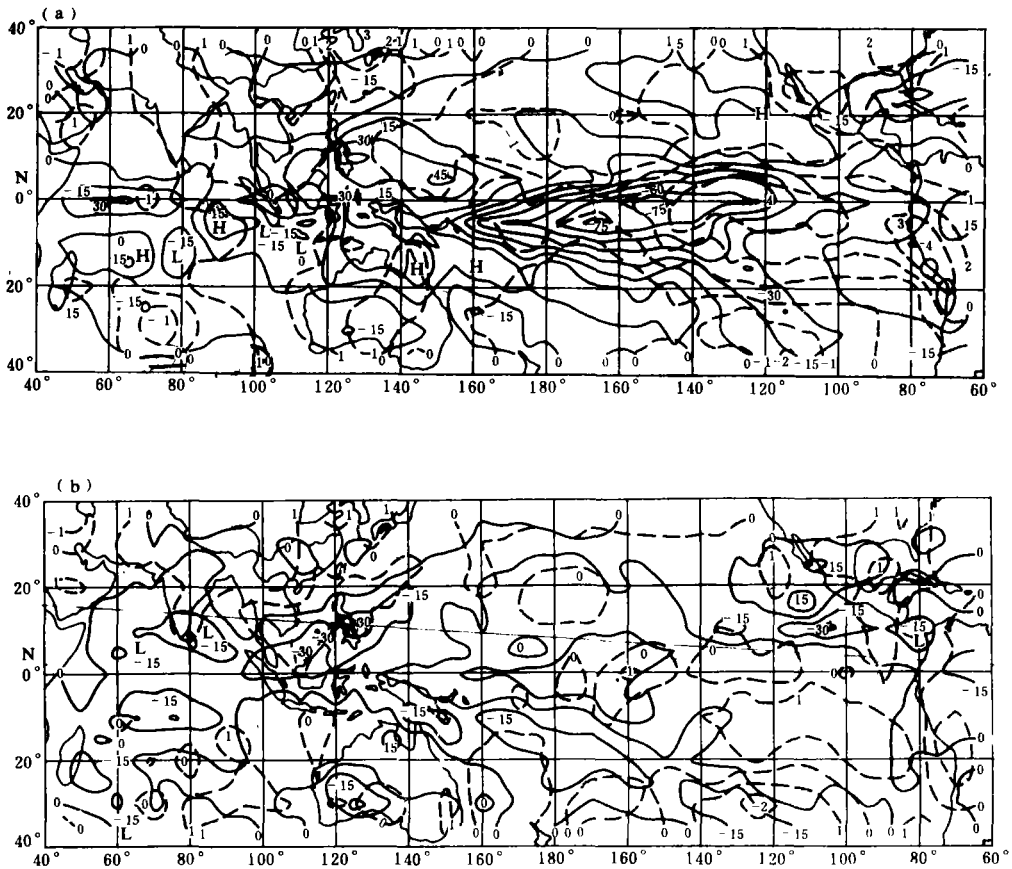


图 3 1983年 1月 (a), 12月 (b) SST和OLR距平场分布

实线代表OLR距平场 ($W \cdot m^{-2}$)、虚线代表 SST 距平场

负距平的最大值位于赤道 $140^{\circ}W$ 附近,与图 1 (d), (e) 相对照,在 SST和OLR强距平区 ($170^{\circ}-100^{\circ}W$) 的感热和潜热通量都属于低值。在这一区域,感热通量小于 $10W \cdot m^{-2}$,潜热通量也是在 $100W \cdot m^{-2}$ 以下。这与 Khalsa^[5]曾发现 SST最大距平区上方,热通量不一定最大相一致。在 El Nino 盛期感热和潜热通量最大的区域是在日界线以西的中太平洋,并有两带高值区,分别位于沿 $10^{\circ}N$ 和 $5^{\circ}S$ 处。赤道南侧热通量高值带位于中太平洋 ITCZ 位置的北边,此处恰好也是 SST的高温区和 OLR的低值区。与赤道北侧的感热和潜热通量的高值带相对应的 SST则偏低,而 OLR则偏于高值和正距平。因此,在赤道北侧海气交界面上热交换最强的高值带也并非与高海温区和强对流区相对应。值得注意的是赤道南北两个热通量的高值带与洋面风场有着十分良好的对应关系。赤道北侧高值带对应北半球强东北信风,赤道南侧高值带对应越赤道向南后又转向西北的强气流。

图 3 (b) 上的距平场尤其是 SST 距平场普遍为零,中、东太平洋 SST和OLR的强距平区已消失,表示 12月海温和 OLR的分布已和多年平均情况一致或接近。也可以看到东伸到秘鲁沿岸的高 SST区已为不断西伸的沿赤道和赤道以南的东太平洋冷 SST区所代替,这

时冷舌已西伸到赤道160°W附近,同时在赤道100°W和115°W附近分别出现了296K的闭合冷SST中心,而SST的高温区在印尼、菲律宾一带洋面扩大.图2(b)上OLR的低值区已由中太平洋向西移至印尼附近.这反映出低纬沃克环流在El Nino期间向东伸而在结束时又向西退.

为了更能看出在El Nino期间海气界面上热量交换的特征,我们又给出1981年1月的感热和潜热通量分布,如图4(a)、(b)所示.以1981年作为“正常年”,比较图4(a)、

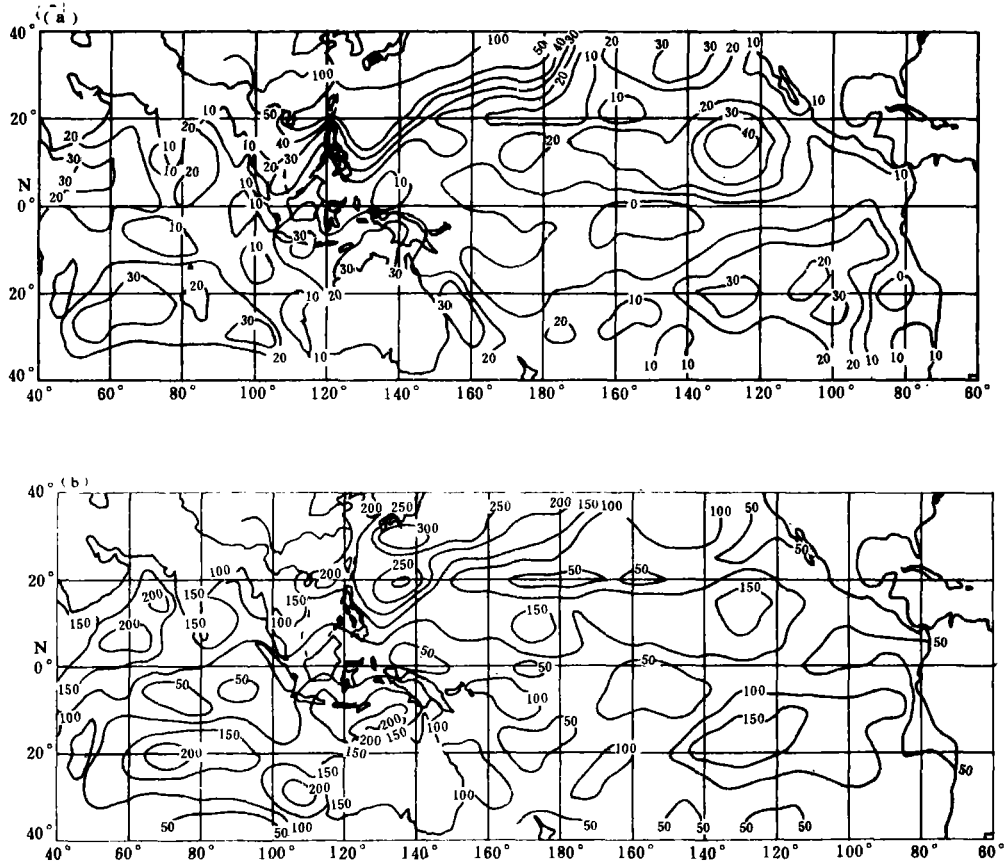


图4 1981年1月海气交界面上月平均值分布图

(a) 感热通量 ($W \cdot m^{-2}$) (b) 潜热通量 ($W \cdot m^{-2}$)

(b)与图1(d)、(e),可见正常年份低纬中太平洋上感热、潜热通量比El Nino盛期普遍减小,原来1983年1月中太平洋赤道南侧高值区消失,而东太平洋赤道南北两侧感热、潜热通量的低值区到了正常年份范围有所缩小,南、北半球热通量高值区的范围有所扩大,并明显地向西伸展,东北太平洋潜热通量的高值区与中太平洋赤道北侧的高值区连成一片,变成明显的高值带.值得注意的是到了正常年份海气之间的热量强交换区移到了日本海以南的西北太平洋上,同时澳洲北部海岸及印度尼西亚一带感热和潜热通量的值比1983年1月明显增大.印度洋上1981年1月感热和潜热分布和1983年1月较类似,北部和中部的感

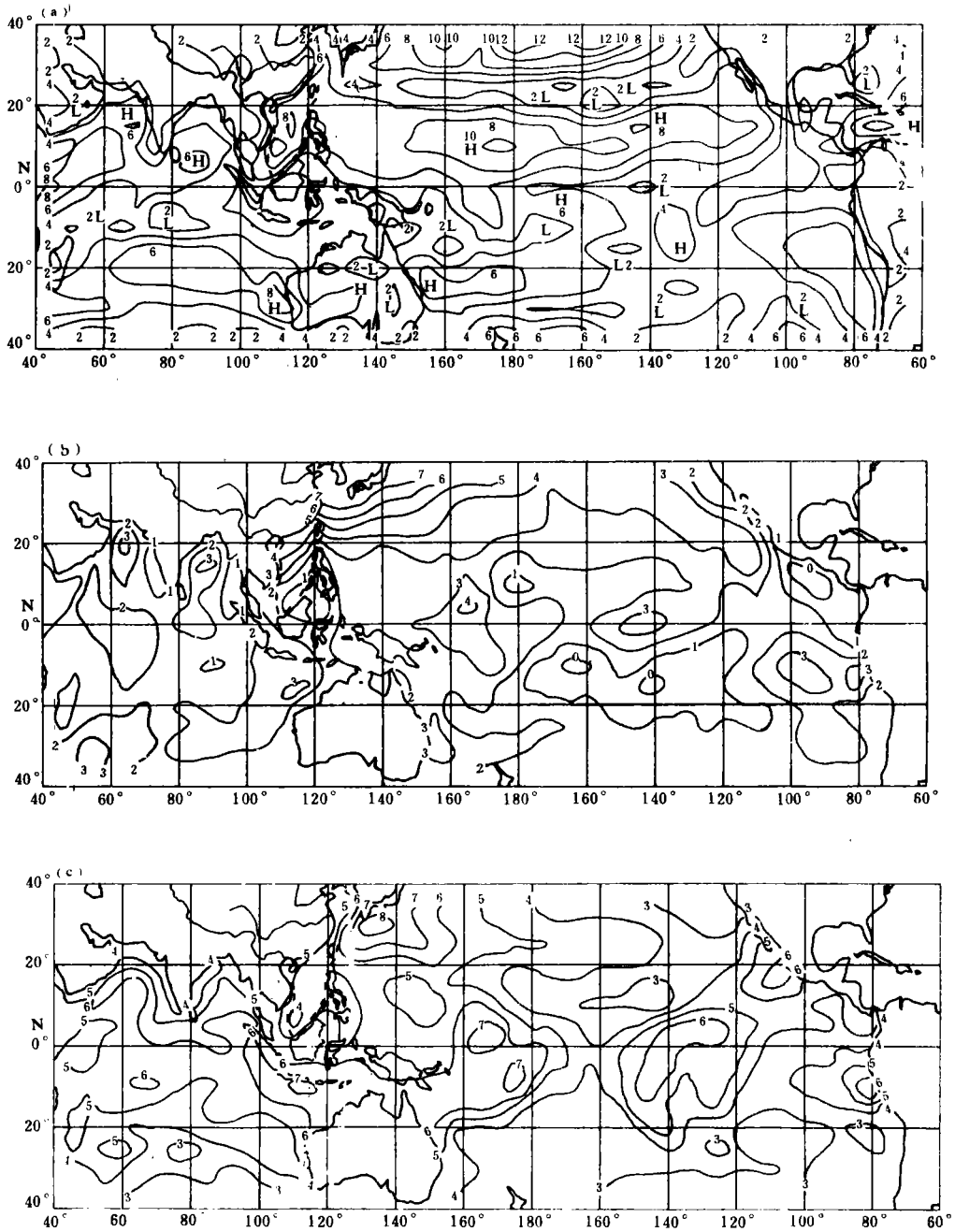


图5 1983年1月1000hPa月平均全风速 ($m \cdot s^{-1}$, a),
海表面与1000hPa大气的月平均温度差 ($^{\circ}C$, b),海表面
与1000hPa大气的月平均湿度差 ($g \cdot kg^{-1}$, c)分布图

热、潜热通量的强度变化也不大, 但南印度洋的潜热通量比 El Nino 年显得较强。

通过以上分析我们可以看出, 在1982-83年 El Nino 发展最盛的1983年1月, 中太平洋低纬区域海气之间的热量交换明显增强, 这是因为该月赤道以北中太平洋上东北信风较强, 使得洋面风速较大(图5(a)), 并在赤道170°E附近有一股较强的向南的越赤道气流(图1(a)), 同时受东亚大陆干冷冬季风不断南下的影响, 洋面附近的温度和湿度梯度较大(图5(b), (c)), 故由式(1)和(2)计算得到较大的感热、潜热通量。图5表示出赤道北侧热通量高值区受风场影响大一些, 而赤道南侧热通量高值区受高SST和风场同时影响。在170°以东中、东太平洋赤道附近, 在 El Nino 盛期的1983年1月虽是SST的高海温区和SST的最大正距平区, 如在120°W达4°C, 从分析结果表示出SST强增暖区的洋面上没有大量的热量被释放到大气中去, 而是感热、潜热通量的低值区。为什么在 El Nino 年增暖强烈的洋面上反而海气之间的热交换较弱呢? 当然分析形成的原因还是相当复杂的, 它是1982-83年 El Nino 事件中所产生的异常大气环流场和海洋场共同作用的结果。如在120°—140°W赤道附近, 从图5(b), (c)显示出于SST的强增暖, 使得海表面与1000hPa上大气月平均的温度差($T_s - T_a$)和湿度差($q_s - q_a$)为大值区, 但由于该月东太平洋上ITCZ比多年平均位置偏差, 使得该区域的风速值特别小, V_s 的月平均仅2m·s⁻¹左右(见图5(a)), 同时被 V_s 和($T_s - T_a$)决定的 C_D 值也不大, 因此造成了在赤道140°—120°W SST增暖最大的区域热通量反而为低值区。而在180°—120°W之间的赤道以南及20°S以北的洋面上, V_s 的值虽有所增大, 有些地区可达到4m·s⁻¹左右, 但该区域海表面与1000hPa月平均温度差绝大部分为1°C之内, 有的地方甚至出现气温大于海温的现象(图5(b)), 对于这一现象可以用OLR的月平均距平分布图来解释。这一区域是OLR的强负距平区(图3(a)), 中心值可达-75W·m², 而OLR是反映热带地区降水的良好指标。从OLR的强负距平分布可以推断该区域已成为强对流区, 因而降水比常年明显增加, 大量的降水将释放大量的潜热, 使整个对流层被加热, 继而使大气出现区域性的增暖, 使洋面附近的气温与海表温度很接近, 造成海气温差小, 甚至出现气温大于海温, 因而在 El Nino 的强盛期在强增暖的洋面上反而出现了感热通量的低值区和负值区。

三、结 论

根据前面对1983年1月和12月以及1981年1月海气之间热交换的分析, 可以得到如下结论:

1. 在 El Nino 期间, 低纬中太平洋海气之间的热交换比正常年份强烈。1983年1月 El Nino 盛期在这一区域海气交界面上的感热、潜热通量是1981年1月的2倍。但在170°W以东太平洋赤道附近及南侧在这一期间, SST虽强烈增温, 因东太平洋上ITCZ南移及南半球东南信风较弱, 风速 V_s 值较小, 加上降水增多, 而使海气之间的温差变小, 使感热、潜热通量为低值区。当恢复正常年份时, 也是在中太平洋赤道附近低纬洋面上热通量的变化最明显, 故中太平洋赤道附近低纬洋面对环流异常的反应最敏感。

2. 在 El Nino 期间, 感热、潜热、SST、OLR和风场等要素的空间分布与正常年份相

比均有较大的异常,但这些量在空间上的相互对应关系比较复杂。如 SST距平的极大值区,对应的是热通量的低值区;而日界线以西中太平洋赤道以南的热通量高值区对应的 SST是强高温区,OLR是强低值区;但在同一经度赤道以北的热通量高值区对应的 SST偏于低值,而 OLR偏于高值和正距平,而这些热通量高值区的空间分布与风速 V , 高值区有着十分良好的对应关系。所以,由观测资料分析得出,在 El Nino 期间高 SST 区洋面上海气之间的热交换不一定强烈,而低 SST 洋面上海气之间的热交换不一定弱,感热、潜热通量异常的大尺度分布不仅与 SST, 海气之间的温度差和湿度差有关,还与风速有关。感热、潜热通量在不同的区域与这些要素之间相关程度如何,有待进一步探讨。

3. 海气之间的热量强交换随着 El Nino 过程的衰退和结束而减弱。

张镠和周静亚同志热情关心本文的工作,与作者进行了有益的讨论,并详细审阅原稿,提出宝贵建议,谨表谢意。

参 考 文 献

- [1] 王绍武,美国第八届气候诊断年会,气象科技, 1985, 1: 31—38.
- [2] Kuo, H. L., On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection, *J. Atmos. Soc.*, 2 (1965), 40—61.
- [3] Bunker, A. F., Computations of surface energy flux and annual air sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean, *Mon. Wea. Rev.*, 104 (1976), 1122—1140.
- [4] 李月洪、李维亮, 热带西太平洋海面的热量收支, 气象, 13 (1987), 7: 19—21.
- [5] Khalsa, S. J. S., The role of sea surface temperature in large scale air sea interaction, *Mon. Wea. Rev.*, 111 (1983), 954—966.