

热带海洋与中低纬大气相互作用的信息传输特征分析*

张志森¹⁾ 封国林²⁾ 龚志强^{2)†} 吴浩¹⁾

1)(兰州大学大气科学学院, 兰州 730000)

2)(国家气候中心, 北京 100081)

(2013年7月31日收到; 2013年9月29日收到修改稿)

基于传递熵概念和方法定义气象场的信息源特征度、信息汇特征度和信息传输平衡特征度. 使用海表温度和高度场资料计算海气相互作用过程中的信息传递. 侧重分析赤道中东太平洋 (20°S-20°N, 170°E-100°W) 与热带地区、北半球和南半球中高纬度地区大气之间的信息传递, 给出信息传递的区域和全球分布特征; 并提取海表温度指数和高度场指数分析赤道中东太平洋与大气信息传递特征的季节变化和年代际变化. 研究表明, 海洋信息源主要分布在热带地区, 大气信息汇主要分布在中纬度地区, 从热带地区到中纬度地区, 海洋对大气的强迫作用在减弱, 而大气对海洋的强迫作用在增强; 不同区域不同层次的高度场对赤道中东太平洋海表温度有着不同的响应, 热带中东太平洋上空高度场最大延迟为4个月. 欧亚大陆中部上空和北美大陆上空高度场均随时间延迟呈现波动性变化: 欧亚大陆中部上空高度场随时间延迟呈现增强的趋势, 而北美大陆上空高度场随时间延迟呈现减弱的趋势. 海表温度指数对热带中东太平洋上空850 hPa和欧亚大陆中部上空500 hPa高度场指数的传递熵以2000 s最弱, 而海表温度指数对北美大陆上空700 hPa高度场指数的传递熵以2000 s最强. 表明不同年代际背景下不同区域大气对赤道中东太平洋海表温度异常的响应是不同的. 然而不同季节的响应却十分相似: 冬季最强, 秋季次之, 春季再次, 夏季最弱.

关键词: 海气相互作用, 信息源, 信息汇, 海表温度

PACS: 92.60.Cc, 05.45.-a

DOI: 10.7498/aps.63.029202

1 引言

海洋与大气是气候系统的重要组成部分. 导致气候变化和大气运动的最终能源是太阳辐射, 但直接驱动大气运动的主要能量来自海洋. 因此, 海气相互作用是气候变化的重要驱动力之一^[1,2]. 大气上界的净辐射通量存在显著的纬向差异, 而海洋环流在经向热输送以维持气候系统能量平衡过程中起着重要作用^[3], 到达地球表面的辐射能有一半被表面蒸发潜能所平衡, 而蒸发过程大部分发生在海洋表面^[1]. 大气-海洋耦合系统是气候系统中重要

的子系统之一. 近几十年来, 海气相互作用研究空前活跃, 通过一系列的国际间合作计划, 为测站稀少却又地域广阔的海洋提供了十分丰富的观测资料, 推动了海气相互作用的研究.

海气相互作用研究起源较早. 20世纪20年代, Walker^[4-6]首先发现, 热带中东太平洋的塔希提岛与热带西太平洋暖池附近靠近澳大利亚北部的达尔文海平面气压变化常呈反相变化, 称之为南方涛动 (Southern Oscillation, SO). 20世纪60年代, Bjerknes^[7,8]指出, SO和El Niño是相互联系的两种现象, 首次提出厄尔尼诺-南方涛动 (ENSO) 的

* 国家自然科学基金 (批准号: 40930952, 411075067)、全球变化研究国家重大科学研究计划 (批准号: 2012CB955902)、国家重点基础研究发展计划 (批准号: 2013CB430204) 和公益性行业气象科研专项基金 (批准号: GYHY201106016, GYHY201106015) 资助的课题.

† 通讯作者. E-mail: gqz0929@126.com

概念, 并指出 ENSO 是热带太平洋大尺度海气相互作用的结果. 此外, 热带印度洋在年际变化上表现为两个显著模态: 第一模态为整个热带印度洋海表温度距平符号一致的单极海盆模态 (或者全区一致模态), 研究^[9,10]表明, 单极海盆模态是热带印度洋海温对 ENSO 事件的响应模态; Saji 等^[11]通过研究提出, 印度洋还存在一种独立于 ENSO 的海温模态, 表现为热带东西印度洋海温距平符号相反, 称之为印度洋偶极子. Moura 和 Shukla^[12]研究巴西东北部干旱与热带大西洋海温的关系时发现南、北热带大西洋海温呈现相反的变化, 这个结构被视为热带大西洋存在南北偶极子模态. 热带大西洋另一种重要的海温分布型是由于北半球夏季海温升高导致热带东大西洋的热带辐合带向南迁移, 这种现象通常称为大西洋的 ENSO 现象^[13-15].

热带海气相互作用影响着全球气候, Bjerknnes^[8]就强调热带海洋对全球气候的驱动作用. 热带海洋与全球大气 (tropical ocean-global atmosphere, TOGA) 计划的实施以及之后的研究^[16-21]都证实了 Bjerknnes 的观点. 热带地区海气相互作用表现为海洋对大气的强迫作用, AMIP (atmospheric model intercomparison project) 型数值试验对 20 世纪的主要气候变化例如全球温度变化、南方涛动的变化具有很强的模拟能力^[22], 对亚澳季风的年际变化也能很好地加以模拟^[23,24]. 与热带地区不同, 热带外地区大气环流异常与海温异常之间的超前相关大于两者之间的滞后相关^[25], 即在热带外地区海气相互作用主要表现为大气对海洋的强迫^[26].

虽然已经认识到热带海洋是一个能量源, 但是其如何影响全球环流系统, 特别是中高纬环流系统, 人们对它的了解仍然有限. 冯爱霞等^[27]尝试基于信息传输理论分析北半球跨纬圈的信息通道. 传递熵作为一个非线性方法, 能测量复杂系统内的信息流向, 已经在地球科学领域得到广泛应用. Verdes^[28]应用传递熵进行研究, 指出二氧化碳对全球温度增加具有主要贡献; Kleeman^[29]将传递熵应用在集合预报中, 寻找对预报对象有关键影响的预报因子来提高预测精度; Hannisdal 和 Peters^[30]通过传递熵分析显生宙时期生物多样性与岩石代用资料间的关系; Sharma 等^[31]应用传递熵分析指出海表温度处于冷相位时对 CO₂ 响应更好; 张志森等^[32]通过一系列数值试验验证传递熵测量动力系统信息传递方向的能力并用再分析资料进行了验证.

本文基于传递熵 (TE) 概念和方法, 定义了气象场的信息源特征度、信息汇特征度和信息传输平衡特征度等物理量, 使用海表温度和高度场资料分析海气相互作用过程中的信息传递. 侧重分析赤道中东太平洋与热带地区、北半球、南半球大气之间的信息传递, 给出信息传递的区域与全球的分布特征, 并提取海表温度指数与高度场指数, 据此分析赤道中东太平洋与大气信息传递特征的年代际变化与季节差异. 从一个新的角度对海气相互作用进行研究, 以期更深入地研究全球海气作用及其对全球气候的影响.

2 数据

本文使用的资料是美国环境预报中心 (National Centers for Environmental Prediction, NCEP) 和国家大气研究中心 (National Center for Atmospheric Research, NCAR) 提供的位势高度月平均再分析资料, 水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 以及国家海洋大气管理局 (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) 提供的海表温度 (sea surface temperature, SST) 月平均再分析资料, 水平分辨率为 $2^\circ \times 2^\circ$, 时间从 1948 年 1 月到 2012 年 7 月. 对数据进行距平化处理, 采用的气候态为 1981—2010 年.

3 方法

3.1 传递熵的定义

对于两个系统, $I : \{i_n, n = 1, N\}$ 和 $J : \{j_n, n = 1, N\}$, i_n 和 j_n 分别表示 I 和 J 系统在 $t = n$ 时刻的状态, 两者之间存在某种联系, J 对 I 的信息传输量可以用传递熵^[33]来表征:

$$TE_{J \rightarrow I} = \sum p(i_{n+1}, i_n^{(k)}, j_n^{(l)}) \times \log_2 \frac{p(i_{n+1} | i_n^{(k)}, j_n^{(l)})}{p(i_{n+1} | i_n^{(k)})}, \quad (1)$$

单位为 bit, 其中 $i_n^{(k)} = (i_n, \dots, i_{n-k+1})$, $j_n^{(l)} = (j_n, \dots, j_{n-l+1})$, $p(\cdot)$ 为状态发生的概率.

一般情况下, $T_{J \rightarrow I} \neq T_{I \rightarrow J}$, 当 $T_{J \rightarrow I} > T_{I \rightarrow J}$ 时, 表示 J 对 I 有净信息传输, 即 J 是信息源, I 是信息汇, 或者在 J 和 I 相互作用过程中, J 为驱动因子, I 为响应因子; 反之亦然. 当 $T_{J \rightarrow I} = T_{I \rightarrow J} \neq 0$ 时, 表示 I 和 J 的相互信息传输处于平衡状态. 张

志森等^[32]的研究结果表明传递熵适用于具有非线性特征的气象场。

当考虑时间延迟 τ 时, (1) 式可以改写为^[34]

$$TE_{J \rightarrow I}(\tau) = \sum p(i_{n+\tau}, i_n^{(k)}, j_n^{(l)}) \times \log_2 \frac{p(i_{n+\tau} | i_n^{(k)}, j_n^{(l)})}{p(i_{n+\tau} | i_n^{(k)})}. \quad (2)$$

对比 (1) 和 (2) 式, 可以发现: (1) 式已经是考虑时间延迟为 1 的情况。

3.2 信息源特征度、信息汇特征度和传输平衡特征度

假设两个二维场 X 和 Y (假定 X 和 Y 均无缺失格点), 两者之间存在着信息传输. 通过传递熵可以判断场 X 中任意一点与场 Y 中任意一点间的信息传输方向, 遍历场 X 和 Y , 能够统计出场 X 中任意一点向场 Y 中的多少个点传输信息. 本文定

义为场 X 中该点的信息源特征度, 场 Y 中的多少个点向场 X 中任意一点传输信息, 定义为场 X 中该点的信息汇特征度. 同样, 本文将场 Y 某点的信息源特征度定义为场 Y 中该点向场 X 中的多少个点传输信息, 将场 Y 某点的信息汇特征度定义为场 X 中的多少个点向场 Y 中该点传输信息. 同时, 场 X 的信息源特征度对应场 Y 的信息汇特征度, 场 X 的信息汇特征度对应场 Y 的信息源特征度. 当然也存在着一种情况: 场 X 中的某点和场 Y 中的某点相互信息传输处于平衡状态, 本文将其定义为传输平衡特征度, 即场 X 中任意一点与场 Y 中多少个点处于信息传输平衡状态, 或者场 Y 中任意一点与场 X 中多少个点处于信息传输平衡状态.

根据以上特征度的定义, 本文将特征度的定义公式写为

X 场的信息源特征度为

$$I_{sx}(ix, jx) = \frac{\sum_{iy, jy} \delta(TE_{(ix, jx) \rightarrow (iy, jy)} - TE_{(iy, jy) \rightarrow (ix, jx)} > \Delta T) \cos \phi(iy, jy)}{\sum_{iy, jy} \cos \phi(iy, jy)}, \quad (3)$$

X 场的信息汇特征度为

$$I_{dx}(ix, jx) = \frac{\sum_{iy, jy} \delta(TE_{(ix, jx) \rightarrow (iy, jy)} - TE_{(iy, jy) \rightarrow (ix, jx)} < -\Delta T) \cos \phi(iy, jy)}{\sum_{iy, jy} \cos \phi(iy, jy)}, \quad (4)$$

X 场的传输平衡特征度为

$$I_{ex}(ix, jx) = \frac{\sum_{iy, jy} \delta(-\delta T \leq TE_{(ix, jx) \rightarrow (iy, jy)} - TE_{(iy, jy) \rightarrow (ix, jx)} \leq \delta T, TE_{(ix, jx) \rightarrow (iy, jy)} > \Delta T, TE_{(iy, jy) \rightarrow (ix, jx)} > \Delta T) \cos \phi(iy, jy)}{\sum_{iy, jy} \cos \phi(iy, jy)}, \quad (5)$$

Y 场的信息源特征度为

$$I_{sy}(iy, jy) = \frac{\sum_{ix, jx} \delta(TE_{(ix, jx) \rightarrow (iy, jy)} - TE_{(iy, jy) \rightarrow (ix, jx)} < -\Delta T) \cos \phi(ix, jx)}{\sum_{ix, jx} \cos \phi(ix, jx)}, \quad (6)$$

Y 场的信息汇特征度为

$$I_{dy}(iy, jy) = \frac{\sum_{ix, jx} \delta(TE_{(ix, jx) \rightarrow (iy, jy)} - TE_{(iy, jy) \rightarrow (ix, jx)} > \Delta T) \cos \phi(ix, jx)}{\sum_{ix, jx} \cos \phi(ix, jx)}, \quad (7)$$

Y 场的传输平衡特征度为

$$I_{ey}(iy, jy) = \frac{\sum_{ix, jx} \delta(-\delta T \leq TE_{(ix, jx) \rightarrow (iy, jy)} - TE_{(iy, jy) \rightarrow (ix, jx)} \leq \delta T, TE_{(ix, jx) \rightarrow (iy, jy)} > \Delta T, TE_{(iy, jy) \rightarrow (ix, jx)} > \Delta T) \cos \phi(ix, jx)}{\sum_{ix, jx} \cos \phi(ix, jx)}, \quad (8)$$

其中 $\{ix = 1, \dots, IX\}$, $\{iy = 1, \dots, IY\}$, $\{jx = 1, \dots, JX\}$, $\{jy = 1, \dots, JY\}$, 且 $\delta(\cdot) = 1$ 当括号内条件成立, 否则 $\delta(\cdot) = 0$. $\phi(ix, jx)$, $\phi(iy, jy)$ 为格点 (ix, jx) , (iy, jy) 所处的纬度, 采用 $\cos \phi$ 加权平均主要是为了消除格点所代表的面积不同引起的偏差. $\Delta T, \delta T$ 为判别信息传输方向及是否处于信息传输平衡状态的阈值.

4 海气相互作用中的信息源汇分布

识别海气相互作用中的信息源与信息汇时, 可以简单地将强迫信号认为是信息源, 将响应信号认为是信息汇, 即: 当海洋对大气的强迫作用占主导时, 海洋是信息源, 大气是信息汇; 当大气对海洋的强迫作用占主导时, 大气是信息源, 海洋是信息汇. 基于 3.2 节给出的定义公式, 利用逐月海表温度和位势高度资料, 计算给出的海气相互作用中的信息源汇分布.

4.1 海洋的信息源汇分布

将海表温度分别和 850, 700, 500, 300, 200 hPa 高度场计算信息源特征度、信息汇特征度和传输平衡特征度, 可以得到各层次高度场对应的海表温度的信息源特征度, 求平均(图 1), 得到海洋的信息源分布.

众所周知, 热带地区是吸收太阳辐射最多的区域, 而海洋相对于大气, 吸收并储存的能量更多, 因此在地球系统内部, 热带海洋是一个巨大的能量源, 这与海洋的信息源分布是一致的. 海洋信息源的分布特征主要体现在: 显然有热带中东太平洋和热带印度洋两个中心, 热带西太平洋和热带大西洋存在较弱的中心; 赤道外海洋亦有信息源分布, 但是强度比较弱且主要分布在南半球海洋, 60° 到极区 (60°S 到南极和 60°N 到北极, 下同) 的海洋只有极弱的信息源分布. 这与传统认识是基本一致的: 即赤道中东太平洋、赤道印度洋、赤道大西洋、赤道西太平洋, 这些区域内, 海洋对大气起强迫作用的特征较显著. 因此, 图 1 反映的海气相互作用中海洋信息源的分布特征是可靠的.

图 2 为海表温度的平均传输平衡特征度. 海表温度的传输平衡特征度主要分布在中纬度海洋, 且集中在北太平洋和北大西洋, 高值中心位于大洋的中西部. 此外, 南半球中纬度海洋亦存在海表温度传输平衡特征度分布, 但分布的广度和强度均比北

半球弱, 且集中在西南太平洋和南大西洋. 海表温度的传输平衡特征度说明海洋传递给大气的信息与大气传递给海洋的信息差异不大, 表征海洋既有信息源的特征也有信息汇的特征. 张学洪等 [35], 周天军等 [36] 通过海气耦合模式模拟分析表明, 中纬度海气相互作用表现为大气对海洋的强迫作用. 然而中纬度特定区域 (北太平洋的黑潮区和北大西洋的湾流区) 的海温在特定季节 (冬季) 能够影响到随后的大气环流. 表明北太平洋和北大西洋地区海洋对大气的强迫作用和大气对海洋的强迫作用同时存在.

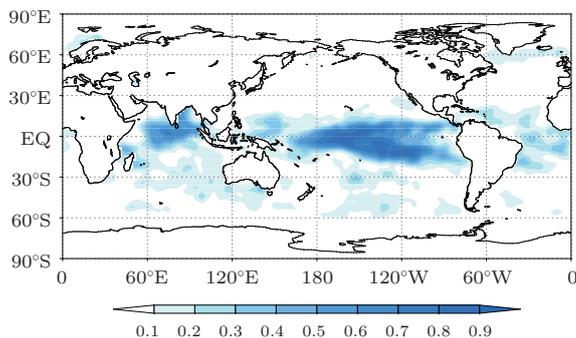


图 1 海表温度的平均信息源特征度分布 ($\Delta T = 0.094$, $\delta T = 0.007$)

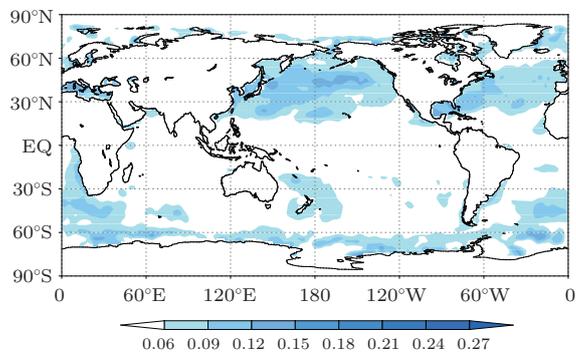


图 2 海表温度的平均传输平衡特征度分布 ($\Delta T = 0.094$, $\delta T = 0.007$)

海洋传递给大气的信息 (图略) 在热带地区是高值带, 从低纬到中高纬, 海洋传递给大气的信息逐渐减小, 而海洋接收大气传递的信息 (图略) 在热带地区是低值带, 从低纬到中高纬, 逐渐增加. 对比而言, 热带地区, 海洋传递给大气的信息比从大气接收的信息大得多, 热带海洋是信息源; 中纬度地区, 海洋传递给大气的信息与从大气接收的信息相差很小, 中纬度海洋处于信息传输平衡状态. 这与图 1 和图 2 的结果是一致的.

4.2 大气的信息源汇分布

图3为高度场的信息汇特征度分布,即大气的信息汇分布. 总体而言,大气的信息汇主要分布在 30° — 60° (30° S— 60° S 和 30° N— 60° N, 下同),且主要呈现纬向分布,南北半球均有此特征. 虽然在不同层次有所差异,大致有如下的低值带: 北半球为东北太平洋-北美大陆-北大西洋-欧亚大陆东部-乌拉尔山, 南半球为澳大利亚南部海洋-南美南端, 这种分布型可能与大气长波的传播有关. 高度场信息汇特征度的强度随着高度增加有减弱的趋势,且向中纬度集中,这或许反映了中高纬度环流在全球环流系统中的作用. 图4为高度场的信息传输平衡特征度分布. 总体而言,高度场的信息传输平衡特征主要分布在热带地区,700 hPa最强,强度从700 hPa到200 hPa逐渐减弱. 大气传递给海洋的信息(图略)在全球的分布差异不大,而大气接收海洋传递的信息(图略)在热带地区是低值

带,从低纬到中高纬,则逐渐增加, 60° 左右是高值带. 对比而言,热带地区,大气传递给海洋的信息与从海洋接收的信息相差不大,热带大气处于信息传输平衡状态;中纬度地区,大气传递给海洋的信息比从海洋接收的信息小得多,中纬度海洋是信息汇. 这与图3和图4的结果是一致的.

4.3 特征度的概率密度函数

图5为海表温度的信息源特征度(图5(a))及位势高度的信息汇特征度(图5(b))的概率分布(统计步长为0.01). 海表温度信息源特征度的概率密度函数为指数分布,概率密度随特征度的增加显著衰减,且不同层次差别极小. 大气信息汇特征度的概率密度函数不同于海表温度信息源特征度,前半段(0.01—0.2)虽然规律不明显,但大致呈现双峰分布,对应的峰值为0.05,和0.15,后半段(0.2—0.6)为指数分布,各层次差别很小.

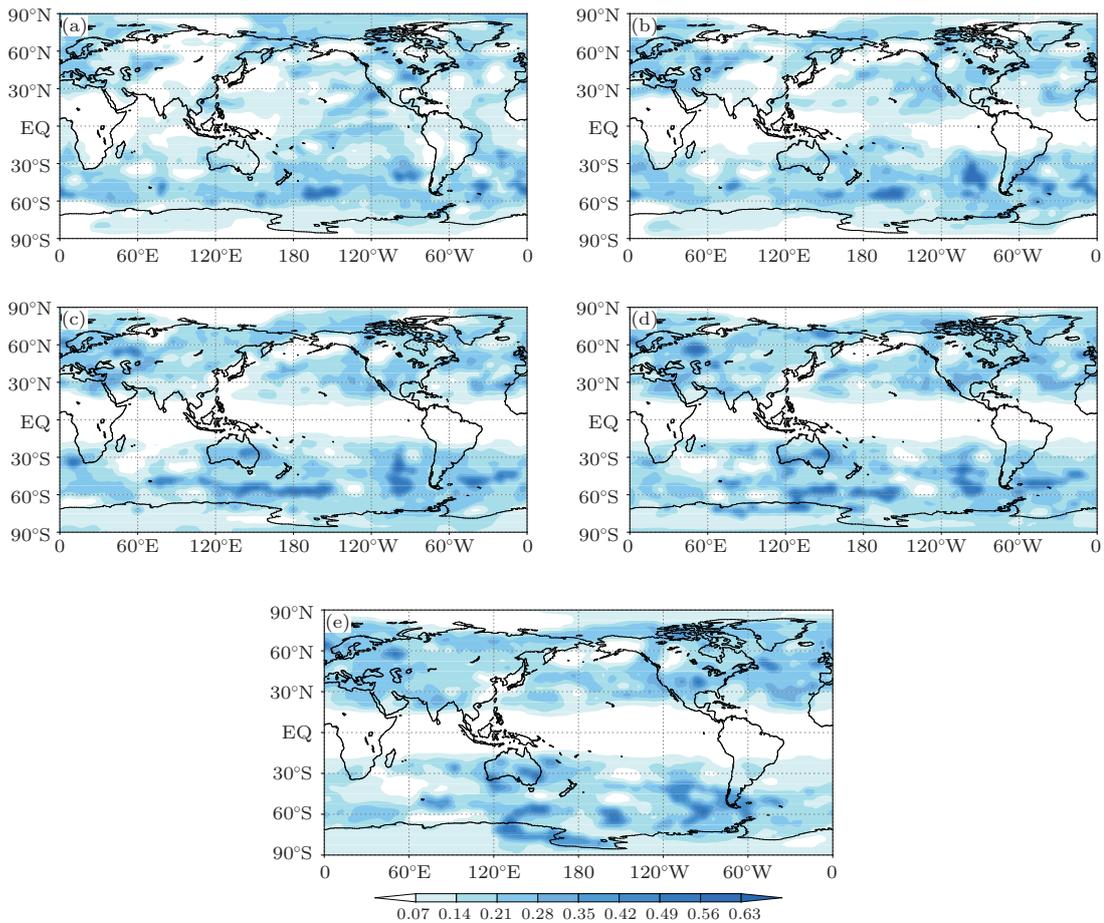


图3 高度场的信息汇特征度分布 ($\Delta T = 0.094$, $\delta T = 0.007$) (a) 850 hPa; (b) 700 hPa; (c) 500 hPa; (d) 300 hPa; (e) 200 hPa

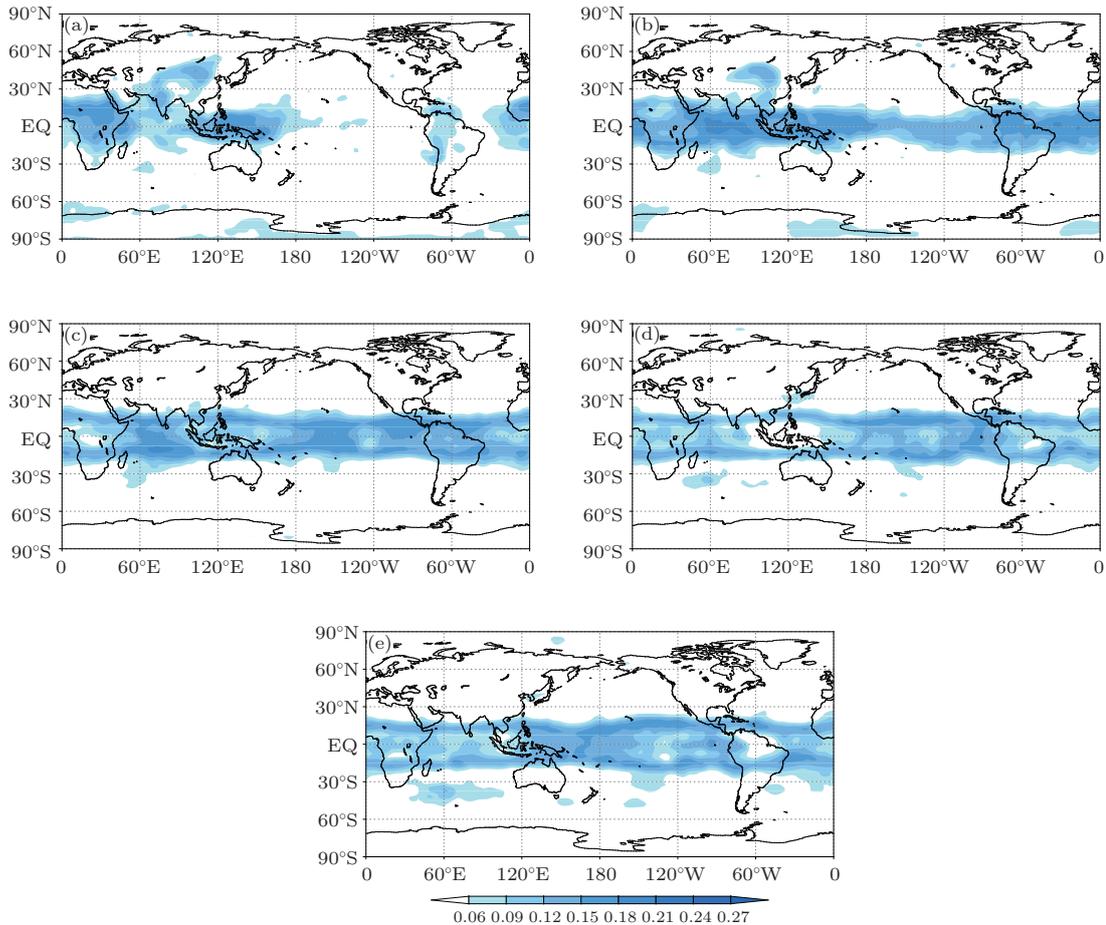


图4 高度场的传输平衡特征度分布 ($\Delta T = 0.094$, $\delta T = 0.007$) (a) 850 hPa; (b) 700 hPa; (c) 500 hPa; (d) 300 hPa; (e) 200 hPa

4.4 阈值对结果的影响

使用(3)—(8)式时,涉及到阈值的选择,这里对此予以说明(图6).文中采用的阈值 ΔT 与 δT 是通过多次试验获得的.当 ΔT 阈值取值在一个合理的范围内时,信息源与信息汇分布型的大小几乎不受影响,只有强度会随阈值的增强而减小(0—0.13);只有当 ΔT 阈值取值超过这个范围,分布型的大小与强度会同时随阈值的增强而迅速减小. δT 对结果影响与 ΔT 类似(图略).即,当阈值取在一个合理的范围内时,可以不用考虑阈值对结果的影响,因此选择 $\Delta T = 0.094$, $\delta T = 0.007$.

5 赤道中东太平洋关键区的信息传输分析

从上一小节可以看出,赤道中东太平洋作为海洋信息源是一个关键区域,因此这里侧重分析赤道中东太平洋(20°S—20°N, 170°E—100°W)与大气

(高度场)之间的信息传递.将全球分为三个区域,20°S—20°N代表热带地区,20°N以北代表北半球,20°S以南代表南半球,分别讨论赤道中东太平洋与三个区域高度场之间的信息传递.上一节的结果显示,赤道中东太平洋仅涉及到海洋对大气的强迫作用,因此以下仅讨论这个强迫作用.

图7为赤道中东太平洋与不同层次的北半球高度场之间的信息传递.与全球尺度的分布特征不同,虽然海洋关键区的大小没有差别,但是海洋信息源和大气信息汇随高度的增加有增强的趋势,可能是减小研究的空问尺度后,更能够体现出小尺度的信息传递特征.另外,虽然不同层次的差异比较明显,但是在欧亚大陆中部上空、东北太平洋上空、北美大陆中部上空和北大西洋上空,大气信息汇稳定维持,且随着高度的增加,大气信息汇有向中纬度集中的趋势.

图8为赤道中东太平洋与不同层次的赤道地区高度场之间的信息传递.对流层低层,海洋信息源相对较强,大气信息源分布较广,几乎分布在整

个热带地区; 随着高度增加, 海洋信息源逐渐和大气信息汇均有先减弱后增强的趋势, 从 850 hPa 到 500 hPa, 分布减弱, 从 500 hPa 到 200 hPa, 分布增强, 即 500 hPa 是分布最弱的层次, 且大气信息汇最终稳定维持在热带中东太平洋上空. 可能是因为热带地区海气相互作用主要以局域作用为主, 即以海洋对大气的热力强迫为主, 在低层尤为明显; 大气信息汇在热带中东太平洋上空稳定维持, 说明 Walker 环流下沉支的上层辐合、下层辐散作用在其中起着关键作用, 而 500 hPa 作为无辐散层, 大气信息汇在这个层次分布最弱也能说明这一点.

图 9 为赤道中东太平洋与不同层次的南半球高度场之间的信息传递. 与北半球和热带地区不同, 在南半球, 海洋信息源和大气信息汇随高度增加变化不大, 这种南北差异可能是由南北半球海陆

差异的不同导致的. 但是大气信息汇仍然有向中纬度集中的趋势, 这一点与全球尺度的特征是一致的, 除在澳洲大陆和南美大陆部分分布以外, 主要分布在 30°S—60°S 的大洋上空.

海气相互作用中, 大气对海洋的响应包括局地响应和广域响应. 局地响应主要以热力作用为主, 广域响应主要以大气遥相关作用为主. 通过以上分析发现: 热力作用在赤道中东太平洋海表温度对热带大气的信息传递过程中作用显著, 特别是在低层; 而大气遥相关在赤道中东太平洋海表温度对中高纬大气的信息传递过程中发挥着不可或缺的作用 [37-42]. 结合图 6—8, 可以做出这样的推论: 经圈环流在低纬度海洋 (包括 ENSO) 的信息向中高纬大气的跨纬圈的传递过程中起着至关重要的作用.

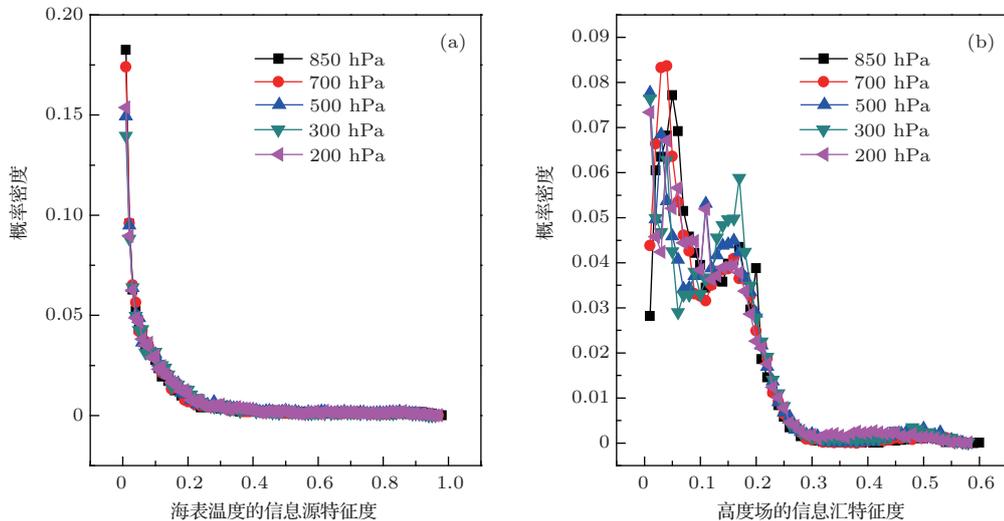


图 5 海表温度的信息源特征度 (a) 及高度场的信息汇特征度 (b) 的概率密度函数 (统计步长为 0.01) ($\Delta T = 0.094, \delta T = 0.007$)

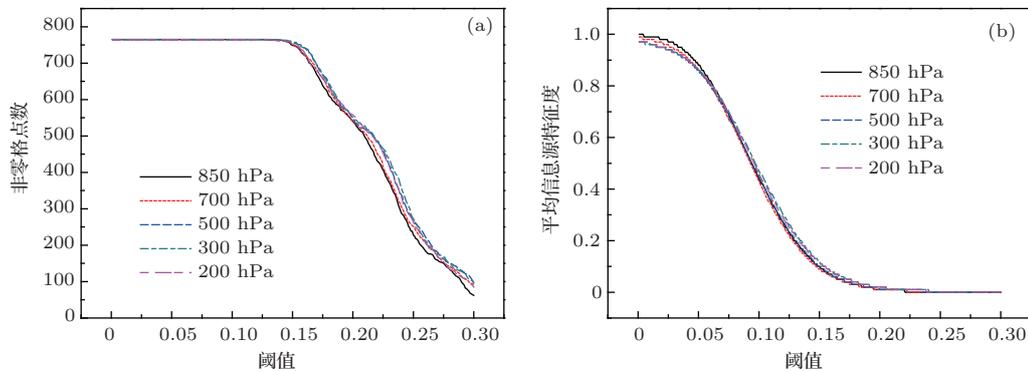


图 6 海表温度关键区的信息源特征度非零格点数 (a) 和平均信息源特征度 (b)

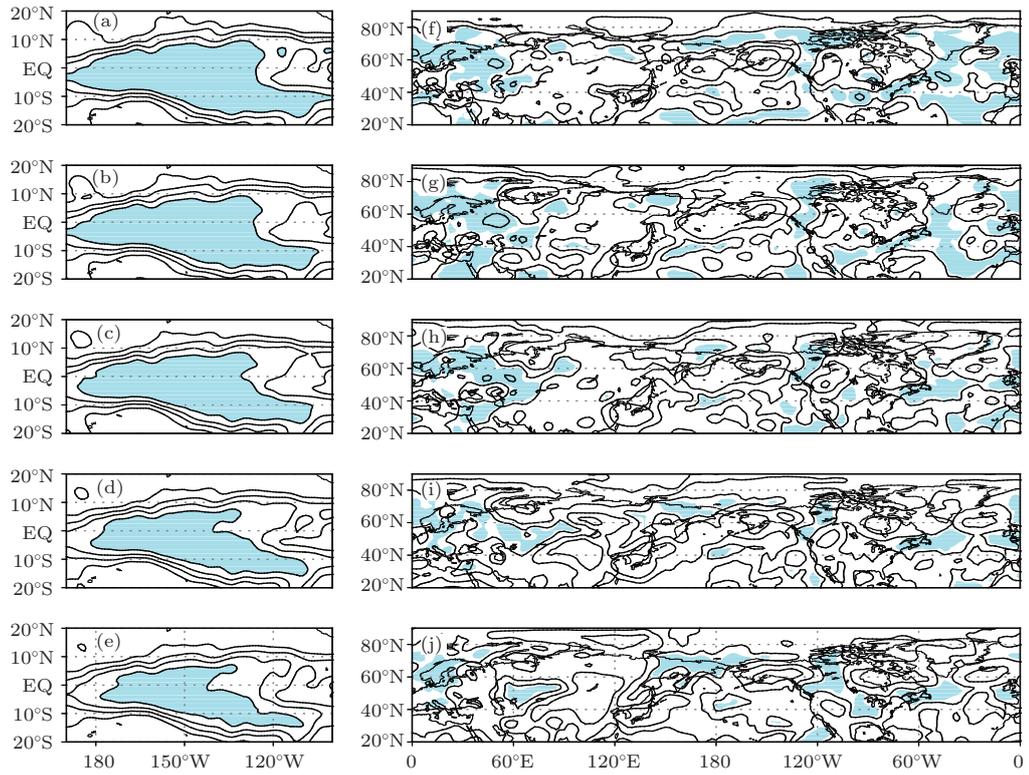


图7 赤道中东太平洋与20°N以北的北半球高度场间的信息传递 ($\Delta T = 0.094$, $\delta T = 0.007$) (a)—(e) 海面温度关键区信息源特征度分布; (f)—(j) 20°N以北的北半球高度场信息汇特征度分布; (a), (f) 200 hPa; (b), (g) 300 hPa; (c), (h) 500 hPa; (d), (i) 700 hPa; (e), (j) 850 hPa (等值线间隔为0.2, 阴影区为特征度超过平均值与标准差的区域)

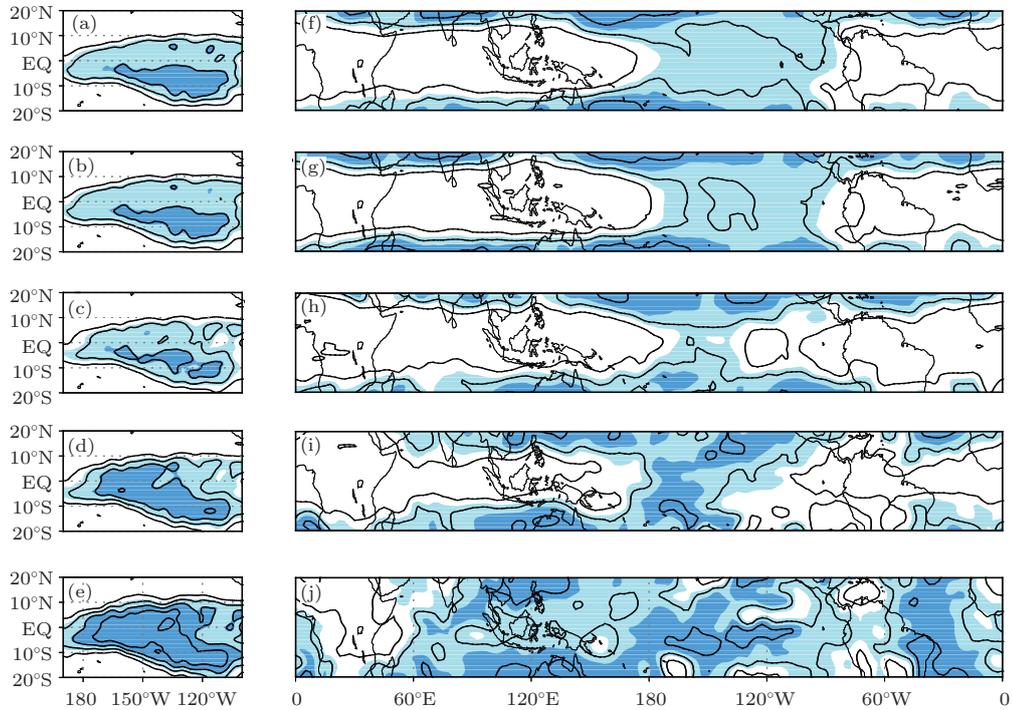


图8 同图7, 但为赤道中东太平洋与20°S—20°N赤道地区高度场间的信息传递 (深色阴影区为特征度超过平均值与标准差的区域, 浅色阴影区为特征度超过平均值的区域)

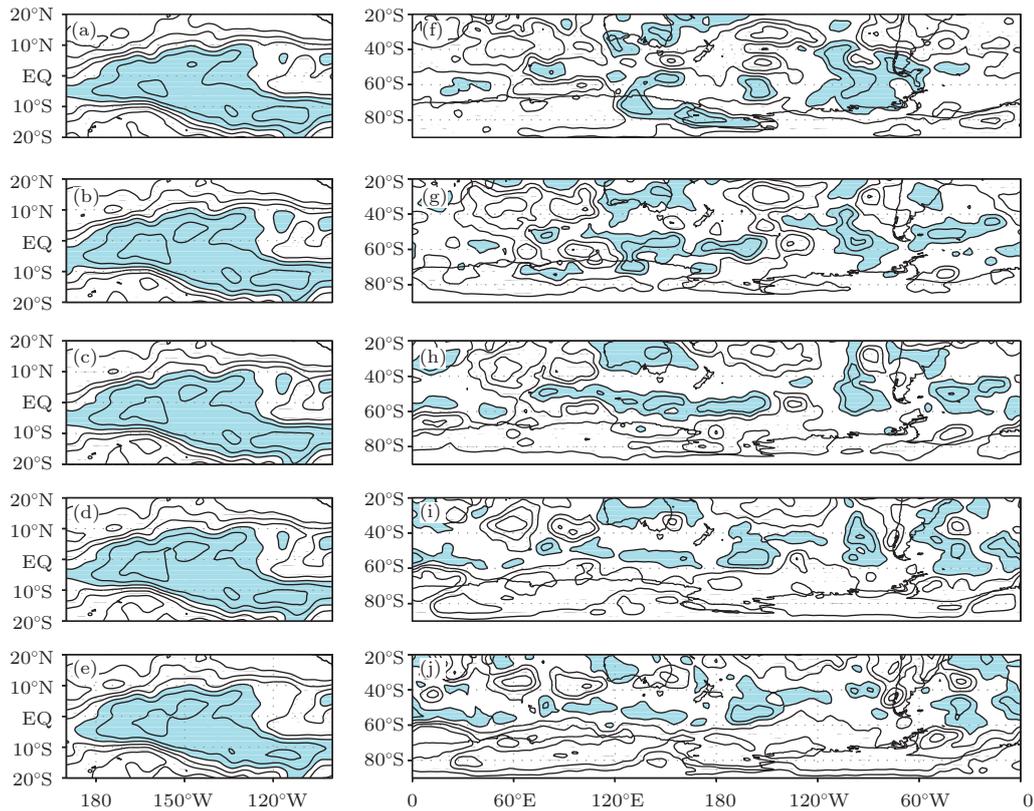


图9 同图7, 但为赤道中东太平洋与20°S以南的南半球高度场间的信息传递

以上针对赤道中东太平洋和北半球、热带、南半球三个区域的大气讨论赤道中东太平洋对大气的强迫作用信息源汇的分布及其垂直变化, 可以发现大气信息汇在某些区域不同层次上稳定存在. 以下计算海表温度指数和高度场指数, 并研究赤道中东太平洋对这些区域信息传递的年代际变化和季节差异. 海表温度指数的定义区域为170°W—90°W, 10°S—10°N, 高度场指数的定义区域见表1, 海表温度指数和高度场指数均为距平的区域平均计算得到. A区为热带中东太平洋上空, B区为欧亚大陆中部上空, C区为北美大陆中部上空.

5.1 海表温度指数与高度场指数的信息传递

图10为海表温度指数对高度场指数的传递熵. 在传递熵的定义中提到, 判断两个时间序列之间的信息传递方向, 需要比较双向传递熵的大小, 但本节以及下面的讨论中, 海表温度指数对高度场指数的净信息传输大部分为正值, 即使出现负值, 也接近于0 (图略), 即大多数情况下为海表温度向高度场传递信息, 其余情况也处于信息传输平衡状态,

且海表温度指数对高度场指数的传递熵与海表温度指数对高度场指数的净信息传输随时间延迟的变化趋势一致. 因此, 在此只讨论海表温度指数对高度场指数的传递熵.

表1 高度场指数定义区域

经纬度范围	
A	160°W—140°W, 10°S—10°N
B	50°E—70°E, 45°N—55°N
C	100°W—80°W, 40°N—60°N

除500 hPa, 海表温度指数对A区 (热带中东太平洋上空) 各层次高度场指数的传递熵在延迟1个月时差异不明显, 而500 hPa比其他层次相对要小得多. 对流层中上层 (500, 300, 200 hPa), 海表温度指数对A区高度场指数的传递熵随时间延迟均有先增强、延迟3个月达到峰值后减弱的趋势, 而对流层下层 (850, 700 hPa) 随时间延迟变化相对较小 (图10(a)). Walker下沉支的上层辐合、下层辐散在赤道中东太平洋海表温度信息向其上空的大气传播作用显著, 而500 hPa是无辐散层, 对赤道中东太平洋海表温度响应较弱, 海表温度指数对其的传递熵也较小; 另外, 对流层低层对于海表温度的热力作用响应显著, 持续性强, 因此海表温度指

数对A区对流层下层的传递熵随延迟时间的变化相对较小. 这与图8的结论是一致的.

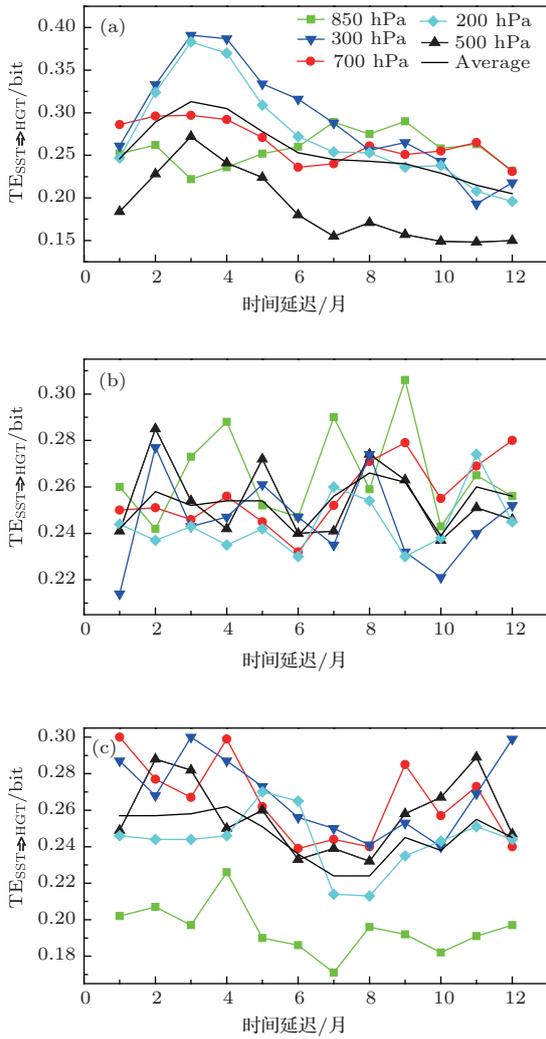


图10 海表温度指数对高度场指数的传递熵 (a) A区; (b) B区; (c) C区

除300 hPa, 海表温度指数对B区(欧亚大陆中部上空)各层次高度场指数的传递熵在延迟1个月时差异不大. 但随延迟时间的变化, 传递熵呈现出一种波动性的增强(图10(b)): 各层次在延迟2个月左右第一次达到峰值, 间隔6个月左右, 各层次在延迟8个月左右再次达到峰值且延迟8个月的峰值比延迟2个月的峰值要强. 就各层而言, 500 hPa最强.

海表温度指数对C区(北美大陆中部上空)高度场指数的传递熵在延迟1个月时700 hPa最强, 850 hPa最弱, 且随延迟时间的变化, 与B区类似, 呈现波动性的减弱(图10(c)): 各层次在延迟4个月左右第一次达到峰值, 在延迟9个月左右再次达到峰值, 延迟9个月的峰值比延迟4个月的峰值要弱.

通过以上分析可以发现, 大气环流对海表温度异常响应存在一定延迟. 针对以上分析, 选择850 hPa的A区、500 hPa的B区和750 hPa的C区, 讨论海表温度指数对高度场指数传递熵的年代际变化和季节差异.

5.2 不同年代海表温度关键区对高度场关键区的信息传递

海表温度指数对A区850 hPa高度场指数的传递熵, 1960s最强, 随后4个十年一直在减弱, 1990s和2000s最弱(图11(a)), 即近几十年来, Walker环流对赤道中东太平洋海表温度响应在减弱[43]. 海表温度指数对B区500 hPa高度场指数的传递熵, 1950s到1980s一直在减弱, 1990s有所增强, 但是2000s又有所减弱, 是最弱的十年(图11(b)). 海表温度指数对C区700 hPa高度场指数的传递熵, 近60年来呈现波动性的变化,

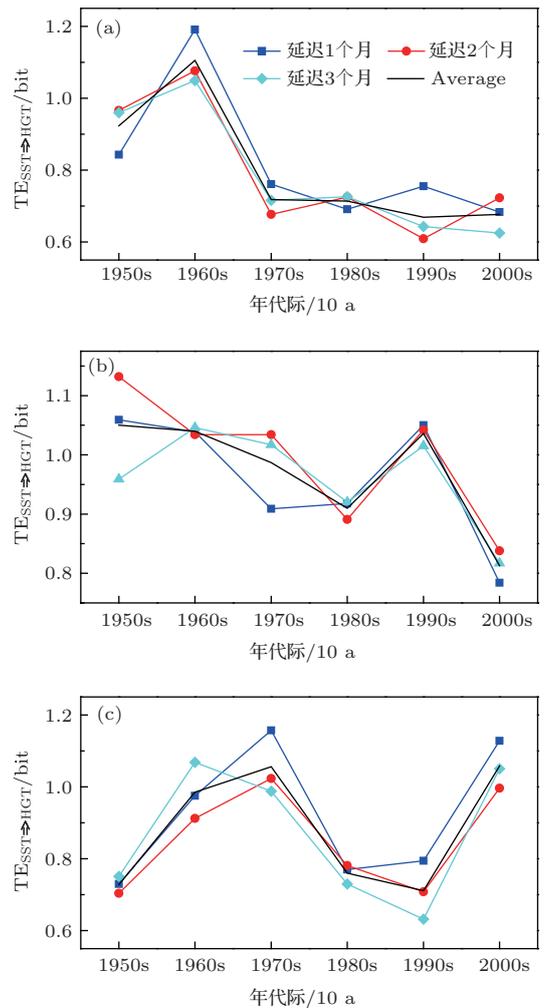


图11 不同年代际下海表温度指数对高度场指数的传递熵 (a) A区850 hPa; (b) B区500 hPa; (c) C区700 hPa

1970 s 出现峰值, 1990 s 出现谷值, 与 A 区、B 区不同的是, C 区 2000 s 是最强的十年 (图 11 (c)).

5.3 不同季节海表温度关键区对高度场关键区的信息传递

海表温度指数对不同季节 A 区 850 hPa、B 区 500 hPa、C 区 700 hPa 高度场指数的传递熵极其相似 (图 12): 冬季最强, 秋季次之, 春季再次, 夏季最弱. 这与当前关于北半球冬季时这些区域的大气环流对赤道中东太平洋海表温度异常最敏感, 即在外部强迫影响的大气季节模态在冬季最强、夏季最弱的特征是一致的.

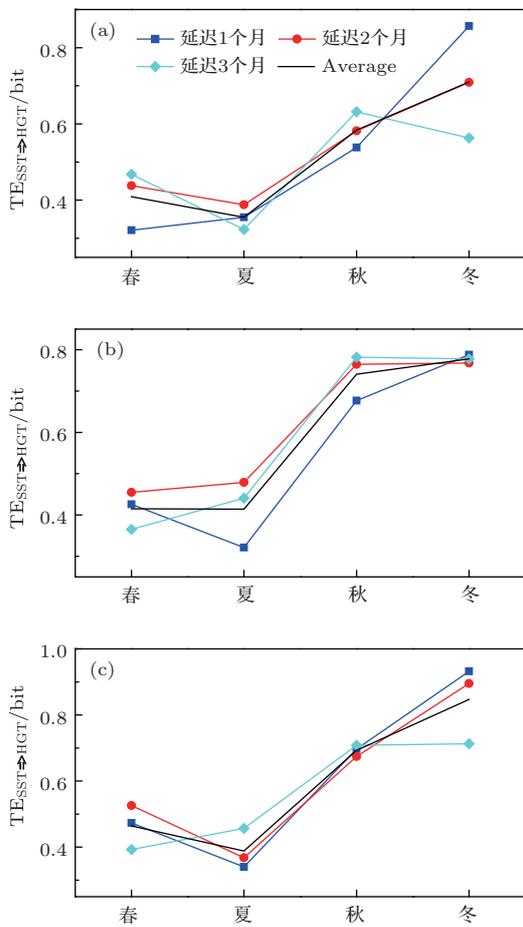


图 12 不同季节下海表温度指数对高度场指数的传递熵 (a) A 区 850 hPa; (b) B 区 500 hPa; (c) C 区 700 hPa

6 总结与讨论

本文基于传递熵方法, 定义场的信息源特征度、信息汇特征度以及信息传输平衡特征度等物理量, 利用海表温度和高度场资料分析海气相互作用过程中的信息传递. 着重分析赤道中东太平洋与热带地区、北半球、南半球大气之间的信息传递, 给出

信息传递的区域与全球的分布特征, 定义海表温度指数与高度场指数, 分析赤道中东太平洋与大气信息传递特征的年代际变化与季节差异. 初步得到以下结论.

1) 海洋信息源主要分布在热带地区, 存在赤道中东太平洋和赤道印度洋两个中心, 赤道西太平洋和赤道大西洋的中心则相对弱一些; 赤道外海洋亦有信息源分布, 但是强度较弱且主要分布在南半球, 60° 到极区的海洋主要以极弱的信息源分布为主. 大气的信息汇主要分布在 30°—60°, 且主要呈现纬向带状分布, 南北半球均符合这种特征: 北半球分布为东北太平洋-北美大陆-北大西洋-欧亚大陆东部-乌拉尔山, 南半球分布为澳大利亚南部海洋-南美大陆南端, 这种分布型可能与大气长波的传播有关. 从热带地区到中纬度地区, 海洋对大气的强迫作用减弱, 大气对海洋的强迫作用增强, 于是呈现出海洋与大气信息传输平衡特征.

2) 综合赤道中东太平洋与热带地区、北半球和南半球中高纬度地区的信息传递, 给出了相应信息传递的三维概念图 (图 13). 其中, 海洋的热力作用在赤道中东太平洋向热带大气传输信息过程中起着重要作用, 低层尤为显著; Walker 环流下沉支的上层辐合、下层辐散对于维持热带中东太平洋上空的大气信息汇作用不可或缺. 北半球的欧亚大陆中部上空、东北太平洋上空、北美大陆中部上空和北大西洋上空以及南半球的澳洲大陆上空、南美大陆上空和 40°S—60°S 的海洋上空有源自赤道中东太平洋的大气信息汇分布.

3) 不同区域不同层次的高度场对赤道中东太平洋海表温度的响应差异显著, 热带中东太平洋上空 (A 区) 延迟 4 个月左右达到峰值, 随后随时间延迟逐渐减小, 欧亚大陆中部上空 (B 区) 和北美大陆上空 (C 区) 均随时间延迟呈现波动性变化: B 区延迟 2 个月左右第一次出现峰值, 延迟 8 个月左右再次出现峰值; C 区 4 个月第一次出现峰值, 延迟 9 个月左右再次达到极值; 但 B 区整体呈现增强的趋势, 而 C 区整体呈现减弱的趋势.

4) 从年代际尺度变化而言, 海表温度指数对 A 区 850 hPa 高度场指数的传递熵, 1960 s 最强, 而 1990 s 和 2000 s 最弱. 海表温度指数对 B 区 500 hPa 高度场指数的传递熵, 1950 s 到 1980 s 一直在减弱, 1990 s 出现峰值, 2000 s 最弱. 海表温度指数对 C 区 700 hPa 高度场指数的传递熵, 近 60 年来呈现波动性的变化, 1970 s 出现峰值, 1990 s 出现谷值, 2000 s 再次出现峰值, 与 A 区、B 区不同的是,

2000 s最强. 表明不同区域不同年代背景下对赤道中东太平洋海表温度异常的响应不一致, 而不同季节下的响应却非常相似: 冬季最强, 秋季次之, 春季再次, 夏季最弱.

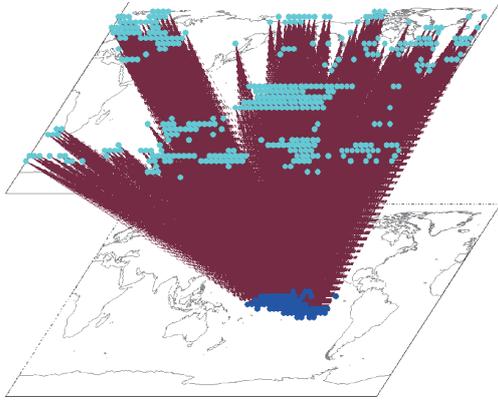


图 13 赤道中东太平洋对应的大气信息源分布示意 上层为大气(高度场), 分辨率为 $5^\circ \times 5^\circ$; 下层为海洋(海表温度), 分辨率为 $4^\circ \times 4^\circ$ (用颜色标记的格点为特征度大于平均值与标准差之和的格点)

以上的结果更表明, 传递熵方法适用于具有非线性和平稳性的气象场^[32]. 值得指出的是, 本文表征海洋信息源与大气信息汇时, 采用海表温度的信息源特征度和高度场的信息汇特征度, 而未采用海表温度的信息汇特征度和高度场的信息源特征度来表征海洋信息汇和大气信息源, 主要基于虽然冬季时中纬度海气相互作用以大气对海洋的强迫作用为主, 但是仍然存在海洋对大气强迫作用起主导的区域与季节, 而海表温度的信息汇特征度和大气的信息源特征度只能表征大气对海洋的强迫作用. 需要强调的是, 本文的信息源特征度、信息汇特征度以及传输平衡特征度是通过比较海洋传递给大气的信息量与大气传递给海洋的信息量的大小定义的, 给出的信息源与信息汇分布本质上都是净信息源与净信息汇, 强调的是热带海洋对中纬度大气的净作用.

参考文献

- [1] Peixoto J P, Oort A H 1992 *Physics of Climate* (New York: American Institute of Physics Press) p30
- [2] Wu G X, Li J P, Zhou T J, Lu R Y, Yu Y Q, Zhu J, Mu M, Duan A M, Ren R C, Ding Y H, Li W J, He J H, Wang F, Yu W D, Qiao F L, Yuan D L, Qi Y Q 2006 *Advances in Earth Science* **21** 1109 (in Chinese)[吴国雄, 李建平, 周天军, 陆日宇, 俞永强, 朱江, 穆穆, 段安民, 任荣彩, 丁一汇, 李维京, 何金海, 王凡, 于卫东, 乔方利, 袁东亮, 齐义泉 2006 地球科学进展 **21** 1109]
- [3] Ganachaud A, Wunsch C 2000 *Nature* **408** 453
- [4] Walker G T 1923 *Memoirs of the Indian Meteorological Department* **24** 75
- [5] Walker G T 1924 *Memoirs of the Indian Meteorological Department* **24** 275
- [6] Walker G T 1928 *Memories of the Royal Meteorological Society* **2** 97
- [7] Bjercknes J 1966 *Tellus* **18** 20
- [8] Bjercknes J 1969 *Monthly Weather Review* **97** 163
- [9] Klein S A, Soden B J, Lau N C 1999 *J. Climate* **12** 917
- [10] Venzke S, Latif M, Villwock A 2000 *J. Climate* **13** 1371
- [11] Saji N H, Goswami B H, Vinayachandran P N, Yamagata T 1999 *Nature* **401** 360
- [12] Moura A D, Shukla J 1981 *J. Atmosph. Sci.* **38** 2653
- [13] Philander S G H, Pacanowski R C 1986 *Nature* **322** 251
- [14] Zebiak S E 1993 *J. Climate* **6** 1567
- [15] Carton J A, Huang B 1994 *J. Phys. Oceanography* **24** 888
- [16] Hoerling M P, Kumar A 2002 *J. Climate* **15** 2184
- [17] Alexander M A, Bladé I, Newman M, Lanzante J R, Lau N C, Scott J D 2002 *J. Climate* **15** 2205
- [18] Wang C Z, Xie S P, Carton J A 2004 *Earth Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction* (Washington D.C.: AGU) p121
- [19] Su H, Neelin J D, Meyerson J E 2005 *J. Climate* **18** 4195
- [20] Yang J L, Liu Q Y, Liu Z Y 2010 *J. Climate* **23** 5889
- [21] Zheng J, Liu Q Y, Wang C Z, Zheng X T 2012 *Climate Dyn.* **40** 2023
- [22] Scaife A A, Kucharski F, Folland C K, Kinter J, Brönnimann S, Fereday D, Fischer A M, Grainger S, Jin E K, Kang I S, Knight J R, Kusunoki S, Lau N C, Nath M J, Nakaegawa T, Pegion P, Schubert S, Sporyshev P, Syktus J, Yoon J H, Zeng N, Zhou J 2009 *Climate Dyn.* **33** 603
- [23] Zhou T J, Wu B, Scaife A A, Brönnimann S, Cherchi A, Fereday D, Fischer A M, Folland C K, Jin K E, Kinter J, Knight J R, Kucharski F, Kusunoki S, Lau N C, Li L J, Nath M J, Nakaegawa T, Navarra A, Pegion P, Rozanov E, Schubert S, Sporyshev P, Voldoire A, Wen X Y, Yoon J H, Zeng N 2009 *Climate Dyn.* **33** 1051
- [24] Zhou T J, Wu B, Wang B 2009 *J. Climate* **22** 1159
- [25] Wallace J M, Jiang Q 1987 *Atmospheric and Oceanic Variability* (London: Royal Meteorological Society) p17
- [26] Cayan D R 1992 *J. Phys. Oceanography* **22** 859
- [27] Feng A X, Gong Z Q, Wang Q G, Sun S P, Feng G L 2011 *Acta Pyhs. Sin.* **60** 059205 (in Chinese)[冯爱霞, 龚志强, 王启光, 孙树鹏, 封国林 2011 物理学报 **60** 059205]
- [28] Verdes P F 2005 *Phys. Rev. E* **72** 026222
- [29] Kleeman R 2007 *J. Atmos. Sci.* **64** 1005
- [30] Hannisdal B, Peters S E 2011 *Science* **334** 1121
- [31] Sharma S D, Ramesh D S, Bapanayya C, Raju P A 2012 *J. Geophys. Res.* **117** D13110
- [32] Zhang Z S, Gong Z Q, Zhi R 2013 *Acta Pyhs. Sin.* **62** 129203 (in Chinese)[张志森, 龚志强, 支蓉 2013 物理学报 **62** 129203]
- [33] Schreiber T 2000 *Phys. Rev. Lett.* **85** 461
- [34] Michelis D, Consolini G, Materassi M, Tozzi R 2011 *J. Geophys. Res.* **116** A08225

- [35] Zhang X H, Yu Y Q, Liu H 1998 *J. Atmos. Sci.* **22** 511 (in Chinese)[张学洪, 俞永强, 刘辉 1998 大气科学 **22** 511]
- [36] Zhou T J, Yu R C, Gao Y Q, Helge D 2006 *Acta Meteor. Sin.* **64** 1 (in Chinese)[周天军, 宇如聪, 郜永琪, Helge Drange 2006 气象学报 **64** 1]
- [37] Gong Z Q, Zhi R, Hou W, Wang X J, Feng G L 2012 *Acta Pyhs. Sin.* **61** 029202 (in Chinese)[龚志强, 支蓉, 侯威, 王晓娟, 封国林 2012 物理学报 **61** 029202]
- [38] Gong Z Q, Wang X J, Zhi R, Feng A X 2011 *Chin. Pyhs. B* **20** 079201
- [39] Zhang Z S, Gong Z Q, Zhi R, Feng G L, Hu J G 2011 *Chin. Pyhs. B* **20** 019201
- [40] Wang X J, Zhi R, He W P, Gong Z Q 2012 *Chin. Phys. B* **21** 029201
- [41] Feng G L, Dai X G, Wang A H, Chou J F 2001 *Acta Pyhs. Sin.* **50** 606 (in Chinese)[封国林, 戴新刚, 王爱慧, 丑纪范 2001 物理学报 **50** 606]
- [42] He W P, Feng G L, Dong W J, Li J P 2006 *Acta Pyhs. Sin.* **55** 969 (in Chinese)[何文平, 封国林, 董文杰, 李建平 2006 物理学报 **55** 969]
- [43] Tokinaga H, Xie S P, Deser C, Kosaka Y, Okumura Y M 2012 *Nature* **491** 439

Characteristics of information transfer of interaction between Mid and low-latitudes atmosphere*

Zhang Zhi-Sen¹⁾ Feng Guo-Lin²⁾ Gong Zhi-Qiang^{2)†} Wu Hao¹⁾

1) (Department of Atmospheric and Sciences Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

2) (Laboratory for Climate Studies, Beijing 100081, China)

(Received 31 July 2013; revised manuscript received 29 September 2013)

Abstract

In this article, information source characteristic degree, information sink characteristic degree and transfer equilibrium characteristic degree are defined based on transfer entropy. According to the definition, the information transfer in air-sea interaction is examined with sea surface temperature (SST) and geopotential height (GH). And the information transfer between central and eastern equatorial Pacific (20°S–20°N, 170°E–100°W) and tropics (20°S–20°N), and that between atmospheres in high latitude regions of northern hemisphere (north of 20°N) and southern hemisphere (south of 20°S) are analyzed too. In addition, decadal changes and seasonal differences in information transfer between central and eastern equatorial Pacific ocean and atmosphere are discussed by the defined indices of SST and HG. In a word, the information source distribution of ocean is mainly in tropics and the information sink distribution of atmosphere is mainly in mid-latitude. From the low-latitude to the mid-latitude, the ocean forcing the atmosphere is weakened while the atmosphere forcing the ocean is strengthened. Significant regional difference, decadal change and seasonal difference exist in information transfer from the tropical ocean to the atmosphere.

Keywords: air-sea interaction, information source, information sink, sea surface temperature

PACS: 92.60.Cc, 05.45.–a

DOI: 10.7498/aps.63.029202

* Project supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 40930952, 411075067), the Global Change Research of Major National Scientific Research Plan, China (Grant No. 2012CB955902), the National Basic Research Program of China (Grant No. 2013CB430204), and the Special Scientific Research Fund of Meteorological Public Welfare Profession of China (Grant Nos. GYHY201106016, GYHY201106015).

† Corresponding author. E-mail: gzq0929@126.com