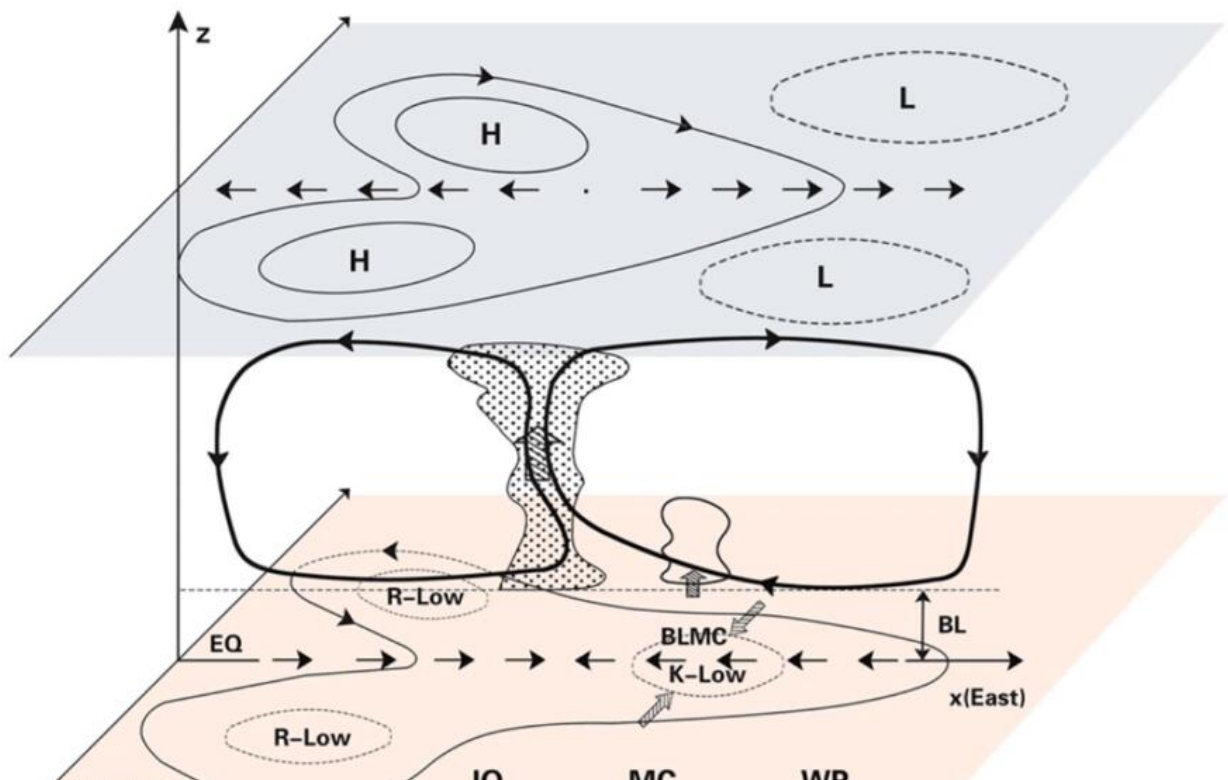


海洋-大气相互作用

Ocean-Atmosphere Interaction

Madden-Julian Oscillation



中国海洋大学 海洋气象学系

蒋斌 整理(2022)

《海洋-大气相互作用》学习笔记

蒋斌

*笔记为本人旁听本课程，从一个初学者的角度整理的资料，仅供大家参考。

1. 几个基本概念

(1) 天气和气候

➤ 天气(Weather)

- Weather is the state of the atmosphere;
- Weather is over a short period of time ;
- Constantly changing.

➤ 气候(Climate)

Climate is the statistics of weather over long periods of time;

(2) 预报、预测、预估

➤ 天气预报(Weather Forecasting)

“天气预报”中用“预报”这个词，是根据现在的大气状况，做未来的数值模拟。天气预报的时间尺度大概是在 10 天左右，10 天以后预报的这个准确度就大大降低。

➤ 气候预测(Climate Prediction)

预测跟预报和预估有很大的差别，它的时间尺度从几个月到十几年不等。它不仅要考虑现在的情况，还要考虑未来的情景(比如人类活动，经济发展，社会发展啊，响应气候变化的手段等)，另外还要考虑自然系统的变化过程。

在预测时，未来 1 年到 30 年的时间段称为短期气候预测，其中从几个月到未来几年的时间，称为季节到年际的短期气候预测，从未来 10 年到 30 年的时间，称为年代季气候预测。

如果想预测未来一个季度或一年的气候状况，我们主要关注未来的海洋、海冰情况。但是，如果想预测未来十(后)的气候变化，我们不光要了解海洋和海冰

的状况，还要考虑到陆地过程、植被变化过程等自然因素，在模型中做相应的调整。而因子越多，引入的误差就越大。所以，年代际的气候预测(未来 10~30 年)，反倒比 30 年以上气候预估的难度和方法要复杂得多，存在很多不确定性。

➤ 未来气候评估(Future Climate Projection)

要想了解未来的情况，我们用的词是“预估”。想知道未来 100 年的气候是什么样的，我们需要先给定一种未来变化的情景。也就是说，先假定未来温室气体的排放量变化、经济发展等情景，根据这种情景，我们用数值模拟来预估响应这个情景的气候状况。这就是更长时间尺度的气候预估。

2. 气候系统五大成员

大气、海洋、陆地表面、冰冻圈和生物圈

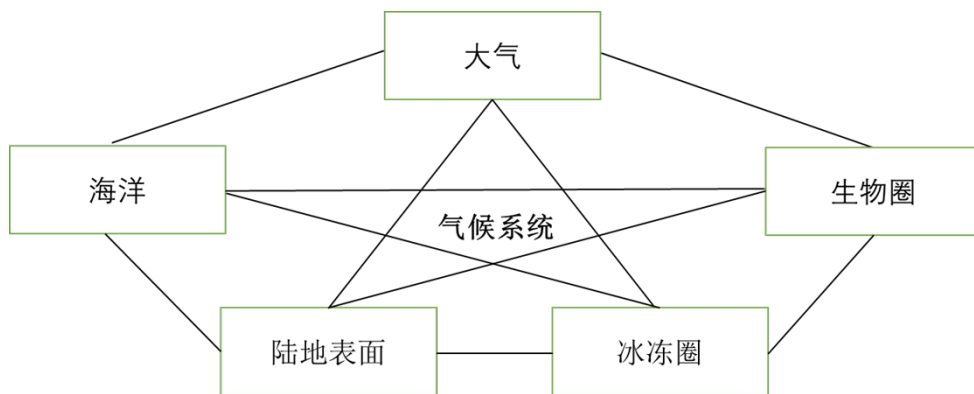


图 1

3. 地球系统四大成员

一个由相互作用的大气圈、水圈、岩石圈和生物圈等组成的系统。

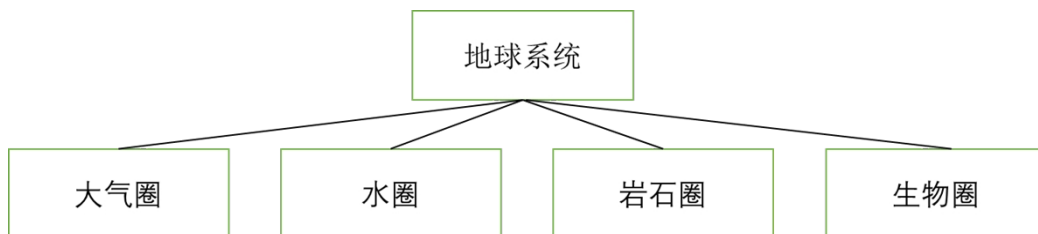


图 2

4. 大气基本环流场——三圈环流(太阳辐射；海陆差异；地球旋转效应)

5. 热带天气系统的海气相互作用

(1) 热带东风波(Tropical Easterly Wave)

(2) 热带气旋

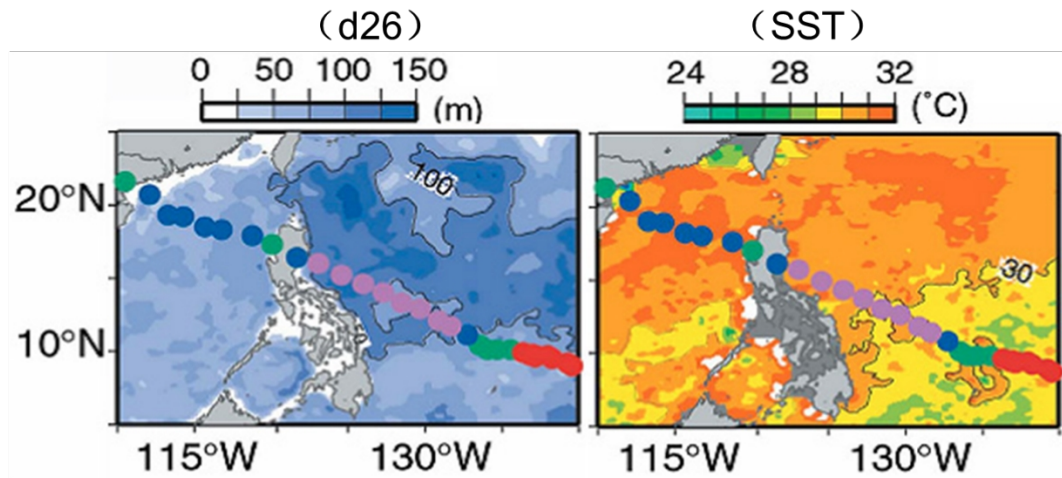


图 3 海洋热力结构对台风的影响(2003 年台风“伊布都”)

上图为台风“伊布都”过境前的海洋状况以及台风沿其路径的强度变化，紫色为强台风。可以看出，台风强度与海表面温关系不大，但与 26°C 等温面深度(代表上层热结构)密切相关。菲律宾海较厚、较暖的海洋上层(较大的热容量)，为台风加强提供了能量来源。反过来，台风过境，引起海水的搅拌混合，引起混合层厚度的增加(图 4)。

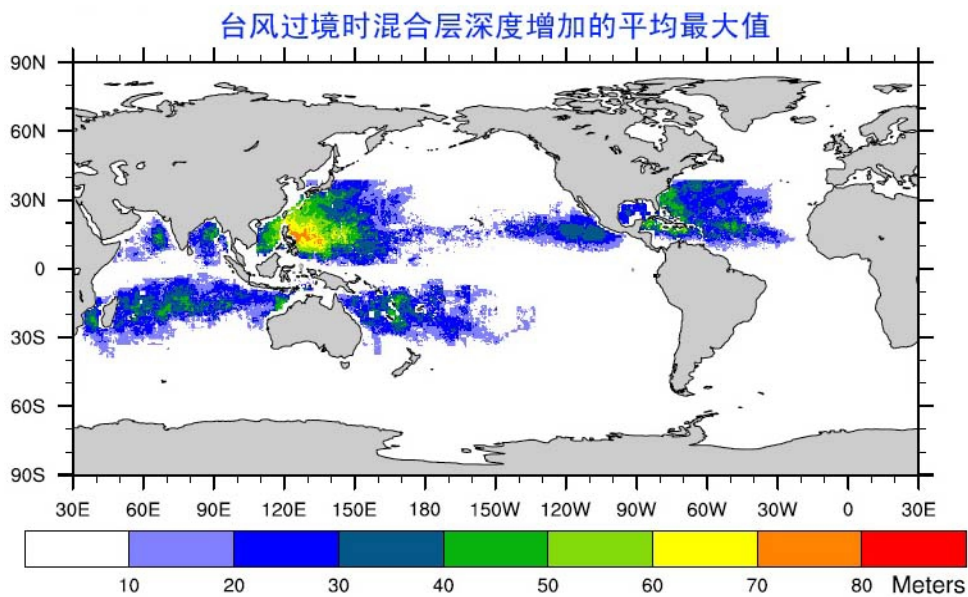


图 4 台风对海洋上层结构的影响

(3) 季节内振荡(Madden-Julian Oscillation/Intraseasonal Oscillation, MJO)

MJO 是一种热带扰动，在全球热带地区向东传播，周期为 **30-60** 天，速度为 4~8m/s。MJO 不会引起 El Niño 或 La Niña，但可以促进 El Niño 和 La Niña 的发生后的发展速度和强度。

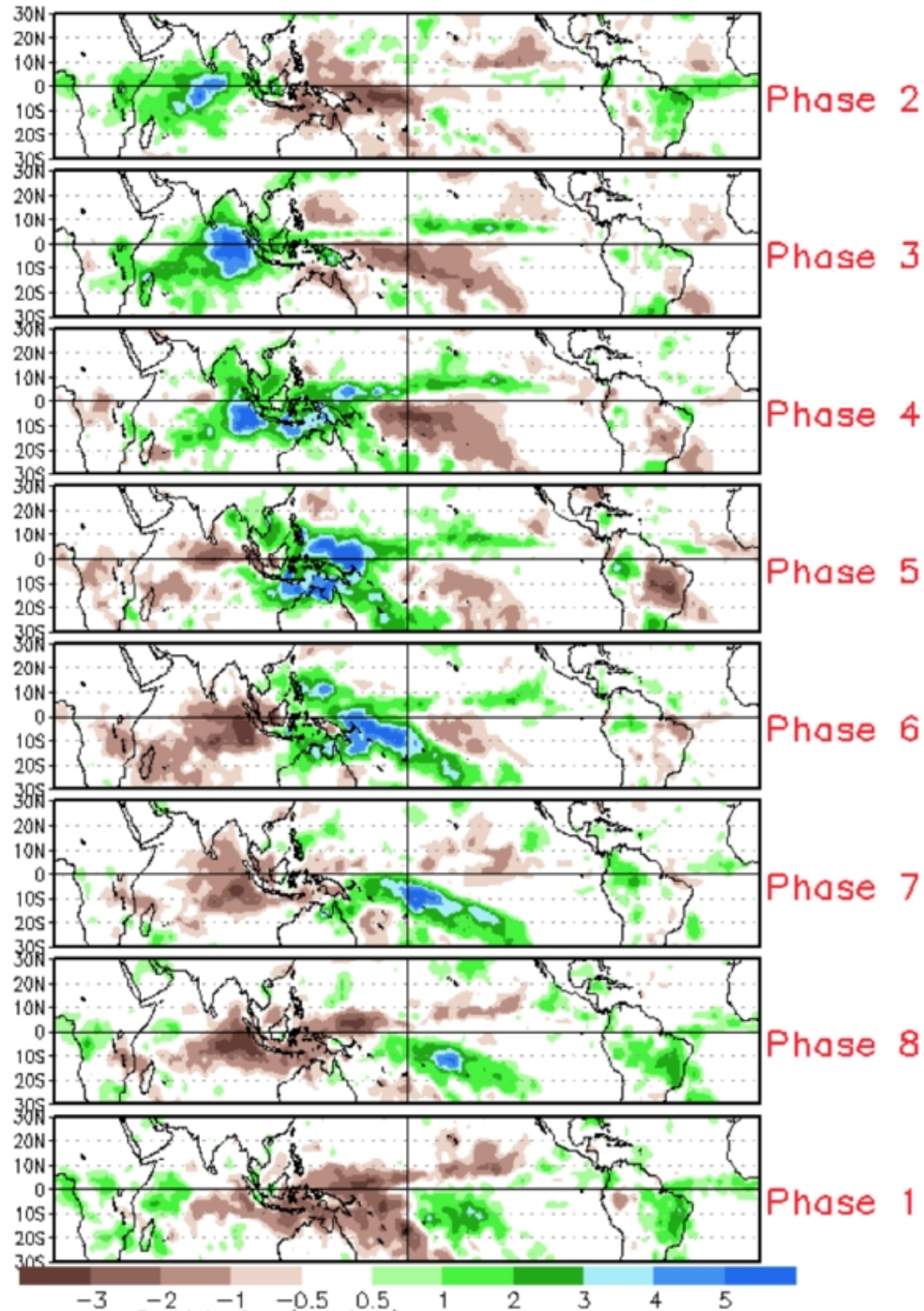


图 5 MJO 的传播(Jon Gottschalck, 2014)

上图为 1979-2012 年间所有 MJO 事件中 11 月-次年 3 月平均降雨量的距平，一共描述了 8 个阶段。其中，绿色阴影表示降雨量高于平均水平，棕色阴影表示

降雨量低于平均水平。绿色阴影区域对应 MJO 对流增强阶段的程度，棕色阴影区域对应 MJO 对流抑制阶段的程度。当我们从上到下查看图时，可以发现每个连续编号的阶段阴影区域都向东移动。

总的来说，MJO 在 ENSO 较弱年最活跃，在中等到强的 El Niño 和 La Niña 事件中经常“缺席”。

6. 海气界面通量交换

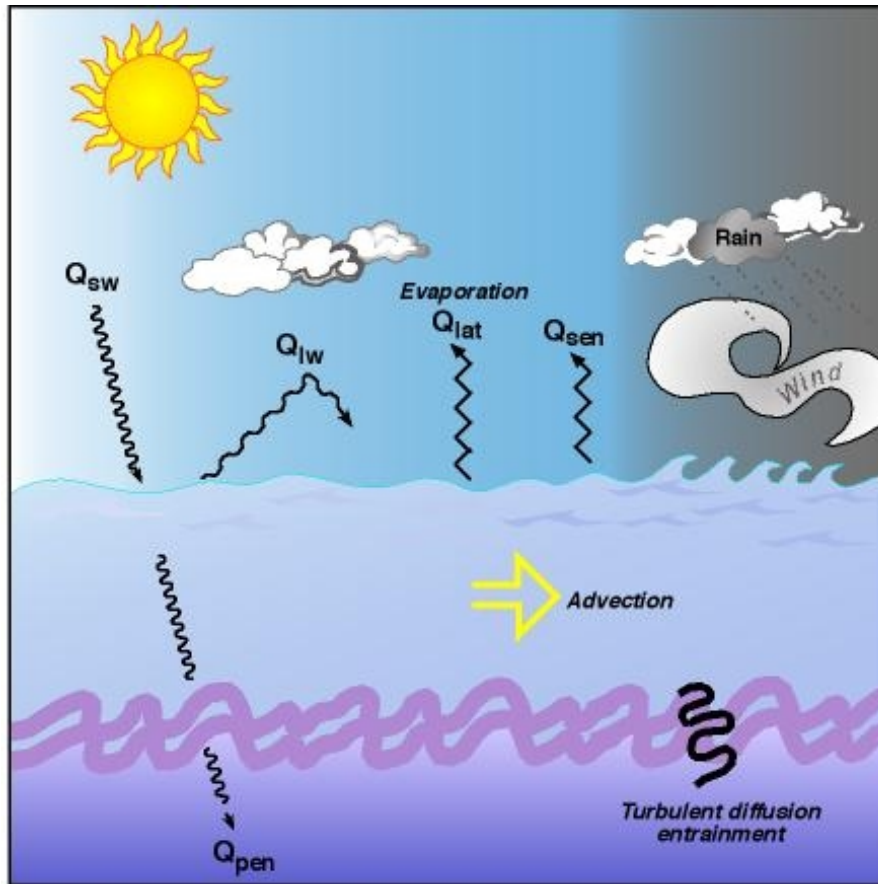


图 6 海气通量交换示意图。风和浮力作用于上层海洋混合层。太阳辐射(Q_{sw})、净长波辐射(Q_{lw})、潜热通量(Q_{lat})和感热通量(Q_{sen})共同形成地表净热通量(Q_0)。 Q_{pen} 是穿透混合层底部的太阳辐射。(Cronin, M. F., and J. Sprintall, 2001)

海气边界层的热通量交换包含：短波辐射、长波辐射、潜热通量和感热通量。海洋和大气通过海气通量相互作用。动量通量(风应力)驱动一般的海洋环流，建立海洋环流和洋流系统，可以在海洋内重新分配热量和特性；海洋上空的水汽通量(蒸发和降水)是维持地球上生命的水源；通过蒸发潜热，这些水汽通量与海气

热通量相联系。海气热通量是海洋影响大气的主要机制。

云对辐射的影响：云既可以阻挡上方的太阳辐射引起表面的降温，又能阻挡下方的长波辐射起到增暖作用。一般认为低云更有效的阻挡太阳辐射，而高云更有效的阻挡地面长波。

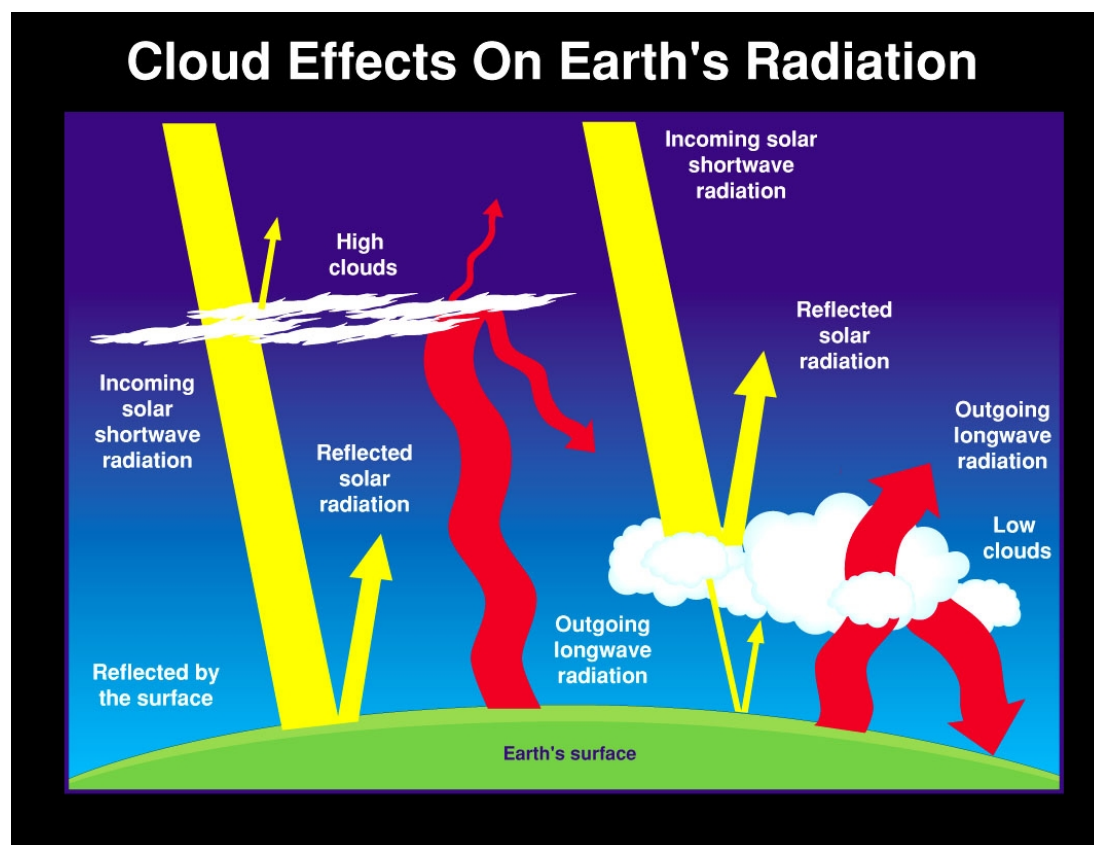


图 7 云对地球辐射的影响(Visible Earth, 2000)

7. 风生海洋环流(均以北半球为例)

(1) 理想条件下的 Ekman 漂流

理想条件:

- 北半球稳定风场、长时间吹;
- 无限广阔、无限深海, 远离海岸;
- 海水密度均匀、海面水平;
- f 平面近似, 即不考虑科氏力随纬度的变化;
- 只考虑由铅直湍流导致的水平湍切应力, 铅直湍流粘滞系数为常数。

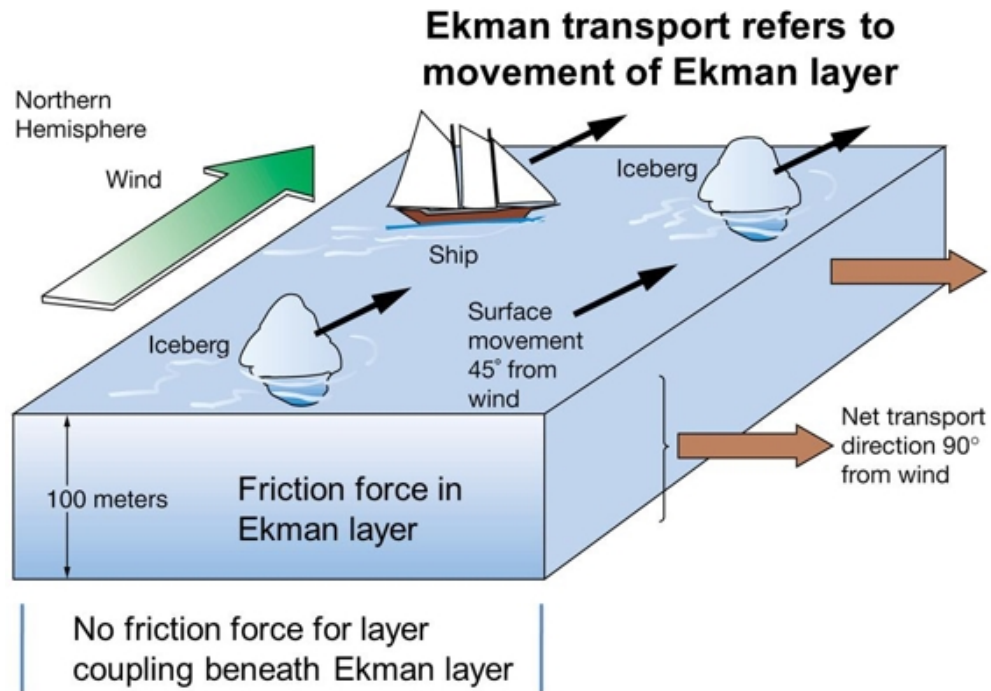


图 8 无限深海 Ekman 漂流示意图

结论：海表面的流向与风向呈 45° 夹角，体积输运方向垂直风向，在北半球向风右侧 90° 输运。

(2) Ekman 抽吸

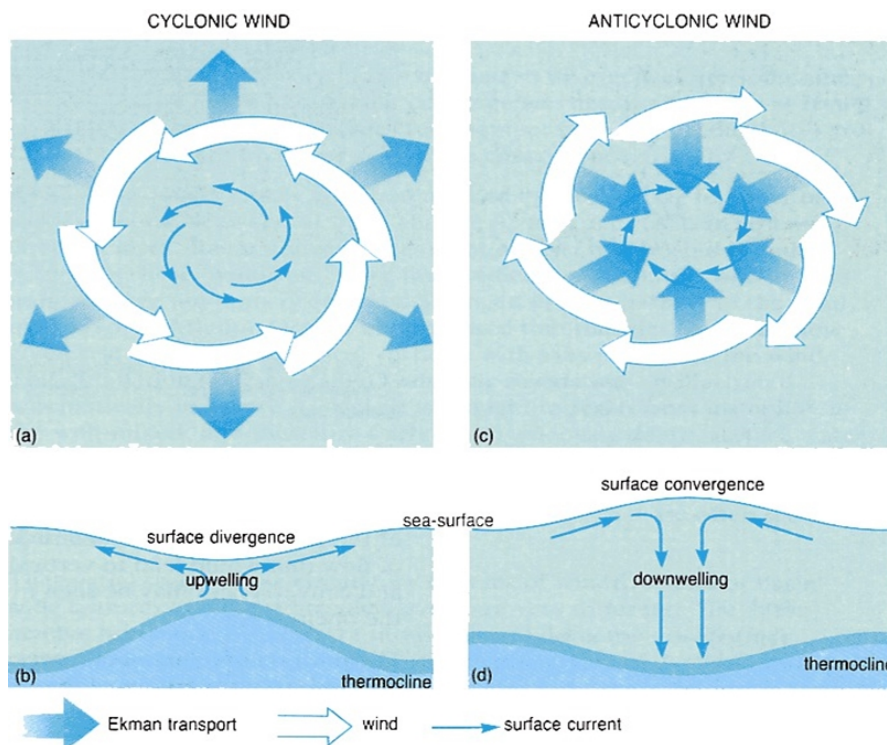


图 9 风场引起的海水运动

有了 Ekman 体积输运的结论，因此，对于气旋性风场驱动的海洋环流，海表面会辐散，引起温跃层上升，引起混合层厚度减弱，而反气旋风场驱动的海洋环流情况恰好相反。

(3) 北太平洋副热带环流

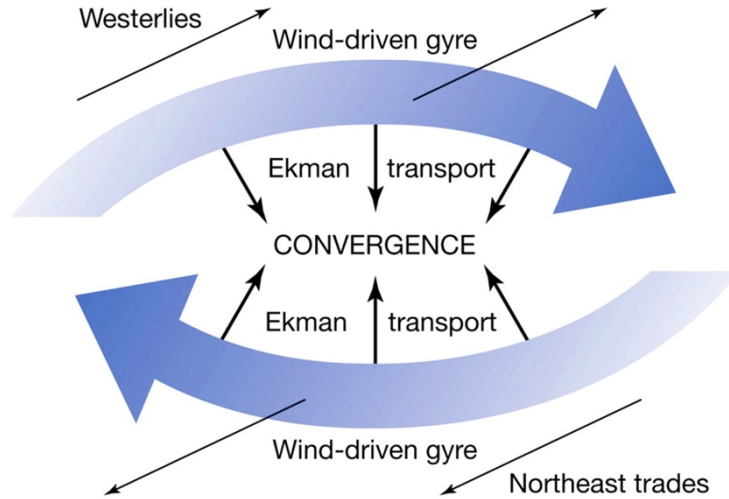


图 11 平均风场驱动的海洋环流

考虑更大尺度风场的驱动，则可形成更大的海洋环流，如北太平洋副热带环流(反气旋式)。

8. 海洋上混合层及其热量平衡关系

Copyright © The McGraw-Hill Companies, Inc. Permission required for reproduction or display.

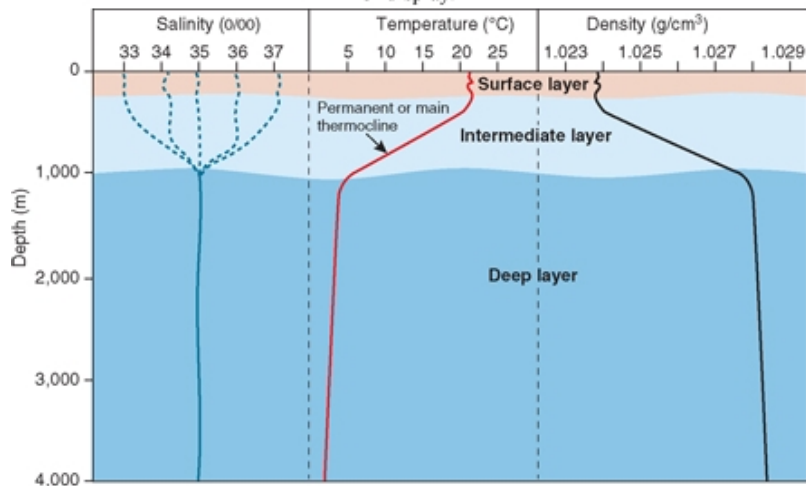


图 12 海洋垂直结构：表层(混合层)—中间层(温跃层)—深层海洋

上层海洋热平衡方程(潘爱军, 2004):

$$\frac{\partial T_m}{\partial t} = \frac{Q_{net}}{\rho_0 c_p h_m} - \mathbf{u}_e \cdot \nabla T_m - \mathbf{u}_g \cdot \nabla T_m - \frac{w_e (T_m - T_d)}{h_m}$$

其中 $Q_{net} = Q_h + Q_e + Q_s + Q_l$ 代表海表净热通量, ρ_0 和 c 分别是海水的密度和比热, h_m 是混合层深度, $\mathbf{u}_e$ 是 Ekman 速度, 由海表风应力矢量 $\boldsymbol{\tau}$ 决定——

$$\mathbf{u}_e = \frac{\boldsymbol{\tau}}{\rho_0 f h_m} \times \mathbf{k}, \quad \mathbf{u}_g \text{ 是表层地转流速, 可由海表高度计算得到——} \mathbf{u}_g = -g \frac{\nabla h}{f} \times \mathbf{k},$$

w_e 是垂直卷夹速度, T_m 是混合层的温度, T_d 是混合层底的水温。方程从左到右的各项为: 温度倾向项, 海表热通量项, Ekman 平流项, 地转平流项和垂直夹卷项。例如, 对于有寒暖流的地方, 平流项是影响混合层温度变化的主要因子。

上层海洋的特殊结构: 障碍层(Barrier Layer)

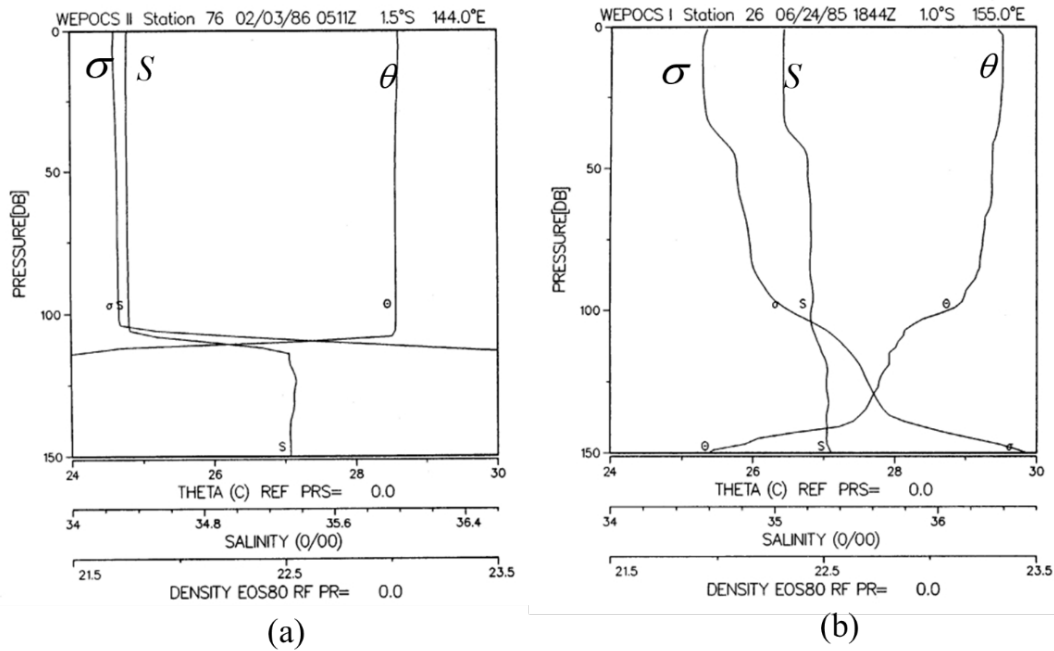


图 13 (a)均匀混合的海洋上层和(b)存在子结构的海洋上层(Lukas and Lindstrom, 1987)

在图(b)中, 温度跃层在 100m, 盐度跃层在 50m 左右, 位势密度有两个跃层。密度第一个跃层与温度跃层之间称为障碍层。当热带气旋经过存在障碍层的海域时, 混合层内的分层和稳定性的增加减少了风暴引起的垂直混合和海表温度的

冷却。这导致从海洋可以释放更多的热量到大气中，从而使热带气旋加强。平均而言，有障碍层的地区热带气旋增强率比没有障碍层的地区高近 50%([K. Balaguru, P. Chang et. al, 2012](#))。

9. 赤道热带大气波动

(1) 赤道大气波动动力学基本框架([Matsuno, 1966](#))

已知线性化的浅水方程组为：

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} - fv + \frac{\partial \Phi}{\partial x} = 0 \\ \frac{\partial v}{\partial t} + fu + \frac{\partial \Phi}{\partial y} = 0 \\ \frac{\partial \Phi}{\partial t} + c^2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \end{cases}$$

β 平面近似是一种线性近似，用数学表达式可写为： $f \approx f_0 + \beta y$ ，在赤道附近，科氏参数 f_0 接近于 0，因此常常采用赤道 β 平面近似，即取 $f \approx \beta y$ 。通过参数

$c = \sqrt{gH}, L = \sqrt{\frac{c}{\beta}}, T = \frac{1}{\sqrt{\beta c}}$ ，将上述方程转化为无量纲方程，如下：

$$\begin{cases} \frac{\partial u^*}{\partial t^*} - y^* v^* + \frac{\partial \Phi^*}{\partial x^*} = 0 \\ \frac{\partial v^*}{\partial t^*} + y^* u^* + \frac{\partial \Phi^*}{\partial y^*} = 0 \\ \frac{\partial \Phi^*}{\partial t^*} + \frac{\partial u^*}{\partial x^*} + \frac{\partial v^*}{\partial y^*} = 0 \end{cases} \xrightarrow{\text{回代}} \begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} - yv + \frac{\partial \Phi}{\partial x} = 0 \\ \frac{\partial v}{\partial t} + yu + \frac{\partial \Phi}{\partial y} = 0 \\ \frac{\partial \Phi}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0 \end{cases}$$

【注】关于在无量纲化是三个特征量参数的表达式的来历，我是这么理解的。首先，在考虑 f 平面的大尺度运动中，有关系式 $\Phi = f_0 UL$ (具体推到参见《动力气象学》资料)，现在我们考虑的是赤道 β 平面近似，所以应该将 f_0 替换成 βL ，从而气压梯度力的量纲关系就变成 $\Phi = \beta UL^2$ ，于是，我们再对方程组做量纲分析，可以得到如下的关系：

$$\begin{cases} \frac{U}{T} = \beta UL \\ \frac{\beta UL^2}{T} = \frac{c^2 U}{L} \end{cases} \Rightarrow \begin{cases} \beta TL = 1 \\ \frac{\beta L^2}{T} = \frac{c^2}{L} \end{cases} \Rightarrow \begin{cases} LT = \frac{1}{\beta} \\ \frac{L}{T} = c \end{cases} \Rightarrow \begin{cases} T = \frac{1}{\sqrt{\beta c}} \\ L = \sqrt{\frac{c}{\beta}} \end{cases}$$

设方程的解为东西向波动解:

$$[u(x, y, t), v(x, y, t), \phi(x, y, t)] = [U(y), V(y), \Phi(y)] e^{i(kx - \omega t)}$$

代入无量纲方程中, 消去 $u(y), \phi(y)$, 得到南北方向的结构方程:

$$\frac{d^2 V}{dy^2} + \left(\omega^2 - k^2 - \frac{k}{\omega} - y^2 \right) V = 0$$

由于考虑的是赤道波动, 所以应该有边界条件: $V \rightarrow 0$, 当 $y \rightarrow \pm\infty$, 上述方程的形式和 [一维线性谐振子定态 Schrödinger 方程](#) 的形式是一样的, 只有当

$\omega^2 - k^2 - \frac{k}{\omega} = 2n + 1 (n = 0, 1, 2, \dots)$ 时, 边界条件才满足, 同时, 这也是赤道大气波

动频散关系的表达式。最后方程的解为 $V(y) = \frac{e^{-y^2/2}}{\sqrt{2^n n! \sqrt{\pi}}} H_n(y)$, 其中 $H_n(y)$ 表

示 n 阶的 *Hermite* 多项式。

根据频散关系, 可以讨论得到如下的赤道波动类型:

① 对于高频的惯性重力波, 有 $\frac{k}{\omega} \rightarrow 0$, 其频散关系为

$$\omega = \pm \sqrt{k^2 + 2n + 1} (n = 1, 2, \dots);$$

② 对于低频的 Rossby 波, 有 $\omega \rightarrow 0$, 频散关系为

$$\omega = -\frac{k}{k^2 + 2n + 1} (n = 1, 2, \dots);$$

③ 当 $n=0$ 时, 直接解方程得到混合罗斯贝重力波的频散关系为 $\omega = \frac{k + \sqrt{k^2 + 4}}{2}$ 。

这里存在有两个根的情况。方程 $\omega^2 - k^2 - \frac{k}{\omega} = 1 \left[\Leftrightarrow (\omega + k)(\omega(\omega - k) - 1) \right]$

有两个根, 分别为 $k = -\omega, k = \omega - \frac{1}{\omega}$, 由于第一个根使得 u 和 ϕ 发散, 所以

取第二个根。将第二个根写成 ω 关于 k 的表达式, 又需要解一个一元二次

方程, 得到 $\omega = \frac{k \pm \sqrt{k^2 + 4}}{2}$, 要保证 $\omega > 0$, 所以取正号(注意这里理解方式

为, 频率 ω 始终大于零, 波数 k 的正负则表示了波动的传播方向);

- ④ 当 $n=-1$ 时, 求解方程可得到 Kelvin 波的频散关系为 $\omega = k$ 。

这些波动的频散图像如下所示。

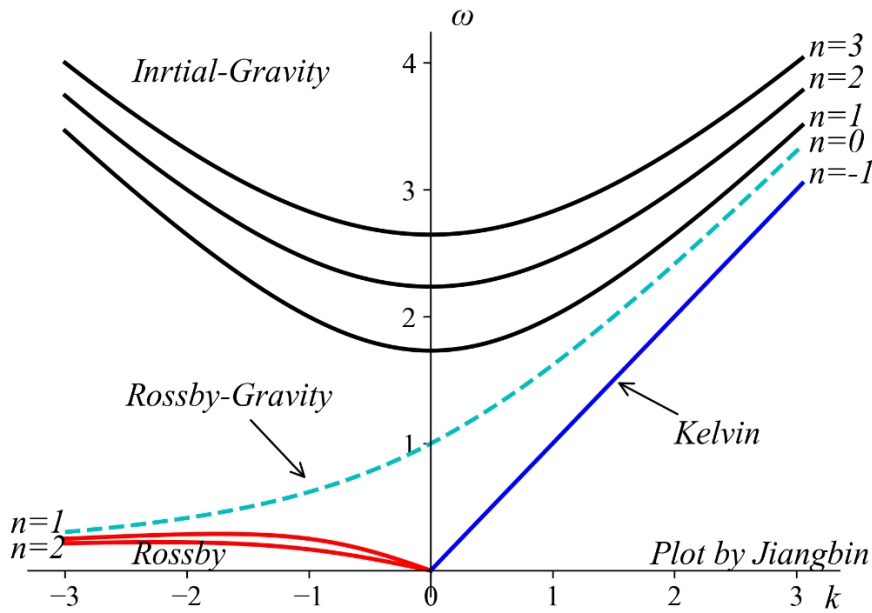
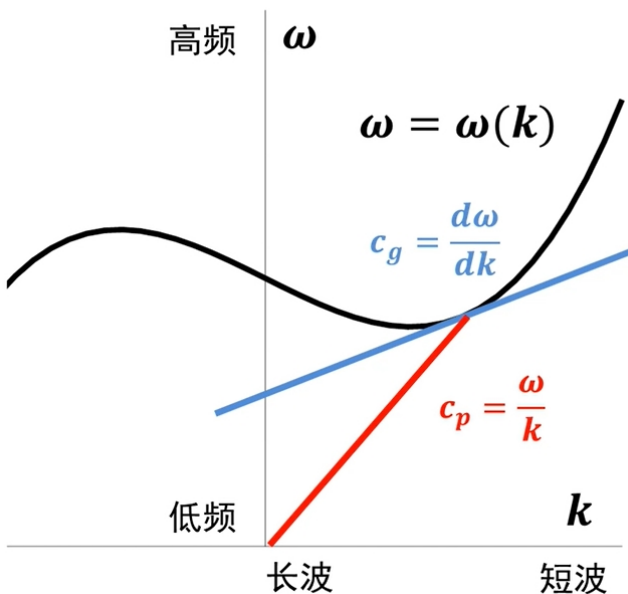


图 14 赤道 β 平面下大气波动系的频散关系

我们从几何的角度来看频散曲线并判断不同的波动的特点。 ω 小表示低频, 较大表示高频, k 越大表示短波, 越小表示长波。根据相速度与群速度的定义,



c 为频散曲线上一点与原点连线的直线的斜率, 而 c_g 表示该点切线的斜率, 当二者相等时有 $c = c_g$ 从而该波动是非频散的(如图15所示)如图14中的Rossby波, 是一种低频波动, 且位相一定西传, 对于长波, 切线几乎经过原点, 近似无频散, 对于短波, 切线大于 0 且不过原点, 所以是频散波, 且能量东传。

图 15 频散关系的几何意义

对 Matsuno 采用线性化浅水方程组及赤道 β 平面近似得出的赤道波动的特点总结如下:

- 惯性重力波: 高频、频散、位相与能量传播同向、东西皆可传;
- Kelvin 波: 无频散、只有东传;
- Rossby 波: 低频、长波近似无频散和西传、短波频散位相西传和能量东传;
- MRG 波(Yanai 波): 位相低频西传高频东传、能量总是东传。

【附注】关于怎么推导出南北向的结构方程的(这里借鉴了张一航同学的思路, 因为本人推导了一个晚上就是差点意思)

首先我们将设的方程的解代入到无量纲方程中得到如下的方程组:

$$\begin{cases} -i\omega U - yV + ik\Phi = 0 & \text{①} \\ -i\omega V + yU + \Phi' = 0 & \text{② (这里的'均表示对 } y \text{ 求导数)} \\ -i\omega\Phi + ikU + V' = 0 & \text{③} \end{cases}$$

③ $\times k$ +① $\times\omega$ 得

$$\begin{cases} -i\omega^2 U - y\omega V + ik\omega\Phi = 0 \\ -ik\omega\Phi + ik^2 U + kV' = 0 \end{cases} \xrightarrow{+} kV' - y\omega V + i(k^2 - \omega^2)U = 0 \quad \text{④}$$

① $\times k$ -② $\times(i\omega)$ 得

$$\begin{cases} -i\omega U' - V - yV' + ik\Phi' = 0 \\ k\omega V + iykU + ik\Phi' = 0 \end{cases} \xrightarrow{-} yV' + (1 + k\omega)V + i(ykU + \omega U') = 0 \quad \text{⑤}$$

③ $\times k$ +② $\times(i\omega)$ 得

$$\begin{cases} -i\omega\Phi' + ikU' + V'' = 0 \\ \omega^2 V + iy\omega U + i\omega\Phi' = 0 \end{cases} \xrightarrow{+} V'' + \omega^2 V + i(y\omega U + kU') = 0 \quad \text{⑦}$$

⑤ $\times k$ -④ $\times y$ 得

$$\begin{cases} kyV' + (k + k^2\omega)V + i(yk^2U + k\omega U') = 0 \\ kyV' - y^2\omega V + iy(k^2 - \omega^2)U = 0 \end{cases} \xrightarrow{-} (k + k^2\omega + y^2\omega)V + i(k\omega U' + y\omega^2 U) = 0 \quad \text{⑧}$$

⑦ $\times\omega$ -⑧ $\div\omega$ 得

$$\frac{d^2 V}{dy^2} + \left(\omega^2 - k^2 - \frac{k}{\omega} - y^2 \right) V = 0$$

推导完毕！

(2) 赤道波系存在的验证

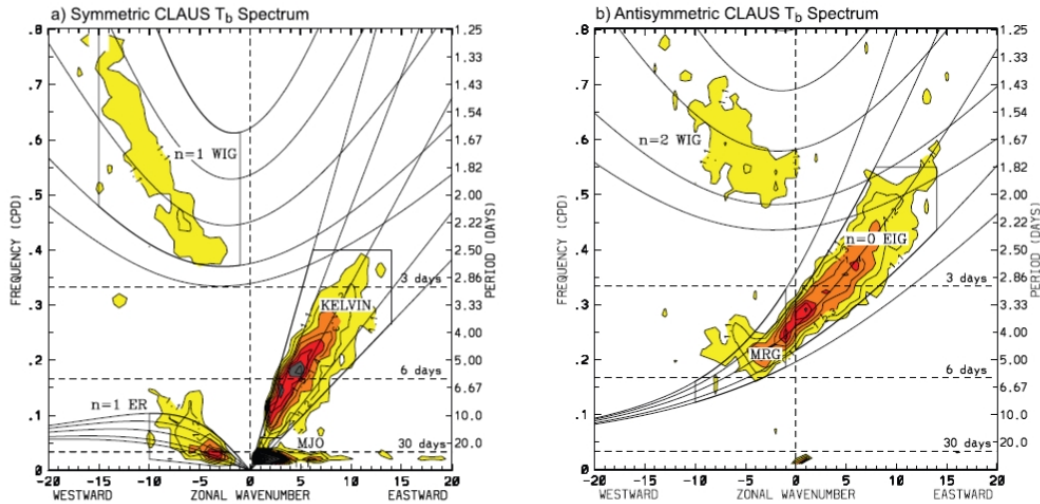


图 16 全球亮温的频率-波数功率谱图(Kiladis, 2009)

图 16 是全球亮温数据经过滤波后得到的 $\omega-k$ 填色图，填色部分是通过 $\alpha = 0.05$ 的显著性水平检验。图(a)是对称(Symmetric)分量，图(b)是反对称(Antisymmetric)分量。可以看到，填色区域基本落在 Matsuno 所预言的位置(图中不同的曲线表示不同的深度，即浅水方程中的 Φ)。

【注】这里如何理解对称与反对称分量？

前面通过线性化浅水方程推导得到了赤道波系的南北结构方程，这个方程有一个特点，那就是关于南北是对称的，即把 $y \rightarrow -y$ ，方程依然成立，也就是说 $f(y)$ 是方程的解，那么 $f(-y)$ 也是方程的解。对于一个定义域关于原点对称的函数，它总可以写成一个奇函数和偶函数的和，所以南北结构方程的解可以写为：

$$f(y) = \underbrace{\frac{1}{2}[f(y) + f(-y)]}_{\text{偶函数, 南北纬相加平均对称部分}} + \underbrace{\frac{1}{2}[f(y) - f(-y)]}_{\text{奇函数, 南北纬相减平均反对称部分}}$$

(3) 赤道波动实例分析(Kiladis, 2009)

① 赤道 Kelvin 波——“右界左减”

取 $v \equiv 0$ (半地转近似)，无量纲浅水方程化为

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial \Phi}{\partial x} = 0 \\ yu + \frac{\partial \Phi}{\partial y} = 0 \\ \frac{\partial \Phi}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \end{cases}$$

经过消元后得到一维波动方程 $\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} - \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = 0$ ，其通解为 $u(x, t) = F(x \pm t)e^{\pm \frac{y^2}{2}}$ ，

注意到取正号的时候(表示西传的波动，类似于对称轴的平移——“左加右减”)，

解是发散的，所以只能方程的解只能是 $u(x, t) = F(x - t)e^{-\frac{y^2}{2}}$ 。

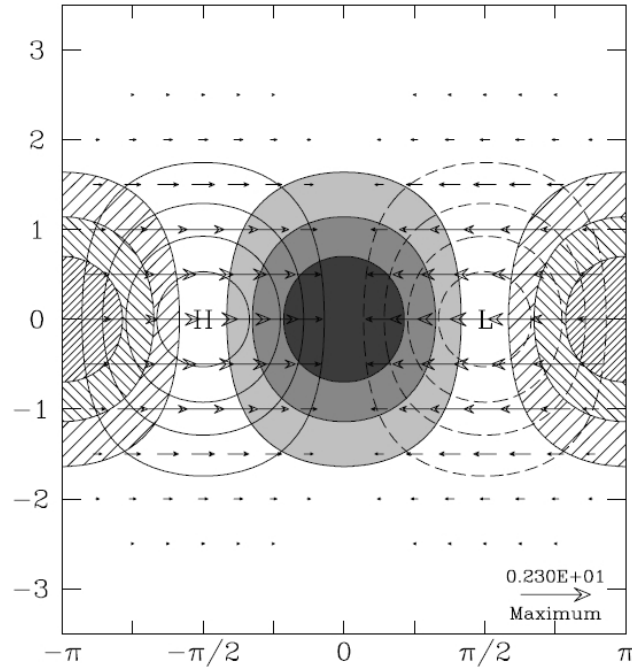


图 17 Kelvin 波的概念模型图，矢量为风场，等值线为位势高度，填色表示散度 (Kiladis, 2009)

从图 17 可以看出 Kelvin 波的特点：没有 v 风，关于赤道是对称的，从赤道向两极风速(位势高度)减小。根据白贝罗定律，东风在赤道处对应的是高压，西风在赤道出对应的是低压。因此，在东西风之间是辐合，下一个时刻位势高度要增大，体现为原来的高压向东移动了。

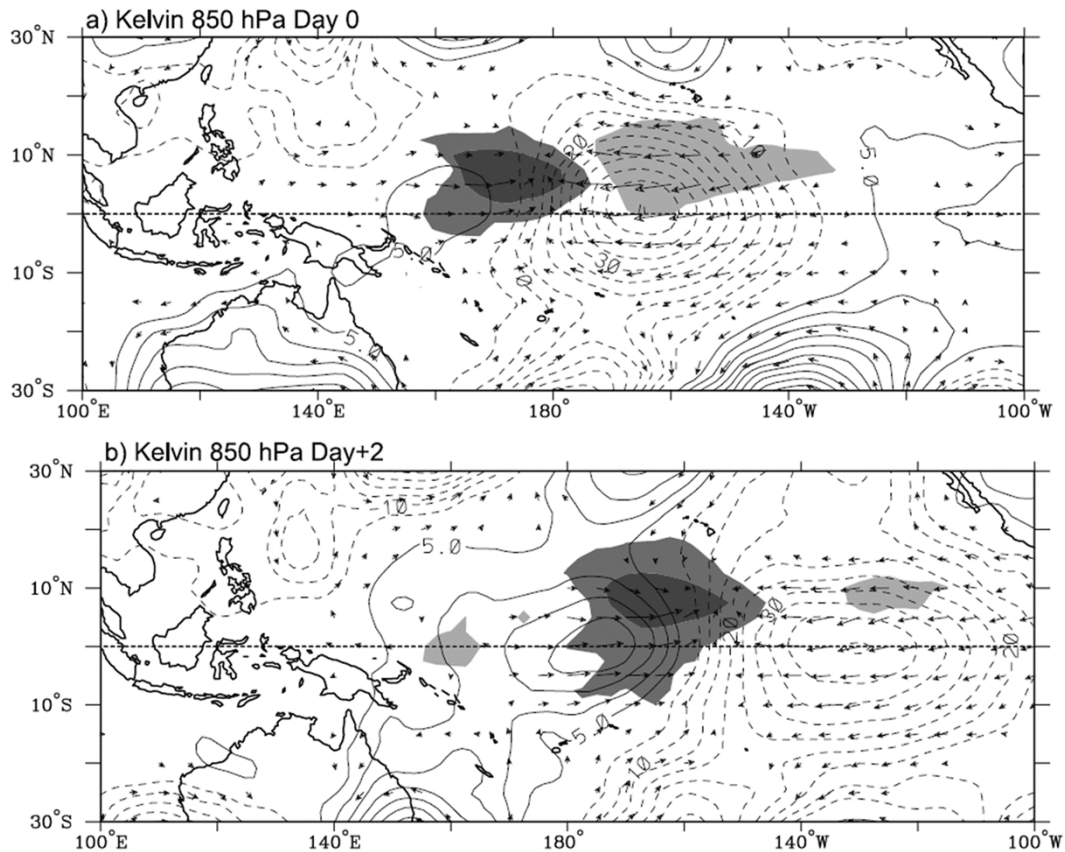


图 18 实际观测中的 Kelvin 波

② Rossby 长波

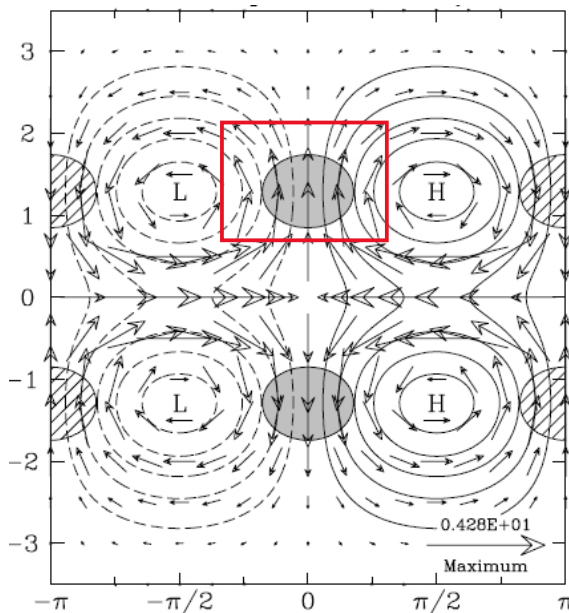


图 19 Rossby 长波概念模型图

罗斯贝长波的特点:

- (1) 关于赤道对称;
- (2) 风沿着等压线吹, 近似满足地转关系, 以旋转过程为主。

根据地转风的表达式可以知道, 风速与气压梯度成正比, 与 f 成反比。不妨假设气压梯度无差别, 那么在高低压的南侧, f 小, 因此风速大, 北侧则相反, 因此造成了高低压之间的区域(红色框)输入的质量多于输出的质量, 体现为辐合, 下一时刻位势高度增大, 即高压西移。

③ 其他波动的概念模型图

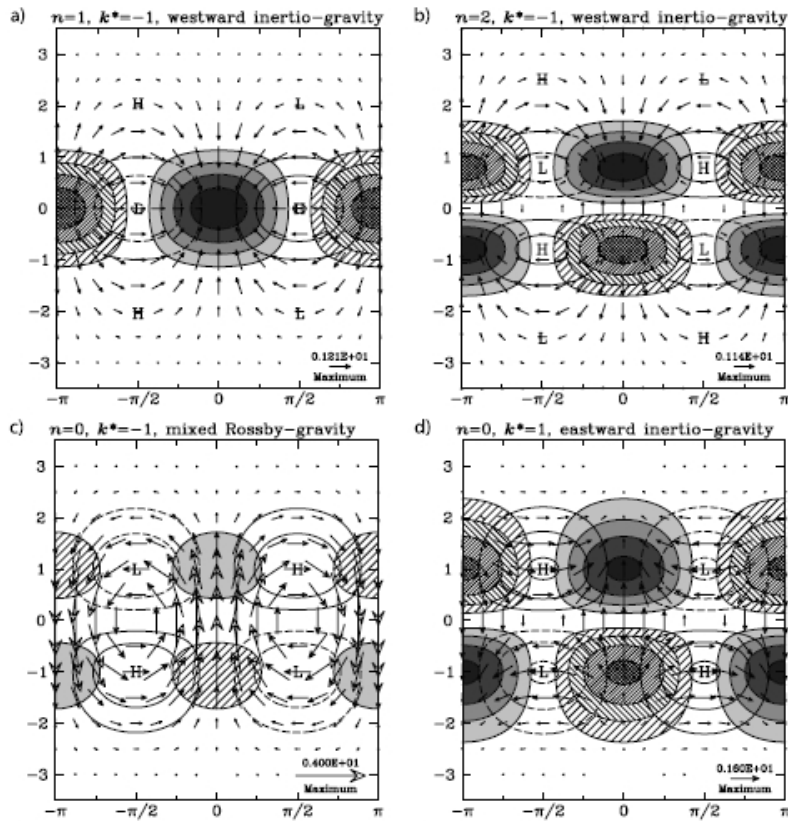


图 20 惯性重力波、MRG 波的传播图像模型

- **Kelvin 波**：东传(热源东侧)、辐合辐散明显；关于赤道对称、被赤道捕获；没有 v 风异常； U 和 ϕ 同位相西传(热源西侧)、低频波动。
- **Rossby 波**：西传(热源西侧)、低频波动；北半球热源：气旋中心在热源西北侧，最强西南风在热源西南侧；风压场准地转关系；旋转特征明显；主要位于赤道外的热带地区。
- **MRG 波**：赤道上 v 风异常明显；赤道附近的顺时针/逆时针环流。

#赤道波系除了解出来的以外，还有 TD 波、MJO。

10. Gill(1980)定常响应

Gill 给出的基本假设：

- ◆ 一阶斜压模，高低层环流反位相，大气层顶刚盖
- ◆ 静止基本态下对于给定(中层)热源的定常响应
- ◆ 强迫运动足够弱，线性动力学能够适用(叠加)

- ◆ 线性阻尼(瑞利摩擦、牛顿冷却)且系数一样(因为不考虑阻尼作用一直加热会导致系统崩溃)
- ◆ 长波近似(滤去惯性重力波、MRG 波、短 Rossby 波)

具体的推导可以点击前面“1980”的超链接的论文，这里给出 Gill 模型的一个结果：

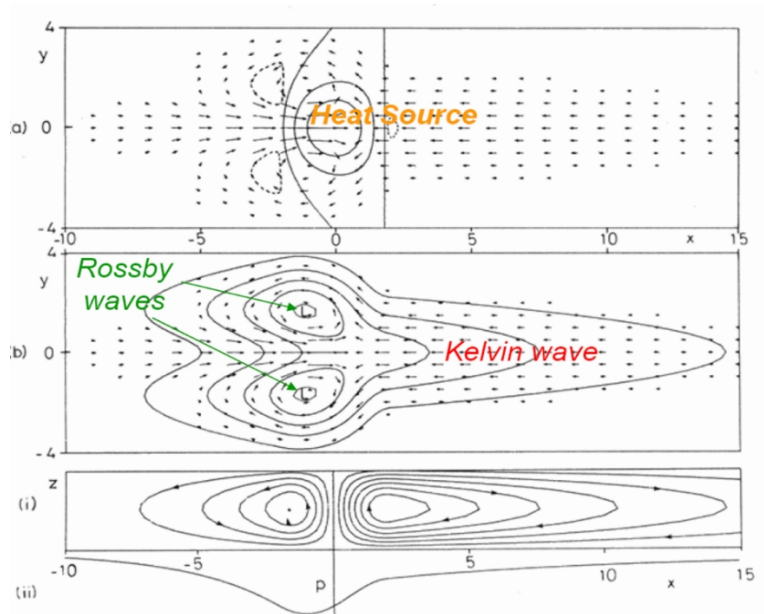


图 21 赤道对称热源所激发的定常响应

- 响应范围>>加热区域，波动把信号传播走了；
- 由于阻尼的作用，信号随着距离增加而衰减；
- Kelvin 波波速~3 倍的 Rossby 波波速，距离也是；
- 赤道上，Rossby 波西风比 Kelvin 波东风更强。

▲ Matsuno-Gill Model 小结

$$\begin{cases} \frac{\partial V}{\partial t} + \beta y k \times V + \nabla \Phi = -\varepsilon V \\ \frac{\partial \Phi}{\partial t} + c^2 \nabla \cdot V = -Q - \varepsilon \Phi \end{cases}$$

Matsuno(1960)
Gill(1980)

ε (阻尼系数) = $Q = 0$
 $\frac{\partial}{\partial t} = 0, Q$ is given

但是 Gill 没有给出非绝热加热 Q 的取法

不同热源取法可参考：<https://www.doc88.com/p-9468736312558.html>

11. 东太冷池和西太暖池的形成——Bjerknes 正反馈机制

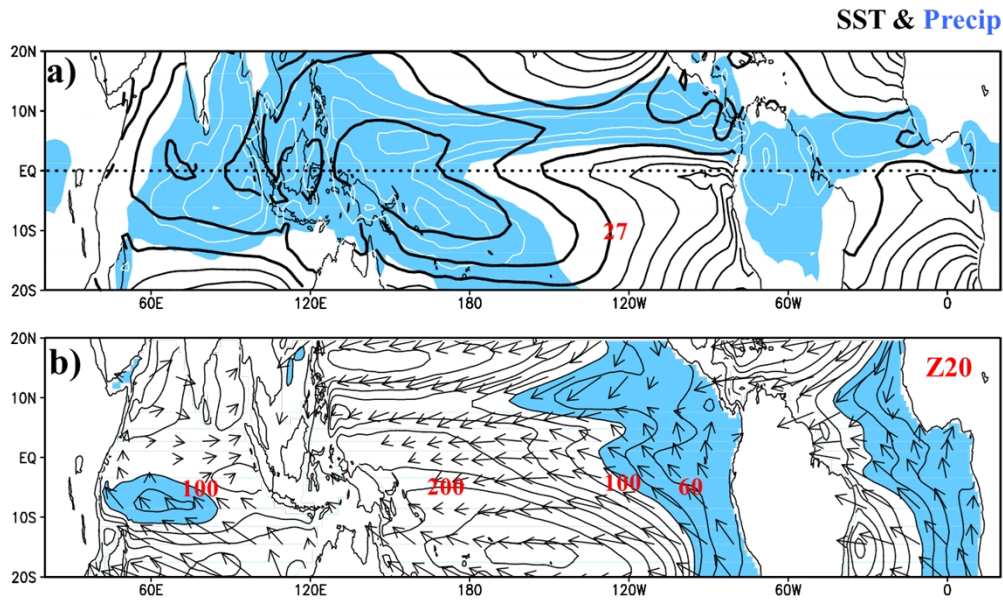
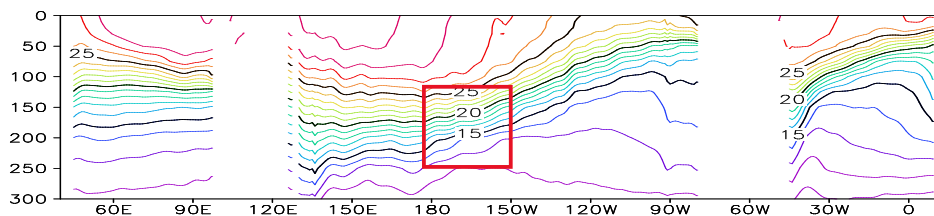


图 22 赤道太平洋 a) SST(等值线)、降水(填色); b) Z20(填色)的分布

- 赤道太平洋西侧海温高于东侧，降水也是如此；
- Z20 等深线在西侧大于东侧。

▲ Z20 代表什么含义？



Z20 表示 20°C 等温线的深度，如上图，它大致代表温跃层的深度。

Bjerknes 正反馈机制：赤道偏东信风引起表层暖水向西输送→低层海水上翻，东侧温跃层抬升→海表面温度低、干燥、降水少→东西温度梯度加大，信风增强，继续引起海水向西输送，从而形成一个正反馈循环。在赤道西太，暖水的堆积造成了温跃层的加深，温跃层更“倾斜”了。正反馈机制在气候态条件下可以维持东西温度梯度的存在。

显然，这样的正反馈不可能一直存在，观测表明，当暖池的海水温度>29.5°C时，这个正反馈机制就失效了，也就是说东西温度梯度不会一直加大(或者说西侧海水温度不可能无限升高)。可能原因：(1) 海温升高，释放的热量和水汽也增多；(2) 海温越高，对流活动也越旺盛，海洋接收到的太阳辐射也减少。

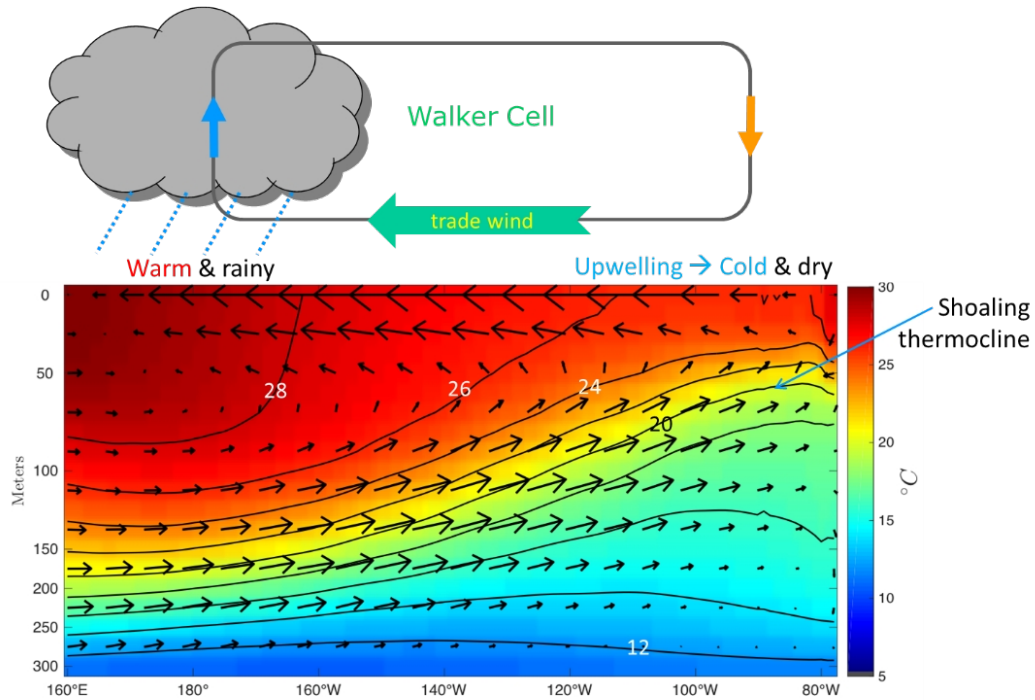


图 24 海水温度和流速的剖面图及 Walker 环流示意图

12. 气候态下热带辐合带(Intertropical Convergence Zone, ITCZ)位于北半球(平均位置在 7°N)的几种机制

(1) 风-蒸发-海表温度正反馈(Wind-Evaporation-SST Feedback, **WES**)

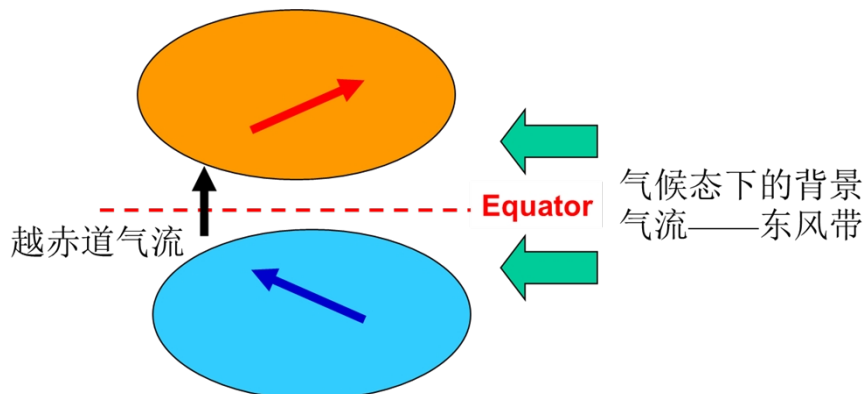
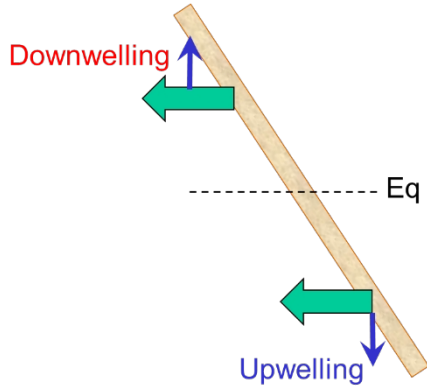


图 25 WES 机制示意图(谢尚平教授 1994 年提出)

如上图所示，赤道地区气候态背景风场为东风，由于赤道附近北半球陆地比南半球多，从而产生了热力性质差异，形成了跨赤道的南风，那么当气流进入北半球，在科氏力的作用下“右拐”，变成西南风，起到削弱背景风的作用；而在南半球，在科氏力的作用下“左拐”，变成东南风，起到加强背景风的作用。这样，北半球的实际风速小于南半球，从而北半球蒸发较弱，海温比南半球高，有

利于 ITCZ 落在北半球。

(2) “美洲大陆的岸界倾斜”



在赤道东风背景下，海水产生 Ekman 输送，在北半球，海水沿东风右侧输送，南半球则相反。但是由于美洲大陆的西北-东南向倾斜，北半球的海水输送被阻挡，形成辐聚，产生下沉运动，有利于暖海温的维持；在南半球，海水运输不受地形阻挡，从而冷海水上升，这样，形成了南冷北暖的海温不对称。

(3) 上升流-风-海表温度正反馈(Upwelling-Wind-SST Feedback, UWS)

越赤道的南风引起海水向北运动，赤道以南东边界处，上升流增强，冷水上升增强，SST 减小；海水在赤道北部堆积、下沉，导致赤道北部温跃层增厚，SST 增大。南北方向的 SST 梯度会进一步增强越赤道风，形成正反馈机制。

(4) 低云-海表温度正反馈(Low Cloud-SST Feedback)

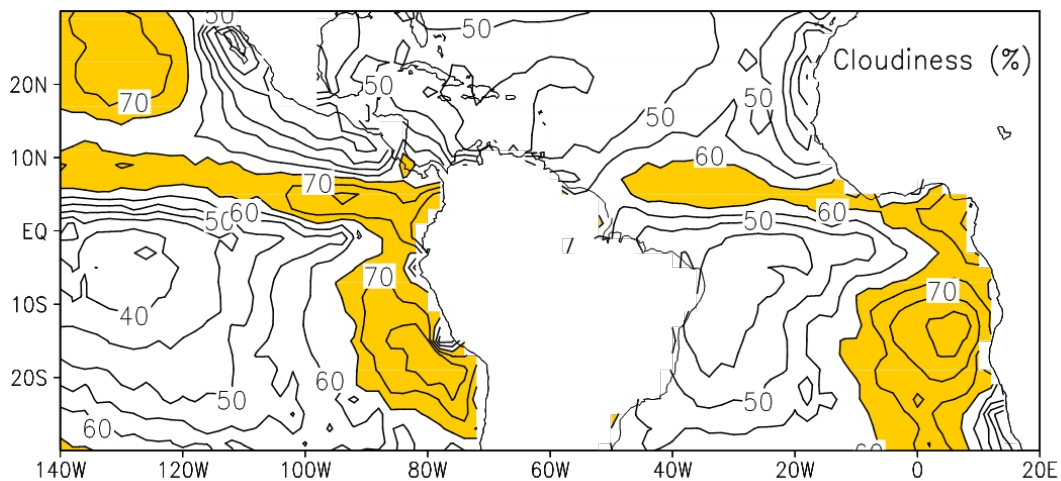


图 26 赤道海洋上空云量年平均分布

图 26 中的填色部分表明了云量的高值区——主要出现在大洋的东边界，又以南半球最明显。这些云主要是低云，其中层云和层积云是低云的两种主要类型，

共覆盖地球表面的 30%，对太阳辐射有较好的反射作用。两者都是薄的边界层云，在大规模下沉和对流层低层强静力稳定的条件下经常出现(R Wood, 2015)。

在南半球大洋的东边界，主要是离岸流，海温较低，有利于形成上暖下冷的稳定层结，海洋的冷却传递给低层大气后，空气水汽凝结形成低云，而低云能反射较多的太阳短波辐射，使得海表面温度继续降低，形成正反馈。

13. ENSO (El Niño-Southern Oscillation)

(1) 厄尔尼诺(El Nino) & 拉尼娜(La Nina)

- **El Nino**: 在西班牙语中是“圣婴”之意，指赤道中东太平洋的海水异常增暖现象，是一个暖水事件；
- **La Nina**: 在西班牙语中是“小女孩”的意思，指赤道太平洋东部和中部海表温度大范围持续异常变冷的现象，是一个冷水事件。

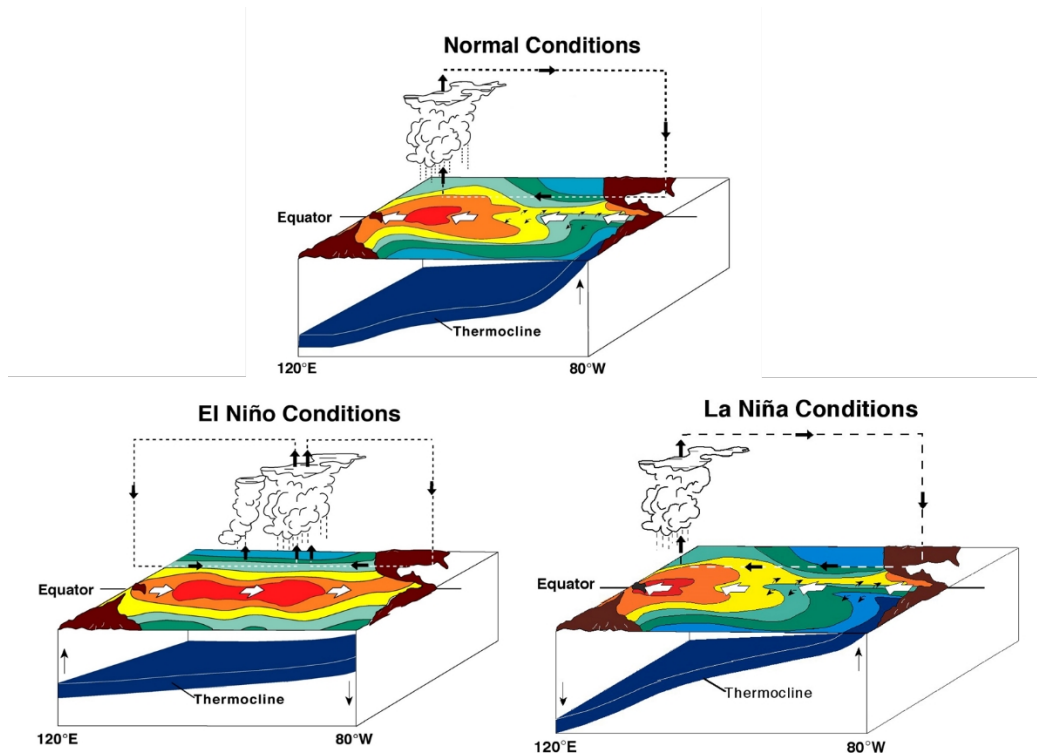


图 27 正常情况、El Niño 情况以及 La Niña 情况的概念模型图(来源: [NOAA PMEL](#))

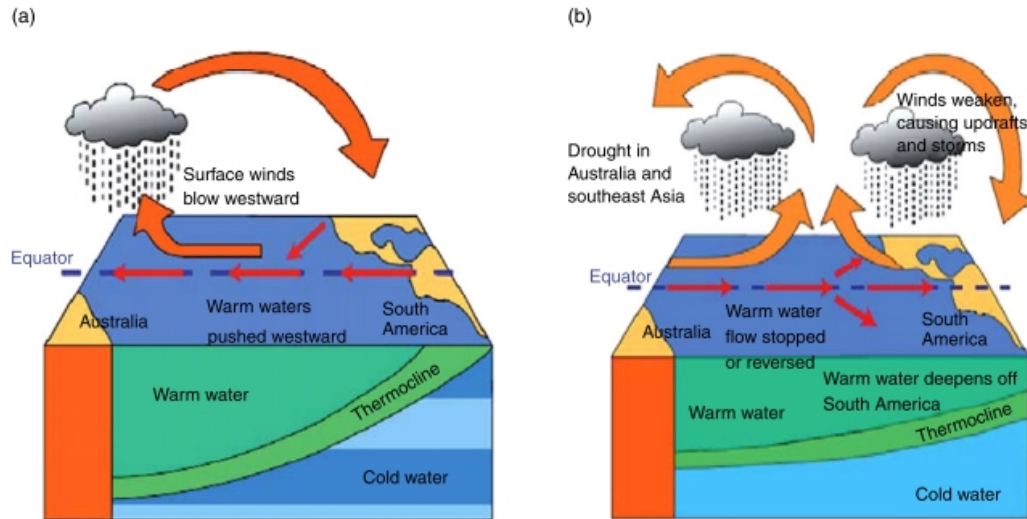


图 28 La Niña (a)和 El Niño (b)发生时的大气和海洋环流模式(Anderson, 2008)

El Nino 和 La Nina 主要表现为赤道中、东太平洋 SST 的变化，通常用一些区域平均 SST 异常来刻画，称为尼诺指数(Nino Index)。将 160° E 以东的赤道太平洋分成四个区，分别是 Nino 1+2 区($0-10^{\circ}$ S, 90° W- 80° W)、Nino 3 区(5° N- 5° S, 150° W- 90° W)、**Nino 3.4 区(5° N- 5° S, 150° W- 90° W)**和 Nino 4 区(5° N- 5° S, 160° E- 150° W)。

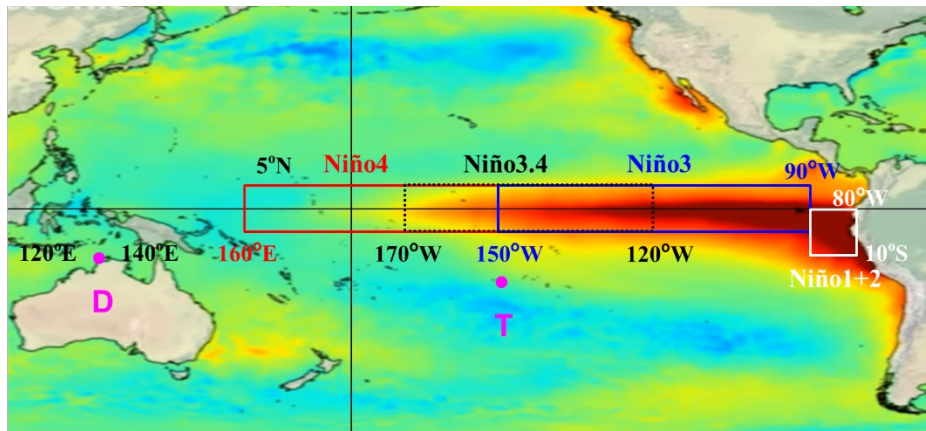


图 29 各 Nino 指数的海区分布情况

NOAA 定义，与多年平均相比，连续三个月 Nino3.4 区的平均 SST：**增大 0.5° C 以上，即认为发生 El Nino 事件；减小 0.5° C 以上，即认为发生 La Nina 事件。**

(2) 南方涛动(Southern Oscillation, SO)

南方涛动是指发生在东南太平洋与印度洋及印尼地区之间的反相气压振动。

【小故事】19~20 世纪之交，数学家 Gilbert Walker 负责印度天文台。1924 年他退休返回英国后，先是致力于印度季风活动预测，后又注意到跨越印度洋和太平洋的海平面气压变化，利用澳洲的达尔文，赤道中太平洋的坎顿岛，智利的圣地亚哥等台站的观测资料，Walker 发现印度洋和太平洋的海平面气压的空间分布，呈现一种“跷跷板”的关系。1924 年，他将这种气压变化形式命名为南方涛动（SO——Southern Oscillation）。

SO 的强弱，一般用塔西提岛($148^{\circ} 05'W$, $17^{\circ} 53'S$)和达尔文($130^{\circ} 59'E$, $12^{\circ} 20'S$)两个观测站的海平面气压之差来表示，即南方涛动指数(SOI, $SOI = Tahiti_{SLP} - Darwin_{SLP}$)。SOI 为负数，对应 El Nino 事件；反之，SOI 为正数，则对应 La Nina 事件。

SOI 代表了东西方向上两个作用中心之间的气压梯度。当 SOI 为正，即强指数时，东西方向上气压梯度大，热带西太平洋和东印度洋的低压与东南太平洋的高压都比较强，此时南太平洋有较强的东南信风和赤道东风。反之，SOI 为负时，南太平洋东南信风减弱，赤道东风也减弱，甚至出现西风。

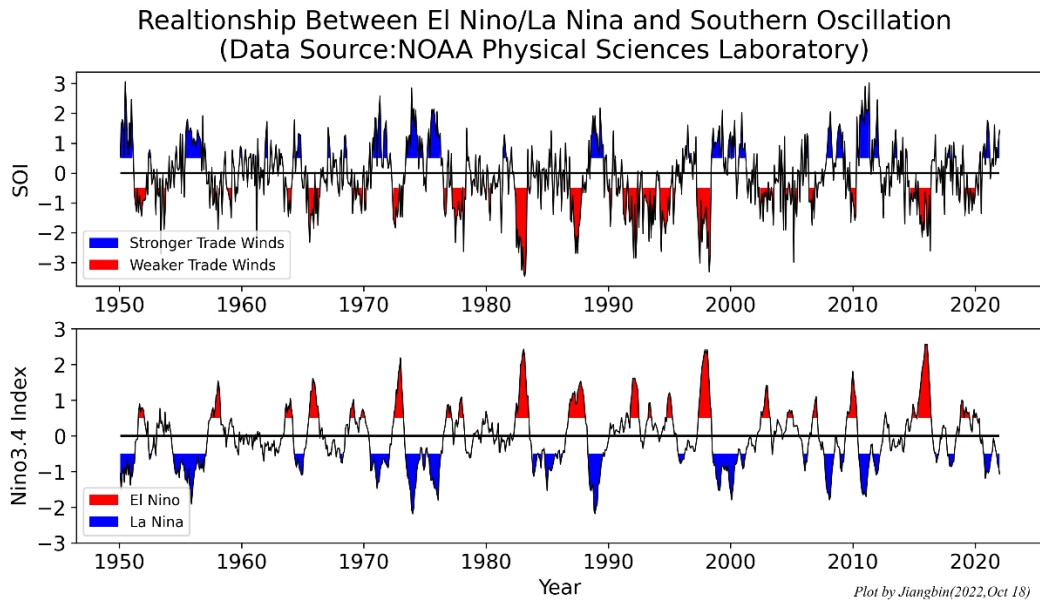


图 30 Nino3.4 指数与 SOI 指数的关系

(3) ENSO

El Nino 是发生在海洋中的现象，SO 是发生在大气中的现象，而 Walker 环流反映了海洋和大气的相互作用的密切关系。实际上 El Nino 现象与 SO 是热带太

平洋年际变化的不同表现形式，是一个事件的两个不同侧面，因此统称为 ENSO。ENSO 具有 2-7 年的准周期，存在中性、暖性(正)、冷性(负)3 个相位，这种冷暖位相之间振荡被称为 ENSO 循环。

14. ENSO 循环机制

ENSO 并不是一个个孤立的暖事件或者冷事件，而是一个不需要任何外界强迫，并且由海气相互作用可以自我维持振荡的循环过程。认识 ENSO 的物理机制，必须把它当作以完整的循环过程来研究。

Bjerknes 提出了 Walker 环流的概念，把 SO 和 El Nino 联系在一起，指出 ENSO 是海气相互作用的结果 (Bjerknes 正反馈机制)。但是没有说明海气相互作用的具体过程，以及 ENSO 是如何循环起来的。

(1) 延迟振子(Delayed Oscillator)理论

El Nino 发展时期，赤道中东太平洋出现东风减弱，同时东太平洋的 SST 正异常可以引起异常的西风扰动，会激发出沿着赤道向东传的下沉 Kelvin 波(Equatorial Kelvin Wave)和在赤道两侧向西传播的上翻 Rossby 波(Off-equatorial Rossby Wave)。

【注】波动本身不携带冷暖信号，而是根据它对温跃层的作用来间接判断其热力性质。下沉信号可以理解为：波动到达的区域会使海水升温，从而引起温跃层加深(downwelling)；上翻信号相反，引起温跃层变浅(upwelling)。那么如何判断风场异常激发的 Kelvin 波/Rossby 波携带的热力信号呢？由于海洋中的波动很复杂，这里只给出记忆的小技巧：激发的波动如果在风场的下游携带的是暖信号，在上游激发的则是冷信号。

Kelvin 波的波速是 Rossby 波的 3 倍，因此，东传的下沉 Kelvin 波会率先到达赤道东太平洋，使其 SST 进一步增大。同时，Kelvin 波遇到岸界后发生反射，成为携带下沉信号 Rossby 波(反射不会改变波动对温跃层的作用性质)西传。

当向西传的上翻 Rossby 波到达大洋的西边界时，同样反射成为携带上翻信号的 Kelvin 波向东传播，它会抵消或改变海面暖信号的作用，引起 SST 降低，

最终结束 El Nino 事件，之后再通过 Bjerknes 正反馈机制，形成 La Nina 事件。

之所以称该理论为延迟振子，是因为 Rossby 波落后于 Kelvin 波的传播，从而引起赤道太平洋东西温跃层起伏的动力过程在时间上的不对称，给了 El Niño 发展的机会。

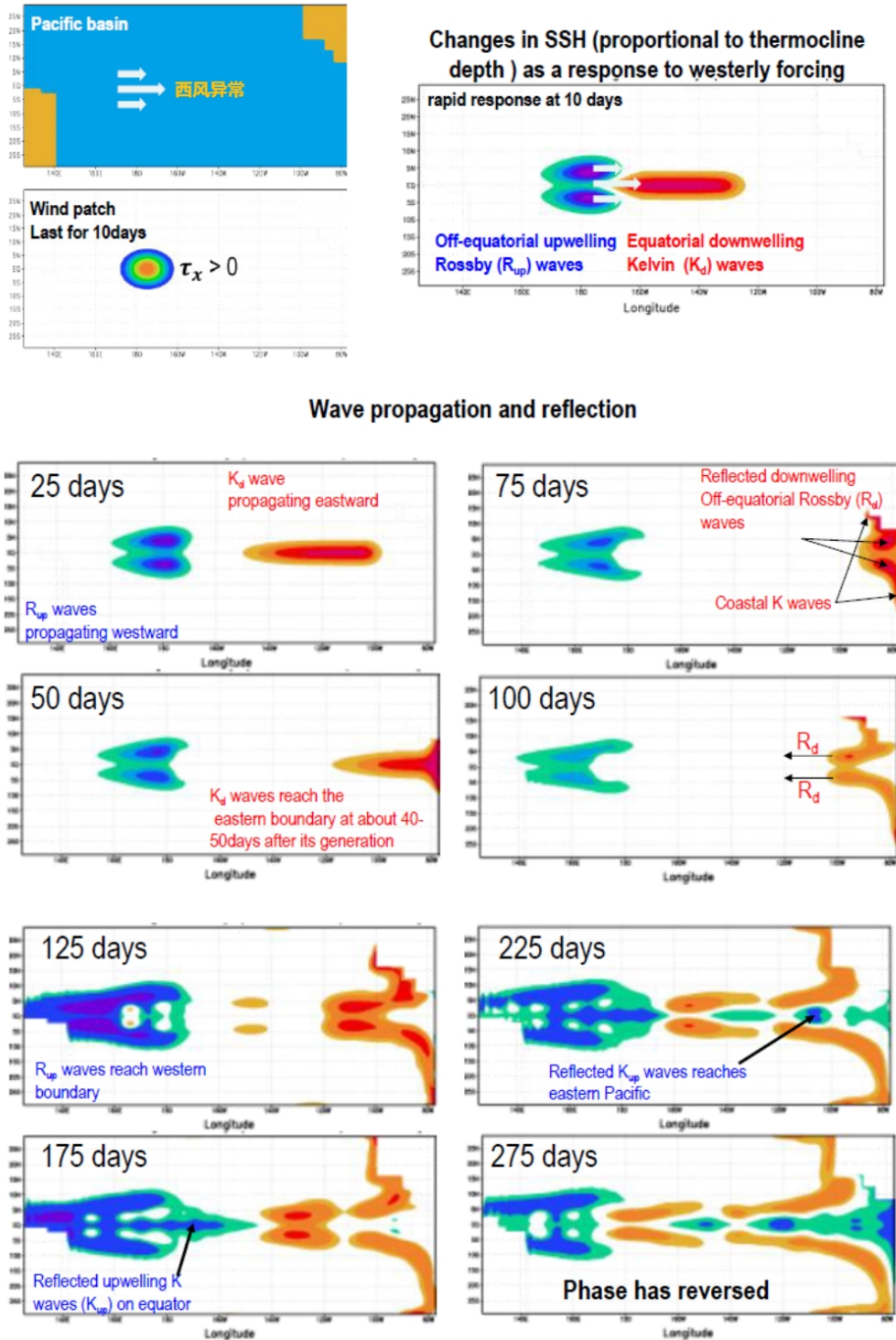


图 31 模拟西风异常激发的 Kelvin 波与 Rossby 波的传播

▲ Delayed Oscillator 理论的主要缺陷

- 如果西风异常出现在西太，则西传的 Rossby 波很快在西岸反射，不利于制造两种波到达东岸的时间差；
- 要求 Rossby 波在西边界反射，但实际上西边界并不是刚壁；
- 并不一定在每一次 El Nino 事件都能观测到完整的 Kelvin 波和 Rossby 波传播过程。

(2) 充放电振子(Recharge Oscillator)理论(金飞飞提出)

Wyrтки(1975)提出的“信风张弛”理论: 在 El Nino 发生之前, 东风异常增强(这可能和之前的 La Nina 有关系), 这就导致大量暖水在西太地区堆积, 海平面异常升高。当东风减弱(出现西风异常)时, 暖水回流至东太使 SST 升高, 形成 El Nino(或者东风增强, 结束 El Nino)。

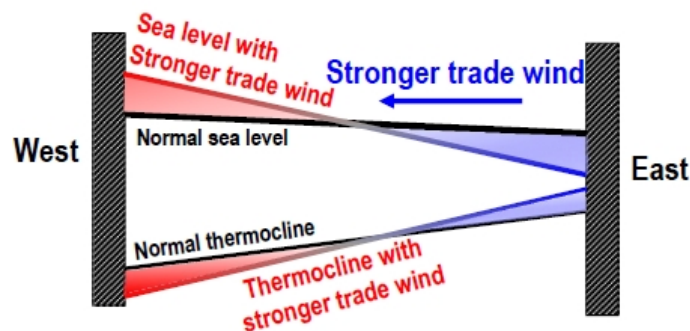


图 32 Wyrтки's 信风张弛理论的概念模型图

Wyrтки 当时发现, 在 ENSO 暖事件之前, 热带太平洋的体积趋向于逐渐增加, 然后在事件过程中急剧减少。由此, 他推断 ENSO 变暖事件将热带太平洋的温暖海水“冲刷”到高纬度地区。

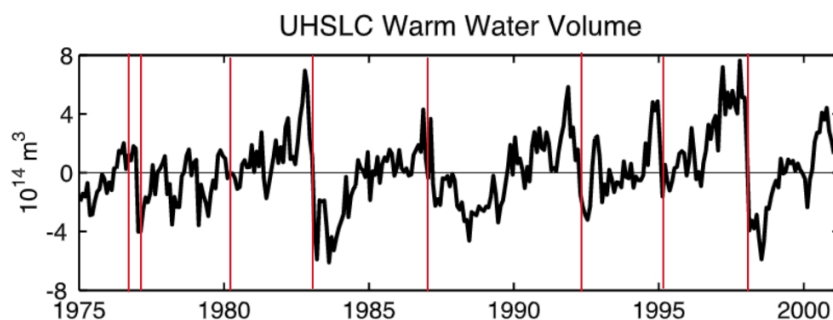


图 33 15° S 和 15° N 之间暖水体积变化的时间序列图[根据夏威夷大学海平面中心 (University of Hawaii Sea Level Center, UHSLC)利用热带太平洋潮汐计记录计计算]

[Holland and Mitchum \(2003\)](#)

那么这种西风异常怎么产生呢？比如有：(1)西风爆发(Westerly Wind Burst, WWB); (2)季节内振荡 MJO; (3)台风(南侧为西风)，等等。

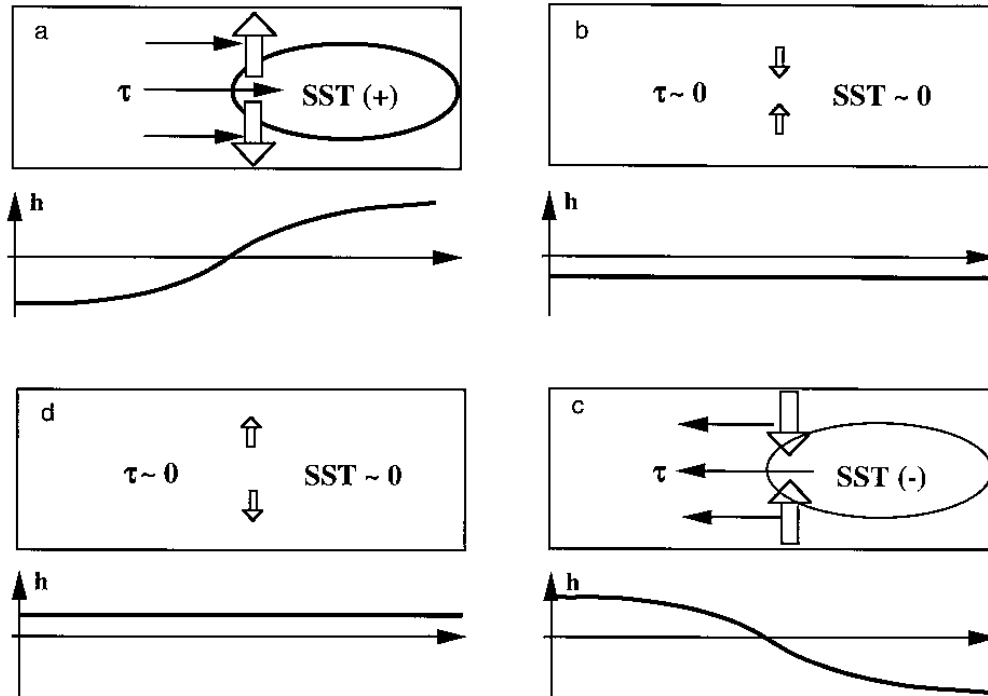


图 34 Recharge Oscillator 理论的概念模型图。(a)暖位相(“放电”状态); (b)暖位相到冷位相的过渡; (c)冷位相(“充电”状态); (d)冷位相到暖位相的过渡。矩形框代表赤道太平洋海盆, 椭圆圈代表海温异常, 较细且填充的箭头代表与海温异常相关的风应力异常, 较粗且未填充的箭头代表赤道热量的输送。坐标图显示了沿赤道的温跃层深度异常(h)的分布(Jin, 1997a)。

Recharge Oscillator 理论认为赤道地区海洋上层热容量的经向输送是导致海气系统振荡的主要原因, 即赤道海水热容量的“充电”和“放电”过程主导了 ENSO 循环。

- **图 34 (a):** 在东太出现一个正的 SSTA, 从而在西太地区激发出西风异常, 在正反馈机制下, 这种异常被放大, 从而引起温跃层发生变化, 即图中的西边变浅、东边变深(这里的温跃层深度理解为正值, 从而深度为正异常的时候表示深度变深)。最终, 形成 ENSO 暖事件比较成熟的状态。但是, 在这个过程中, 西风异常及其增强会使得赤道海水向两侧输运(通过 Sverdrup 平衡 $curl(\tau) = \beta v$ 来进行), 也就是热量在赤道地区的损失——因此称为“放电”过程。

- 图 34 (b): 在进行 Sverdrup 输运的同时, 温跃层会进一步变浅(但总体还是西低东高), 这样, SSTA 变为 0, 从而风场异常也没有, 形成了由暖位相到冷位相的过渡态。
 - 图 34 (c): 位相过渡态不会长时间维持, 赤道地区的气候态意义下的平均风场为东风(北半球东北风, 南半球东南风), 所以在赤道东太平洋沿岸存在气候态下的离岸流, 造成冷海水上翻(金飞飞老师的论文里称为“climatological upwelling”), 从而在东太形成了负的 SSTA, 同图(a)的过程, 海温负异常激发东风异常并被放大, 温跃层随之做出调整, 东边变浅, 西边加深。此时根据 Sverdrup 平衡, 东风异常及其增强会使得高纬度的海水向赤道输送, 海洋的热容量增大, 也就是热量在赤道地区的获得——因此称为“充电”过程。
 - 图 34(d): 在进行 Sverdrup 输运的同时, 温跃层会进一步变深 SSTA 变为 0, 从而风场异常也没有, 形成了由冷位相到暖位相的过渡态。
- 如此往复, 形成了 ENSO 的循环振荡机制。

▲ Recharge Oscillator 理论的一种验证

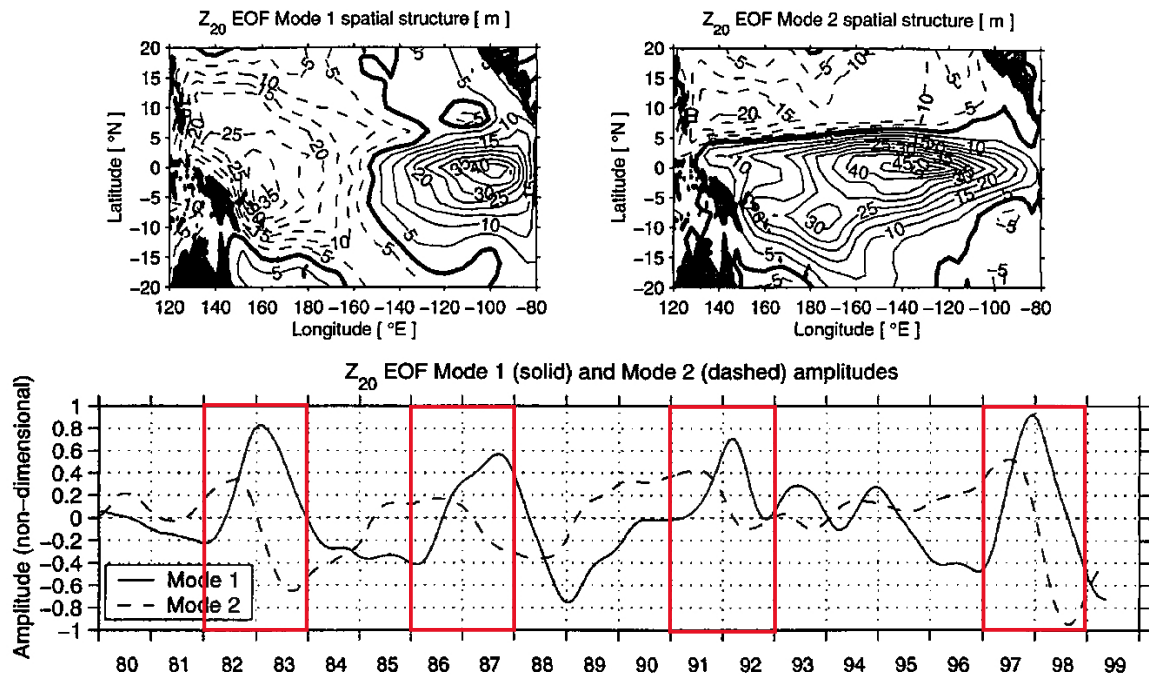


图 36 上图为赤道太平洋 Z₂₀ 变化的第一(左图)、第二(右图)主成分的空间分布图, 等值线单位为 m。其中加粗的等值线表示 0 线, 填色(黑色)表示陆地。下图为两个模态经过无量纲处理后, 振幅的时间序列图(Meinen & McPhaden, 2000)

如图 36 所示, Z20 的 EOF 第一模态的空间分布呈现明显的**纬向分布**特征, 称为东西倾斜模态(E-W Tilting Mode)。第一模态大约以 150°W 为界限, 呈现出**西低东高**的特征。而 Z20 的 EOF 第二模态的空间分布呈现出明显的**经向分布**特征, 称为南北倾斜模态(N-S Tilting Mode)。在第二模态中, 呈现出**赤道($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$)地区高、赤道外地区低**的特征。第二种 EOF 模态便涉及近赤道太平洋暖水的损失(discharge)与供给(recharge)。

另外, 通过两个模态无量纲化的时间序列图, 可以发现第二模态落后于第一模态, 也就是说赤道太平洋海盆热含量的积累和消散发生在 ENSO 发生之前。

(3) 平流-反射振子(Advective-Reflective Oscillator)理论(Picaut et al. 1997)

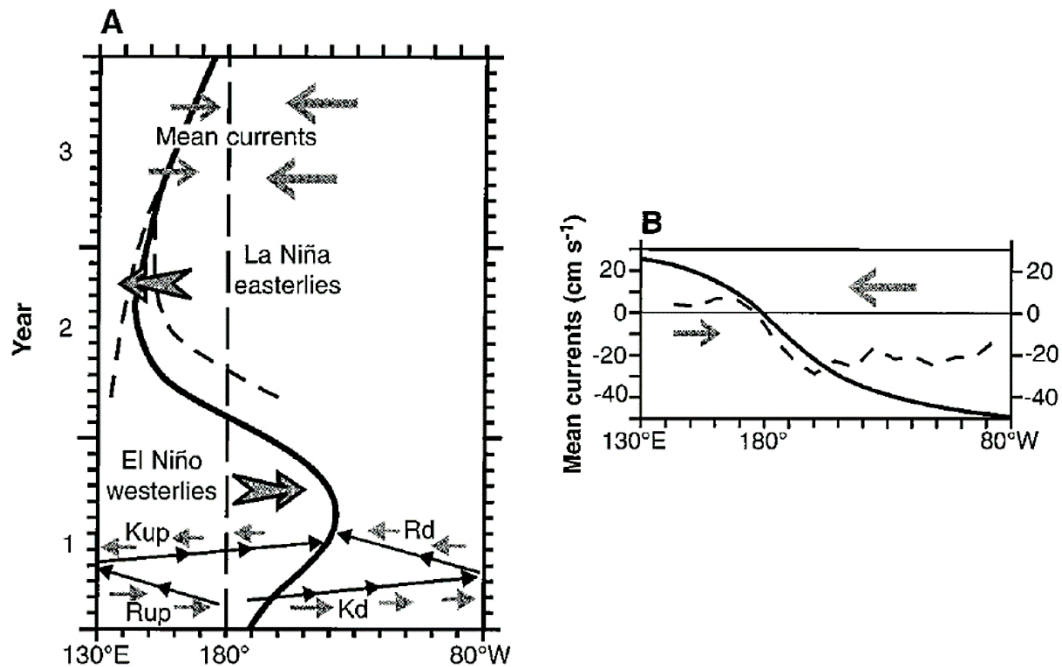


图 37 平流反射振子理论的概念模型图。(A) 黑色粗实线表示暖池的东边缘(Oceanic Convergence Zone, OCEE), 上方灰色粗箭头为气候平均海流, 燕尾箭头为 ENSO 期间的异常纬向风, 下方黑色连续箭头为 El Niño 期间的海洋波动, 灰色间断箭头为异常平流方向; (B) 实线为模式给出的气候平均海流廓线, 虚线为实际观测得到的气候平均海流廓线, 灰色箭头表示气候平均海流的方向。

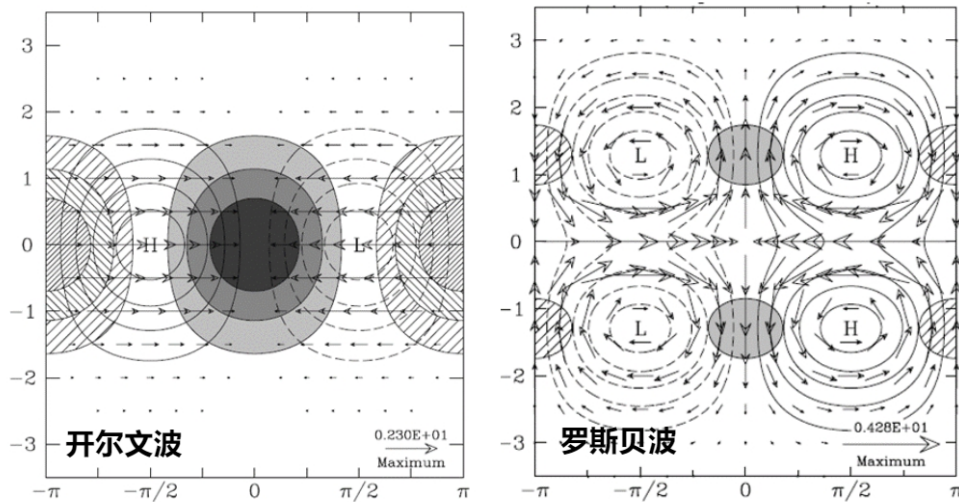
Advective-Reflective Oscillator 理论主要强调与东、西边界波反射相关的纬向平流及在暖池东边界辐合的平均纬向流的重要性。结合图 37, 其主要过程如下:

- **(一个正反馈过程)**: 给定一个初始的西风异常, 于是, 局地产生向东的纬向流动。与此同时, 西风异常通过 Gill 响应产生了下沉东传的 Kelvin 波和上翻

西传的 Rossby 波。二者的作用是使得局地的西风异常增强、异常区域增大，进而产生更强的赤道波动和局地纬向流。于是 OCEE 的移动速度加快，El Nino 进入快速发展期。

- **(负反馈过程一)**: 下沉东传的 Kelvin 波和上翻西传的 Rossby 波分别在东、西边界反射后，产生的异常向西的纬向流动。
- **(负反馈过程二)**: 如图 37(B)所示，在 OCEE 向东传播的过程中，气候平均的西向流动是逐渐增强的，所以对 OCEE 起着一种“阻尼”的作用。
- 在上述两个负反馈的共同调节作用下，OCEE 会停止东移，并最终被推回中点(这个过程大概需要 8 个月)。
- 一旦中点被穿过，西风异常变为东风异常，El Nino 转变成 La Nina (13 个月); 然后再次重复前面的三个过程，La Nina 又变成 El Nino (39 个月).....如此，便解释了 ENSO 的循环机制。

【注】关于波动传播与平流方向的理解(本人的一点思考，仅供读者参考):

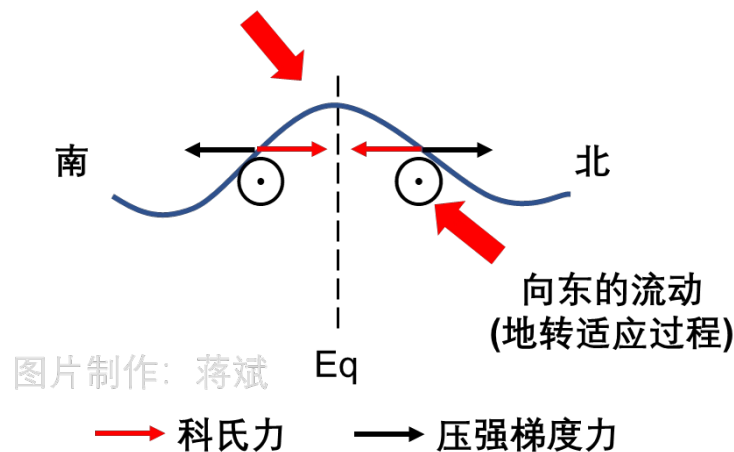


我们可以通过波动对应的风场来进行理解。例如 Kelvin 波，在西风异常时，考虑准地转近似，根据风压定律，那么可以判断出在异常风场的下游对应一个高压(所以此时东传的 Kelvin 波是一个 downwelling 的信号，即使得温跃层加深)，这个高压在东传的过程中将西风异常也东传，所以图 37 中的 K_d 对应的平流为沿纬向向西。同样的，在异常风场的上游激发的 Rossby 波，对应的是一个低压(所以波动携带的是一个 upwelling 信号，使温跃层变浅)，在靠近赤道两侧的风场均为西风，所以在西传的过程中的 R_{up} 对应的平流也为沿纬向向西。

当波动在大洋东西边界被反射后，比如在东边界反射的 R_d ，其携带的信号还是 downwelling，所以对应的是一个高压，因此，在赤道处的异常风场对应为东风，从而产生的平流为沿纬向向东。

还可以从另一个角度来理解，如下图所示：

产生 downwelling 的 Kelvin 波后海表面的变化(1.5层模型中温跃层的变化和海表面的变化趋势相反)



(4) 西太平洋振子(Western Pacific Oscillator)理论(Weisberg & Wang, 1997)

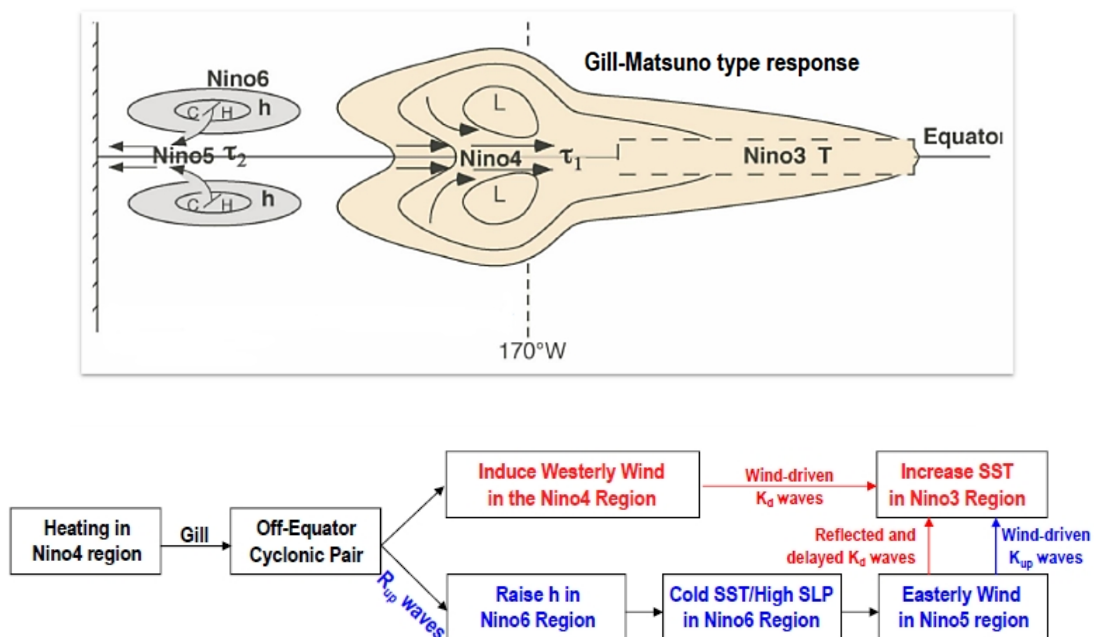


图 38 西太平洋振子理论的概念模型图

Western Pacific Oscillator理论强调在延迟振子理论中被忽略的西太平洋的作用。认为赤道中太平洋大气深对流造成的凝结潜热可以在西太平洋诱发出对赤道外气旋(这里可以理解为:赤道中太平洋被加热后是一个低压中心,于是根据白贝罗定律/地转关系,可以知道风场应该为偏西风,从而在赤道外形成两对气旋),这一对气旋使中太平洋产生西风异常(产生了 downwelling 的 Kelvin 波),从而导致东太平洋(Nino 3 区)温跃层的加深和 SST 的升高,为 ENSO 发生提供正反馈机制。

另一方面,与西风异常相对的近赤道海区上空的气旋会使近赤道外海区出现 Sverdrup 输运,温跃层深度变浅,从而导致异常西风的上游——即西太平洋赤道外 SST 的降低,使局地大气冷却下沉,从而在热带西太平洋近赤道地区形成一对沿赤道对称的反气旋,激发起赤道西太平洋的东风异常。在异常东风下游,产生西传的下沉的 Rossby 波。而在上游产生上翻的 Kelvin 波,使得 Nino 3 区的 SST 减小和温跃层变浅,为 ENSO 提供负反馈机制。

王春在(2018)基于 Z-C 耦合模式提出了 Unified Oscillator 理论,将上述四种 ENSO 循环机制进行了综合(概念模型图的彩图也可以查看王教授的这篇论文)。

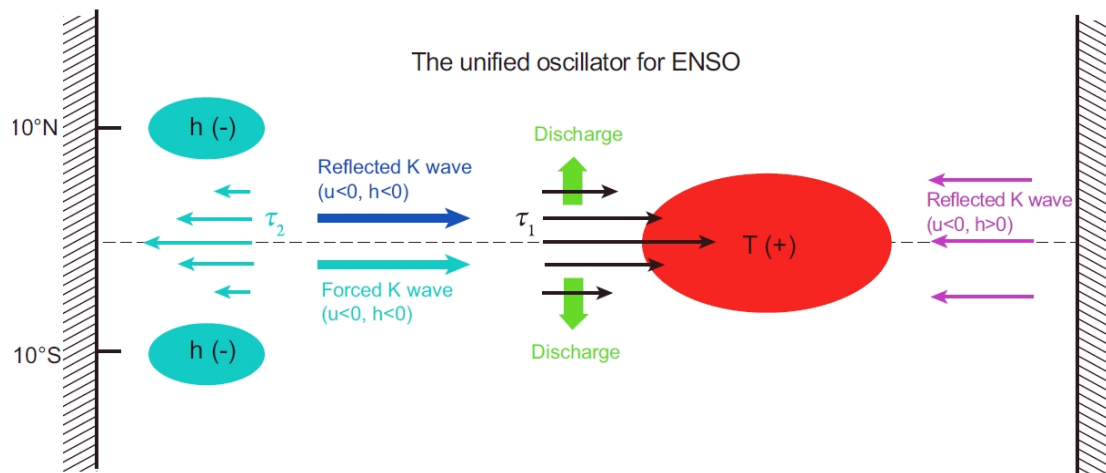


图 39 Unified Oscillator 理论的概念模型图

15. (热带外)太平洋经向模态(Pacific Meridional Mode, PMM;又叫 Victoria Mode, VM)

Bond N. A. et al (2003)利用 EOF 方法引入了北太平洋海温(20°N 以北)的第二

模态, 并指出 1999-2003 年的海温异常场分布型与冬季太平洋海温第二模态的结构相似, 后来因为在维多利亚召开的一次学术会议上首先讨论了北太平洋海温的第二模态, 所以把第二模态命名为维多利亚模态(VM)。

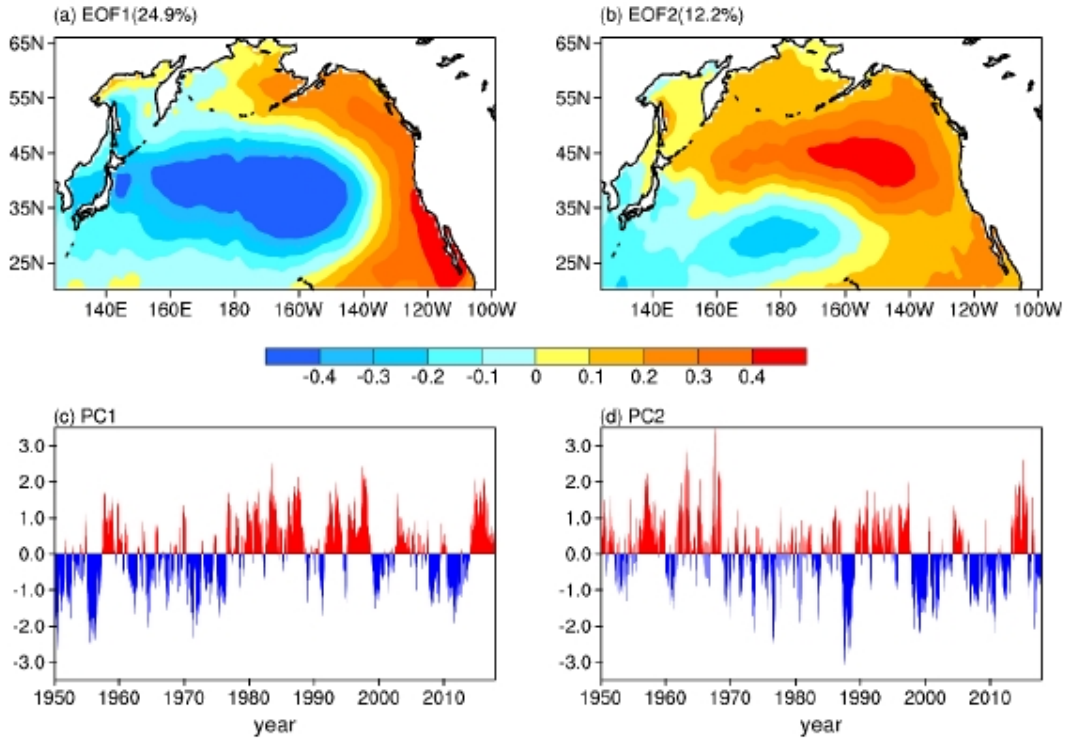


图 40 北太平洋($124^{\circ}\text{E} - 99^{\circ}\text{W}$, $20^{\circ}\text{N} - 66^{\circ}\text{N}$)海温距平场(去除了全球平均海温)EOF 分解得到的前两个主要模态的空间结构(a, b)与相应的主分量(PC)时间序列(c, d)。时间序列的数值用彩色细柱表示, 红色为正值, 蓝色为负值(姬凯, 2020)

PMM 的概念最先由 Chiang 和 Vimont(2004)提出。PMM 是太平洋最为强盛的热带外海气信号之一, 其通常发源于加利福尼亚半岛沿岸, 并在风-蒸发-海温(Wind-Evaporation-SST, WES)反馈的作用下增强并延伸至赤道中太平洋, 对 ENSO 的发生发展有着重要的调控作用。

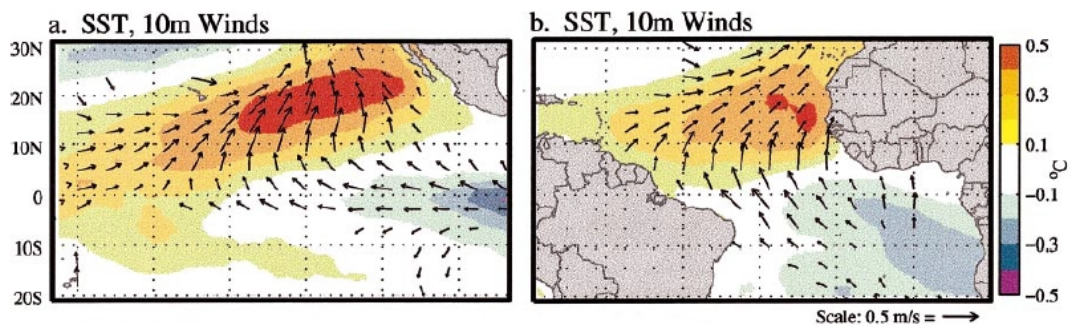


图 41 (a)太平洋、(b)大西洋 MCA(最大协方差分析, SVD 的一种)模态 1 的空间分布特征(Chiang & Vimont, 2004)

因此，从最开始的研究可以知道 PMM 和 VM 所描述的区域还是略有差异，但二者在本质上没有差别，结合谢瑞煌老师讲课的课件，下面的表述均用 PMM。

(1) PMM 的触发与形成——北太平洋涛动(North Pacific Oscillation, NPO)和季节足迹机制(Seasonal Footprinting Mechanism, SFM; [Vimont et al, 2003](#))

北半球冬季中高纬度大气变化可以通过影响净表面热通量变化给副热带海洋一个海温强迫，这个强迫可以维持到夏季，并影响副热带地区的大气环流异常，再通过 SFM 将信号从副热带传至热带地区，产生赤道对称的、ENSO 类型的海温变化。

大气环流的异常变化能够影响全球的气候变化，包括气温、降水等因子。大气环流的异常变化在空间尺度上相距遥远，且在时间尺度上影响可以是同时的或有先后的，我们把这种大尺度的大气环流变化叫做大气遥相关。NPO 就是一种大气遥相关现象，它是指北太平洋上的两个半永久性活动中心——即夏威夷高压和阿留申低压，这两个活动中心同时增强(减弱)的现象。通过对北太平洋的海平面气压场(Sea Level Pressure, SLP)异常进行 EOF 分析，得到的其第二模态“南正北负”的异常场型即为 NPO 的分布模态。

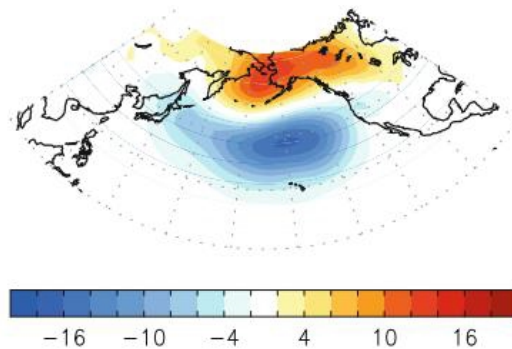


图 42 NPO 的分布模态(方差贡献 15.4%)

在气候态平均意义下，北太平洋副热带的大气环流为顺时针环流(这一点从对应的副热带平均态的大洋环流流也可以知道)。在冬(次年)春季，北太平洋副热带区域的海平面气压场异常为负(图 43 (a))，即对应 NPO 的负位相(NPO⁻)，也就是说在对应的海平面上会产生一个异常的低压，对应逆时针环流，低压的近赤道一侧，它的西北风对气候态的东南风产生了削弱，根据 WES 机制，风速减弱不利于蒸发，海洋反馈给大气的能量减少，净辐射通量为正(图 43 (b))，从而在东

北太平洋产生了一个暖海温异常。这样，在海洋的上空又会反过来强迫出一个低压，有辐合，从而在暖异常的西南侧产生西南风，对气候态的东南风又是一种虚弱，经过一段时间后这种暖异常的范围扩大了，或者说，暖异常发展了、向赤道地区移动了(正反馈过程)。如此反复，发展到赤道后就会触发 ENSO 发生。

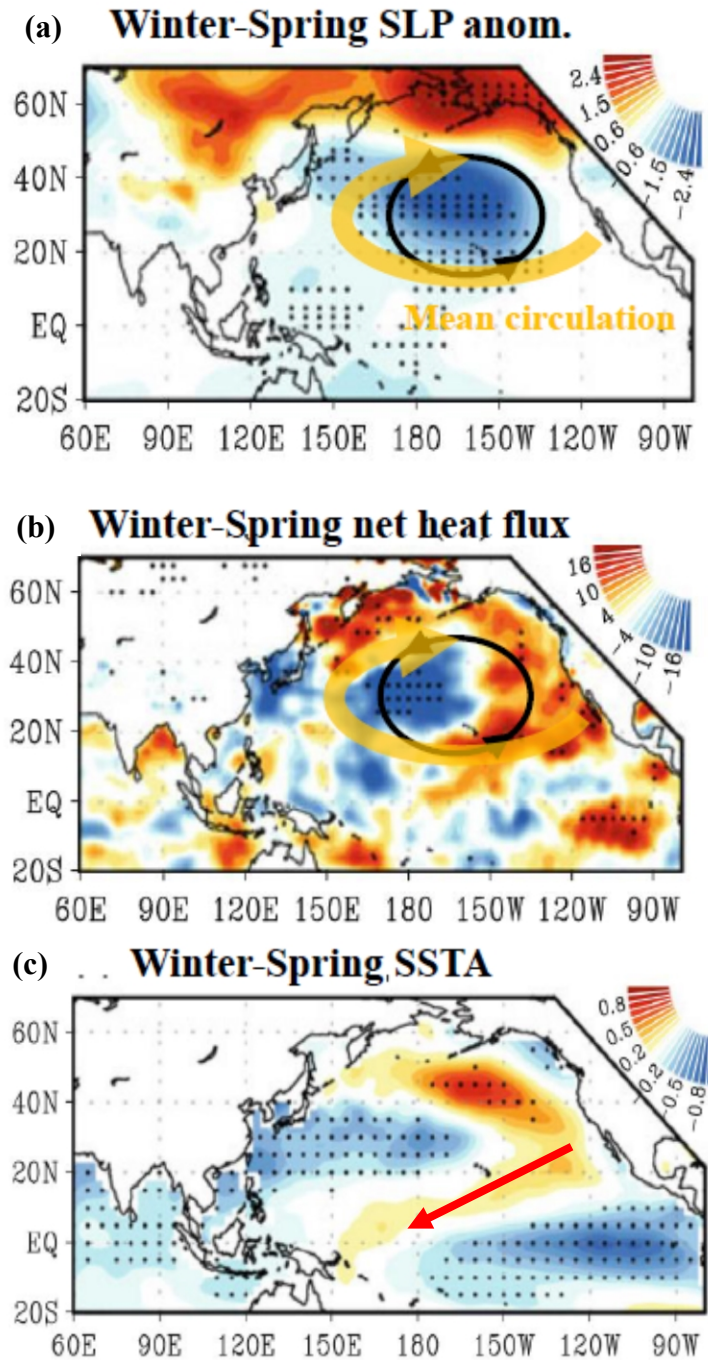


图 43 NPO 通过 SFM 激发的 PMM(黄色粗箭头表示气候态下的副热带大气环流，黑色细箭头异常的环流)

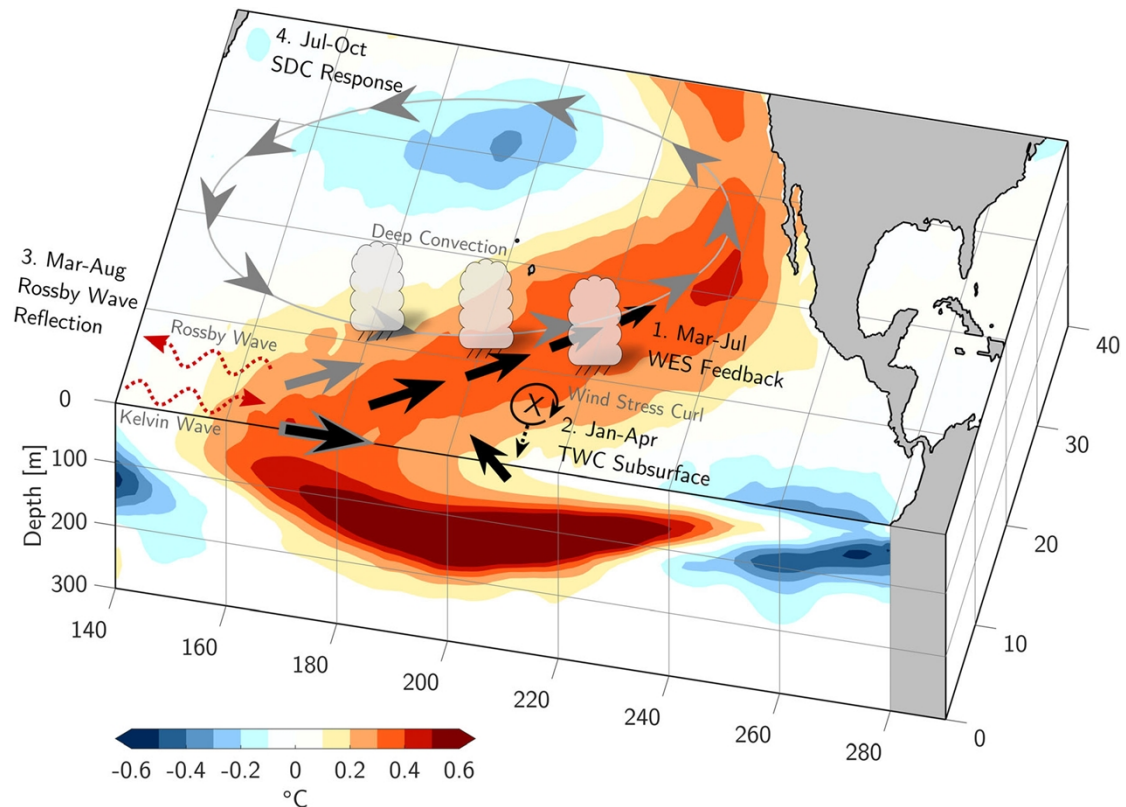


图 44 连接 NPM 和 ENSO 的主要物理路径示意图。它们包括：(1) WES 反馈驱动的海表温度异常向赤道传播(黑色实箭头)；(2)信风充电理论(Trade Wind Charging, TWC)认为的与 NPM 有关的海表面上空风应力旋度异常会引起赤道次表层海洋热含量异常(黑色圆形/虚线箭头和 x/z 阴影)；(3)NPM 强迫的海洋 Rossby 波在西部边界的反射(红色虚线箭头)，(4)与 ITCZ 异常转移相关的 Gill 大气环流模式，又叫夏季深对流云(Summer Deep Convection, SDC)响应(云和实灰色箭头/线)([Amaya, 2019](#))

(2) NPM VS SPMM

北半球既然存在 NPO 和 NPM，同样的，在南半球也存在 SPO 和 SPMM。但是 SPMM 的强度相比 NPM 来说较弱一些。

【注】南太平洋的 SLP 异常经过 EOF 分解后对应的第一模态为 SPO 的分布(因此与 NPO 不同)。此外，当 SPO 超前 ENSO 4 个月时，二者相关性最好，而 NPO 超前 ENSO 8 个月时，二者相关性最好。

① SPO、NPO 与 ENSO 类型

➤ 在 SPO 的影响下，赤道东部的太平洋海温有较大的异常，形成了 EP (Eastern Pacific)型 ENSO。

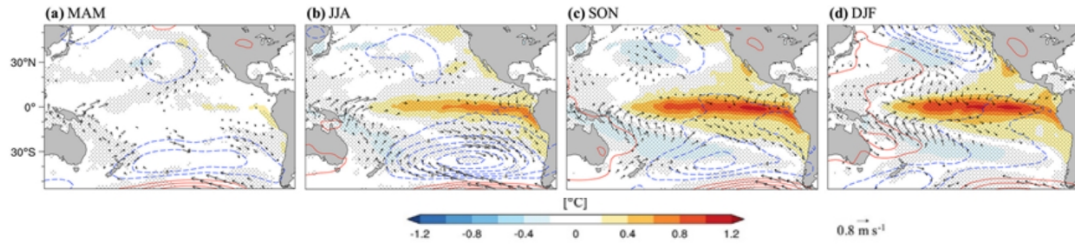


图 45 SLP 异常(等值线, hPa)、SST 异常(填色, °C)和 10m 风异常(箭头, m/s)对标准化 SPO_{JJA} 指数的滞后回归(You and Furtado, 2017)

- 在 NPO 的影响下, 在赤道中部和东部太平洋出现较大的海温异常(图 46, a-d), 形成混合(mix)型 ENSO。
- 当扣除 Nino 3 指数的影响后(图 46, e-h), 可以看到, 在 JJA 期间, 热带太平洋海温的 SSTa 不会扩展到 Niño-3 地区(图 46, f)。尽管如此, 在 DJF 期间热带东太平洋仍然会出现一个较大的暖异常(图 46, g 和 h), 这一发现表明 JJA 期间 Niño-3 区域正 SSTa 并不是导致 EP 型 ENSO 事件的必要条件。
- 图 46 (i)-(l)为扣除 SPO_{JJA} 指数影响后的回归结果, 可以发现, 正 SSTa 出现在赤道太平洋中部地区, 并最终形成一个 CP(Central Pacific)型 ENSO 事件, 且强度相对较小。即在不受 SPO 影响的情况下, NPO 通过 NPM 诱导 CP 型 ENSO 事件。

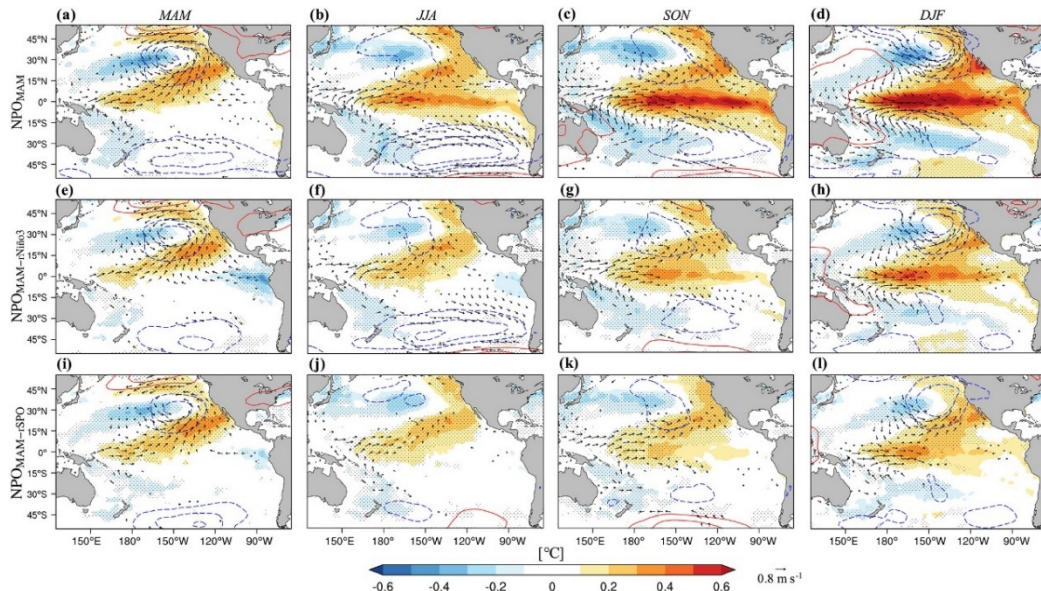


图 46 (a)-(d), 对标准化 NPO_{MAM} 指数的回归; (e)-(h), 去除 Nino 3 指数影响后对 NPO_{MAM} 指数的回归; (i)-(l), 去除 SPO_{JJA} 指数后对 NPO_{MAM} 指数的回归(You and Furtado, 2017)

这表明, 夏季 SPO 和 SPMM 不“触发”ENSO, 但可以放大春季 NPO 和 NPM

激活的 ENSO 事件，并且这种放大主要发生在东太平洋。

② NPM 与 SPM 对 ENSO 的影响((You and Furtado, 2018))

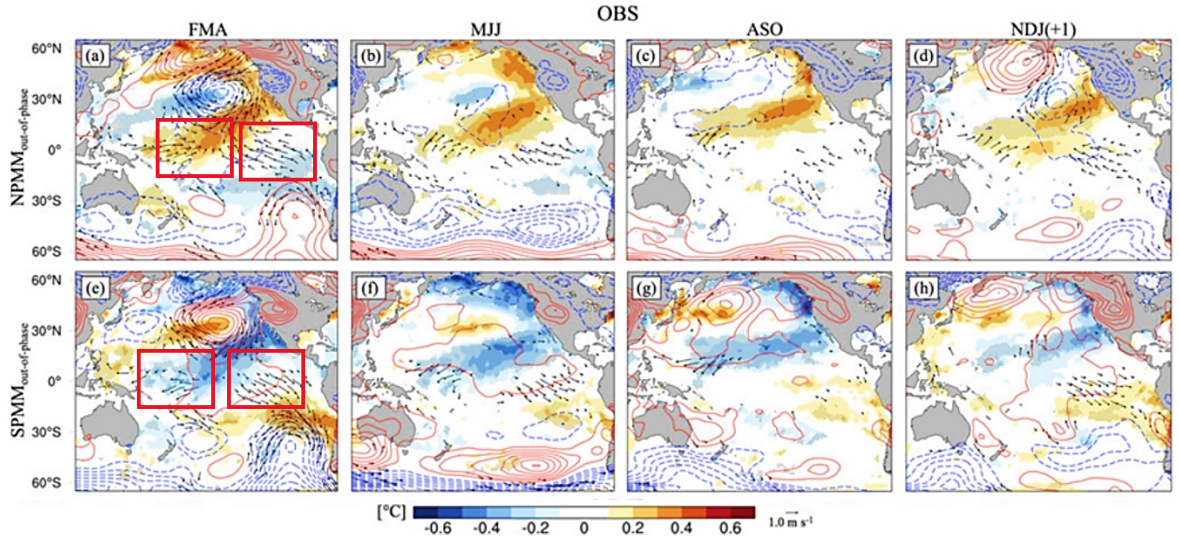


图 47 基于再分析资料对(a) FMA, (b) MJJ, (c) ASO, (d) NDJ(+1)的滞后回归。其中 SSTA(填色, °C), SLPA(蓝/红色等值线, hPa), 表面风异常(矢量箭头)。(a)-(d)是仅在 NPM_{FMA} 和 $SPMM_{FMA}$ 反位相的情况下, 各场变量因子对标准化的 NPM_{FMA} 进行的回归结果。(e)-(h)与(a)-(d)类似, 但与标准化的 $SPMM_{FMA}$ 指数回归。

在 FMA 期间, 两种经向模产生了它们各自的 SSTA 足迹(图 47, a 和 e), 并调节了各自半球信风的强度。在赤道太平洋中部地区, 有西风异常, 而在东部地区, 却表现为东风异常。西风异常产生 downwelling 信号的 Kelvin 波, 而东风异常则产生的是 upwelling 信号的 Kelvin 波, 二者形成抵消, 从而限制了中部 SSTA 的发展, 也即抑制了对 ENSO 发展至关重要的 Bjerknes 反馈(图 47, b 和 f)。因此, 热带太平洋海温在整个期间的空间上几乎没有变化(图 47, d 和 h)。

综合考虑多个因子的 ENSO 预测模型:

$$\begin{aligned} SSTA_{NDJ(+1)}(x, t) = & a(x) \times NPM_{FMA}(t) \\ & + b(x) \times SPMM_{FMA}(t) \\ & + c(x) \times WWV_{FMA}(t) + \varepsilon, \end{aligned}$$

当仅使用 NPM_{FMA} 指数作为预测因子时, 高 ACC 值普遍存在于亚热带北太平洋和热带中部太平洋, 而低 ACC 值则存在于热带远东太平洋(图 48, a)。相反, 当仅使用 $SPMM_{FMA}$ 指数作为预测因子时, 高 ACC 值位于赤道东太平洋和亚热带太平洋上空(图 48, b)。而如果结合两种经向模式, 从图 48(c)可以看出显

著提高了对 ENSO 的预报能力。相比之下，仅使用 WWV_{FMA} 作为预测因子则只能将区域限制在赤道太平洋上空一个非常狭窄的范围(图 48, d)。虽然单独的 WWV_{FMA} 的预测效果不佳，但当它与两个经向模态结合时，它提高了热带太平洋中东部的 ACC 值(图 48, e)。

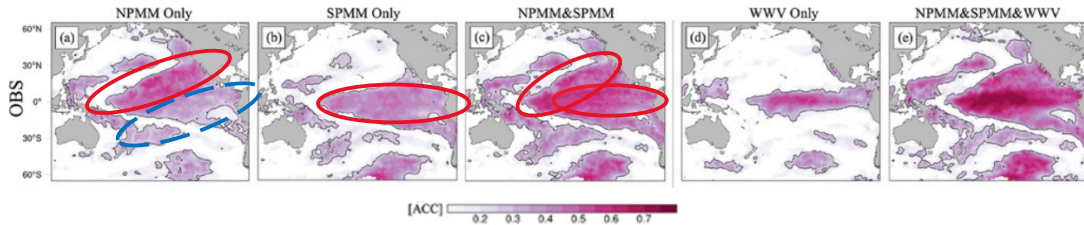


图 48 分别对(a) $NPMM_{FMA}$ 指数；(b) $SPMM_{FMA}$ 指数；(c) $NPMM_{FMA}$ 和 $SPMM_{FMA}$ 指数；(d) WWV_{FMA} 指数；(e) $NPMM_{FMA}$ 、 $SPMM_{FMA}$ 和 WWV_{FMA} 指数，利用线性回归模型预报的 $SSTA_{NDJ(+1)}$ 与实际观测的 $SSTA$ 的距平相关系数(Anomaly Correlation Coefficient, ACC)

16. 太平洋十年涛动(Pacific Decadal Oscillation, PDO)

渔业科学家 Steven R. Hare 在 1996 年研究阿拉斯加鲑鱼繁殖规律和太平洋气候之间的联系时，创造了“太平洋年代际涛动”(PDO)一词。随后，Mantua et al(1997)通过对北太平洋($20^{\circ} \sim 70^{\circ} N$)的月平均海温异常进行 EOF 分析，得到的第一模态称为 PDO。

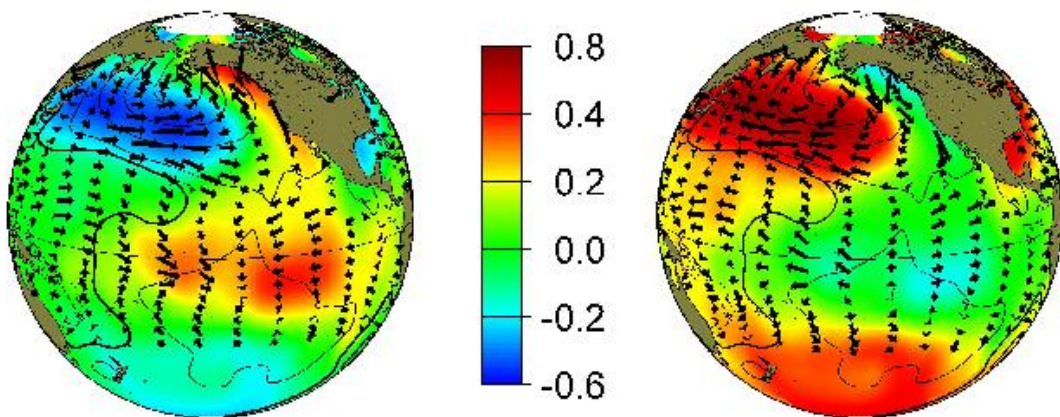


图 49 典型冬季海面温度(填色)、海平面压力(等值线)和海面风应力(矢量箭头)在 PDO 为暖期(左图)和冷期(右图)的异常情况。注意当北太平洋的海温异常为负时对应正相位的 PDO(引自 <http://research.jisao.washington.edu/pdo/>)

PDO 是一个与 ENSO 相似的长周期气候变率模式。它和 ENSO 都有一定的空间分布形式，且具有相似的特征。当 PDO 和 ENSO 均为暖相位时，赤道中东

太平洋为正的 SSTA(El Nino), 北太平洋有负的 SSTA; 当二者均为冷相位时, 赤道中东太平洋为负的 SSTA(La Nina), 北太平洋有正的 SSTA。但是二者又有存在区别。**PDO 的周期为 20~30 年, 而 ENSO 的周期在 2~7 年左右; PDO 最大的信号是在中纬度的北太平洋, 其次是在热带太平洋, 而 ENSO 最大的信号在赤道区域, 在北太平洋的信号很弱。**

17. 赤道大西洋的气候态特征(Okumura and Xie, 2006)

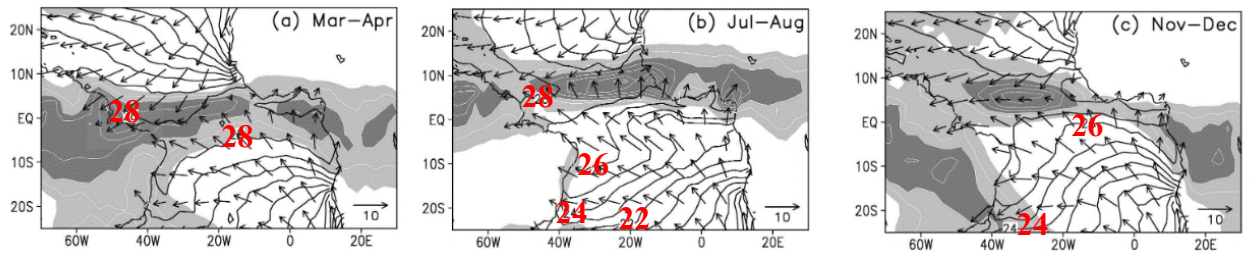


图 50 大西洋气候态分布(等值线为海温场, 填充为降水场, 箭头为风矢量; 红色数字为海温场的等值线)

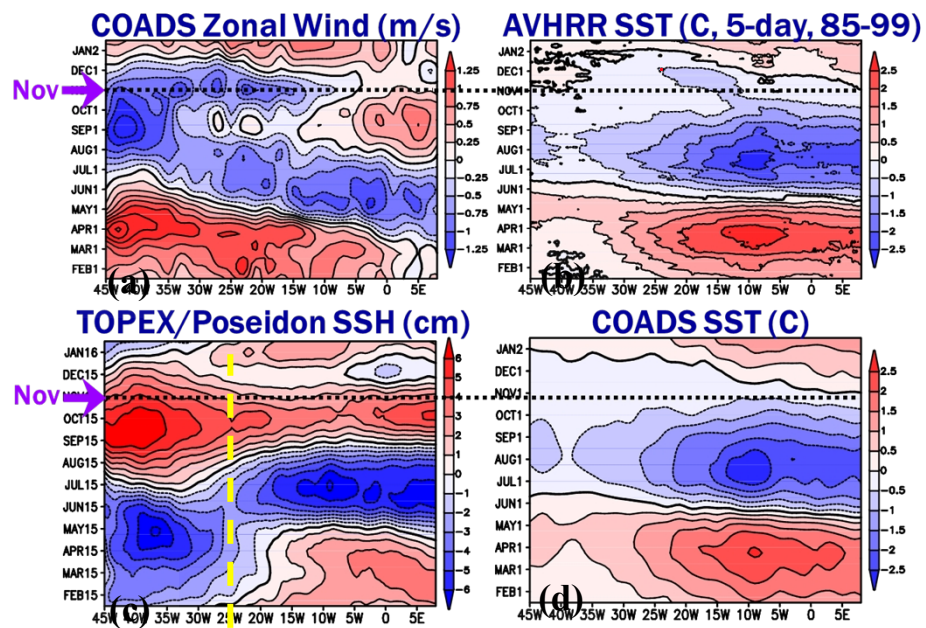


图 51 赤道大西洋的季节循环, 用距平(1° S- 1° N)表示。(a) COADS 表面纬向风, (b) AVHRR SST, (c) SSH, (d) COADS SST

- (1) 与太平洋类似, 赤道大西洋西侧海温高于东侧海温, 伴随赤道上的东风(信风)。当 SST 较高时, 降水多, SST 较低时, 降水少(图 50)。
- (2) ITCZ 处于赤道以北(北大西洋海温高于南大西洋, 图 50);
- (3) 赤道大西洋的大气场表现出年循环特征: 半年西风, 半年东风(图 51a);

- (4) 在 25°W 以西, 海洋温跃层与风场之间的响应满足年循环特征。在 Jan-Jun, 赤道有西风异常, 根据 Bjerknes 正反馈机制, 温跃层要上升, 从而海面高度要下降(约化重力模型中温跃层深度的变化与海面高度的变化相反); 同理, 在 Jul-Dec, 赤道为东风异常, 温跃层加深, 海表面升高。但是, 在 25°W 以东, 赤道海区出现风场和温跃层场的**半年循环信号**(图 51c)

对于分辨率更高的 AVHRR 卫星资料, 可以看到赤道大西洋 $15^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{W}$ 在深秋(11月)的东风出现了加强(图 51a), 引发了上升流进而产生了海温负异常的响应(图 51b)。这一过程主要受海洋动力学过程调控——即 Rossby 波和 Kelvin 波的传播所导致的温跃层变化, 由于**大西洋的海盆比较小**, 所以 Rossby 波和 Kelvin 波在大西洋中传播时的可区分度不如在太平洋中明显。

- (5) 冷舌位于赤道东侧, 暖池出现在热带西北大西洋(注意不在赤道)。暖池在冬季消失, 在晚夏达到最大。

- **西半球暖池(Western Hemisphere warm pool, WHWP)**: 定义为 $\text{SST} > 28.5^{\circ}\text{C}$ 的区域, 因为 28.5°C 等温线的深度最接近 WHWP 混合层的平均厚度。WHWP 通常在冬季消失, 夏季达到最大。东半球暖池(EHWP, 如西太平洋暖池)是完全跨越赤道的, 而 WHWP **完全在赤道以北**。WHWP 主要由三部分组成: 中美洲西部、北太平洋东部区域(Eastern North Pacific, ENP); 美洲内海(Intra-Americas Sea, IAS), 即墨西哥湾和加勒比海; 热带西北大西洋(Tropical North Atlantic, TNA)。

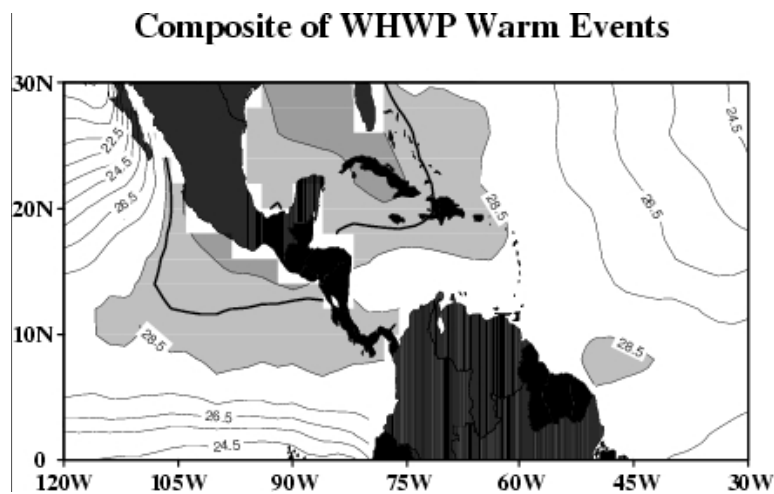


图 52 WHWP 的组成

- WHWP 的年变化特征([Wang & B.Enfield, 2003](#))

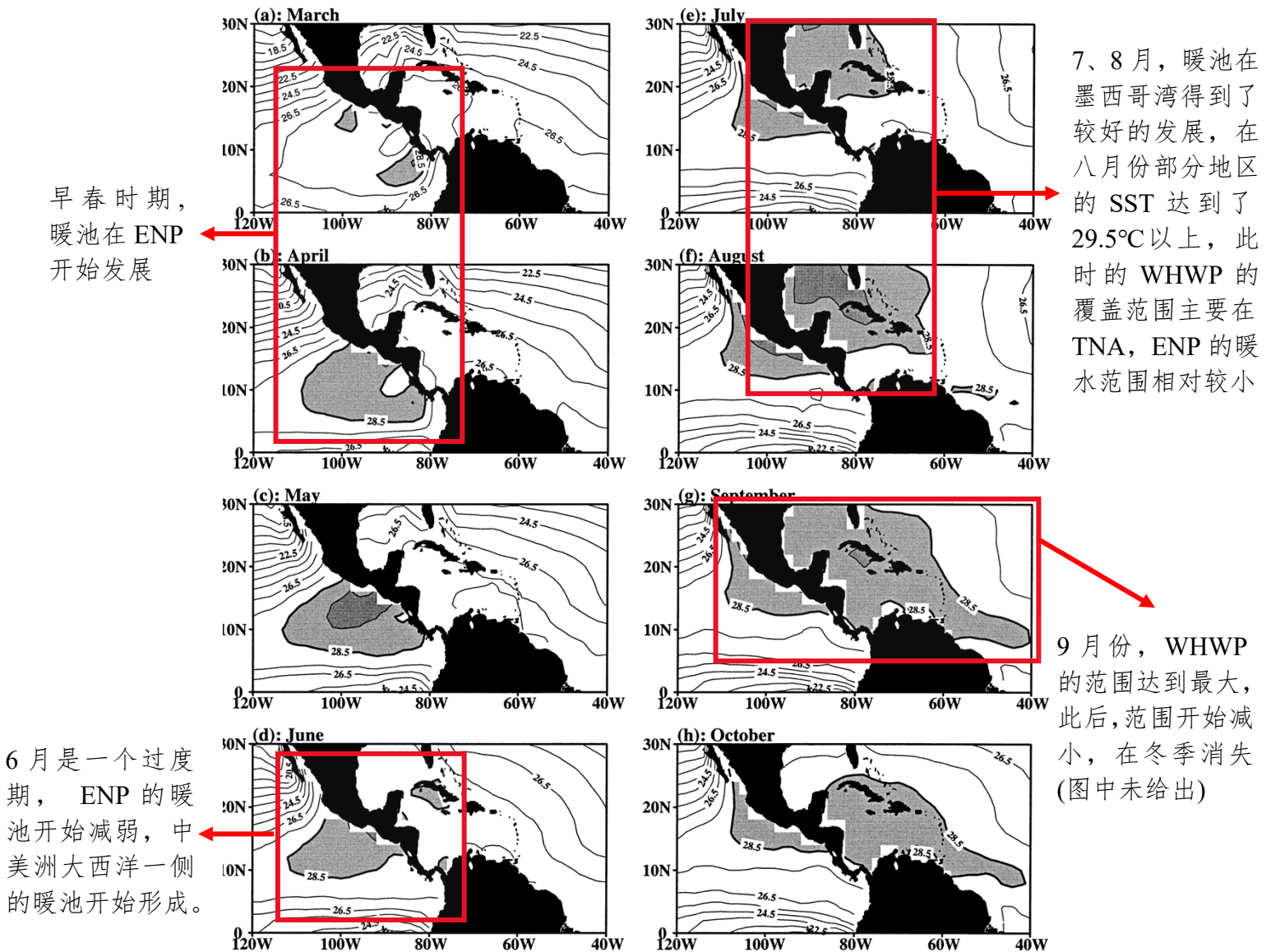
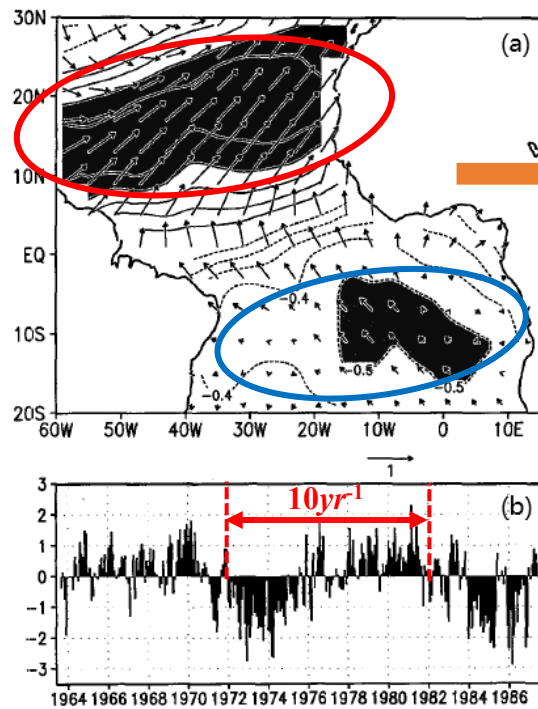


图 53 WHWP 海表温度的季节分布: (a) Mar, (b) Apr, (c) May, (d) Jun, (e) Jul, (f) Aug, (g) Sep, and (h) Oct。阴影和深色等值线包围的区域代表水温高于 28.5°C

18. 大西洋的主要模式

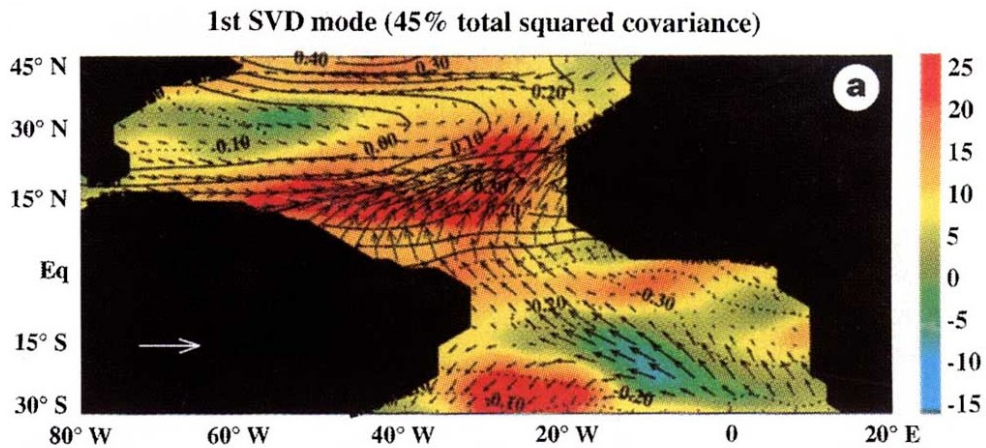
(1) 第一主导模态(First Mode of EOF)——Meridional Mode(图 54a)

- 大西洋经向模态的周期约为 10 年(图 54b; 图 55c);
- WES 机制是形成经向模态的主要特征(图 54 和图 55, a);



南北海温不对称的偶极子型 (Dipole)

图 54 1963 年 9 月-1987 年 8 月 SST 和风应力联合 EOF 的第一模态：(a)空间分布图；(b)时间序列图。实等值线表示正值，虚线表示负值；数值大于 0.4 或者小于-0.5 的部分被填充为黑色；箭头为风矢量(Nobre and Shukla, 1996)



周期大约为
 $1/0.08 \approx 13\text{yr}$

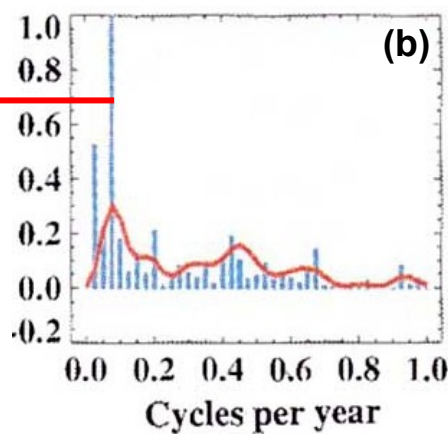


图 55 使用联合 SVD 分析大西洋偶极子型的变率。(a)SVD 第一模态的空间分布图(箭头为风应力异常, 等值线为 SST 距平, 填色为表面热通量距平); (b) SST 时间系数的功率谱(红色实线)(Chang et al, 1997)

Chang et al 首先将 WES 反馈机制用于大西洋经向模态的解释。在南半球, 风场异常为东南风, 对气候态的东南信风有增强作用; 在北半球, 风场异常为西南风, 对气候态的东北信风起到削弱作用。根据 WES 机制, 北半球蒸发散热弱于南半球, 所以海洋向上的热通量在北半球减小, 在南半球增加, 于是在表面处的净热通量(向下热通量-向上热通量)表现为“北正南负”, 这与海温的异常分布高度联系在一起。

- 热带大西洋经向模态与大西洋 Hadley 环流的变化有关;
- 经向模态往往出现在北半球春季(2-4 月), 因为此时大西洋 ITCZ 最接近赤道, 海温的南北差异显著, 有利于经向模态的产生(图 56);

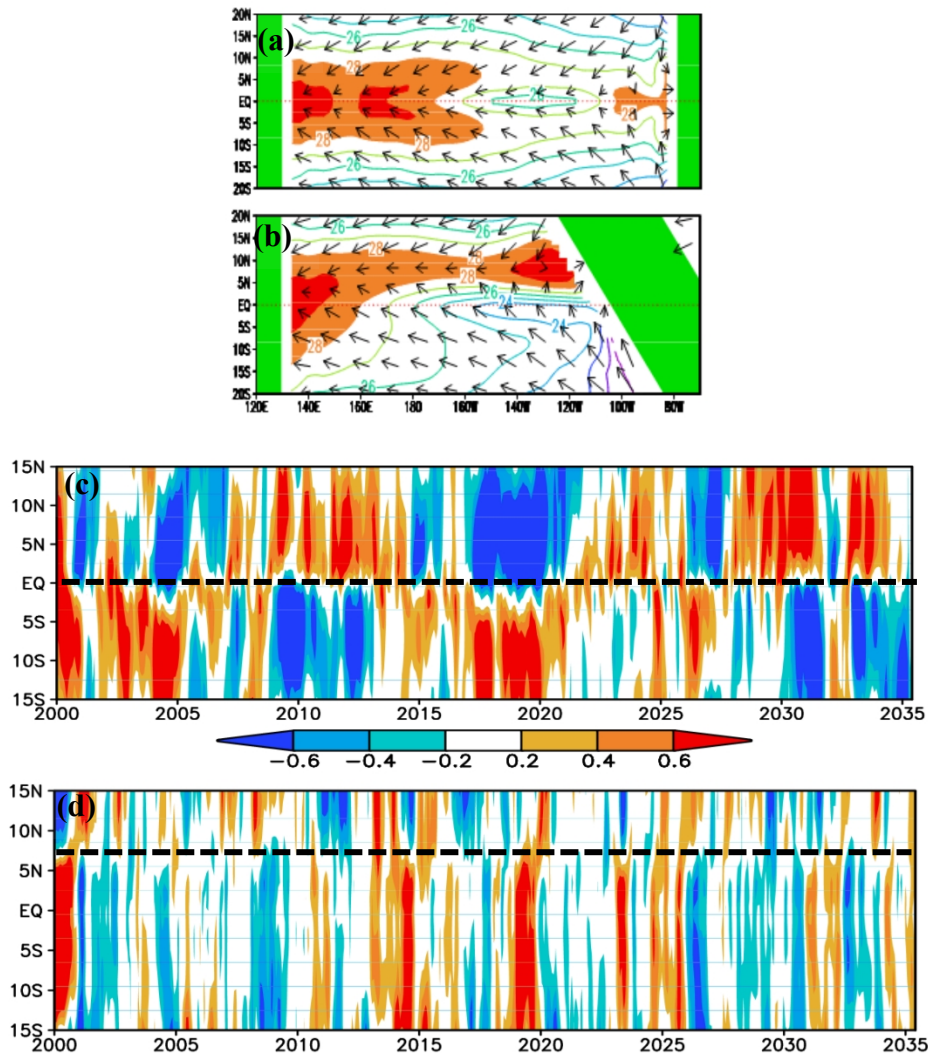


图 56 纬向平均(135°E - 85°W)的纬度-时间 SSTA 的分布图。(a)对称边界条件(矢量箭头为风场;等值线为海温场;填色为降水场);(b)不对称边界条件;(c)在条件(a)下的海温异常的时空分布;(d) 在条件(b)下的海温异常的时空分布(黑色粗虚线表示 ITCZ 的位置)(Okajima et al, 2003)

(2) 第二模态(Second Mode of EOF)——Atlantic Nino(Zonal Mode)

Atlantic Nino 发生时,整个海盆的海温变化一致,降水主要集中在赤道地区

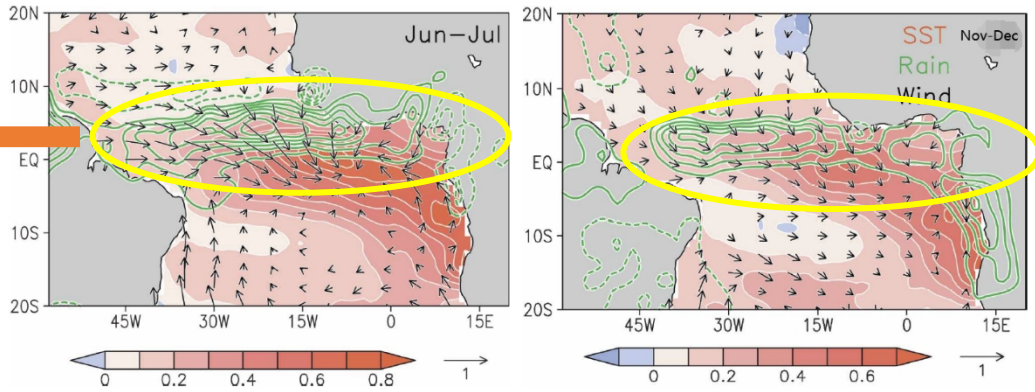
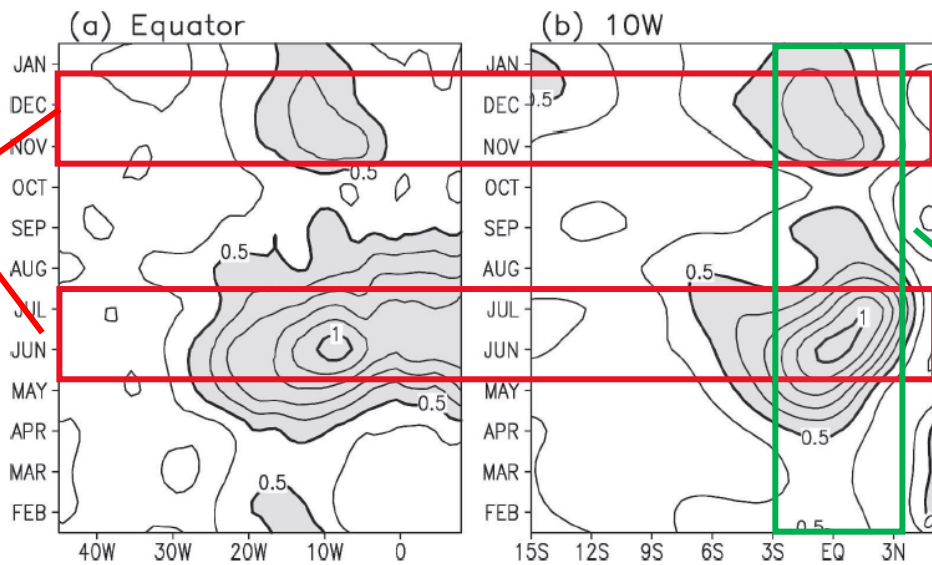


图 57 Atlantic Nino 发生时的风场(矢量箭头)、海温、降水异常情况。左图为 Jun-Jul 期间,右图为 Nov-Dec 期间(Okumura and Xie, 2006)

夏季和冬季的海温变化最大,但夏季的变化又强于冬季



海温变化最大的区域主要集中在赤道附近很小的区域

图 58 沿(a)赤道和(b) 10°W 的 SST 年际变化的标准差(Okumura and Xie, 2006)

- 与 ENSO 类似, Bjerknesz 反馈机制在 Atlantic Nino 发展过程中有重要作用,特别是在大西洋东部温跃层较浅的季节;
- 大西洋尼诺的周期性随时间有显著的变化,大致周期为 30 个月(两年半!);
- 与太平洋的 ENSO 相比, Atlantic Nino 更加局限在赤道附近,并且整个赤道地区表现出一致的海温变化信号,这反映了两个海盆的气候平均态差异;
- Atlantic Nino 造成大西洋 Walker 环流的减弱以及 Hadley 环流的加强。这与

太平洋 ENSO 造成的纬向和经向大气环流异常相似；

- Atlantic Nino 暖事件通常出现在北半球夏季(6-8 月)。1961-2000 的 40 年间共有 13 个暖事件，其中 10 个峰值出现在夏季，3 个峰值出现在冬季。

19. ENSO 影响热带大西洋的途径

- (1) 通过 Pacific-North American (PNA)遥相关型；
- (2) 通过改变 Walker 环流和 Hadley 环流。热带大西洋的气候态为东风，当 El nino 发生的时候，对流中心在赤道中东太平洋，而整个大西洋在对流中心的东侧，所以其整个赤道的风应向对流中心辐合，即东风异常，有利于温跃层抬升；
- (3) 通过 TT 机制(Tropospheric Temperature Mechanism, [Chiang & Sobel 2002](#))。

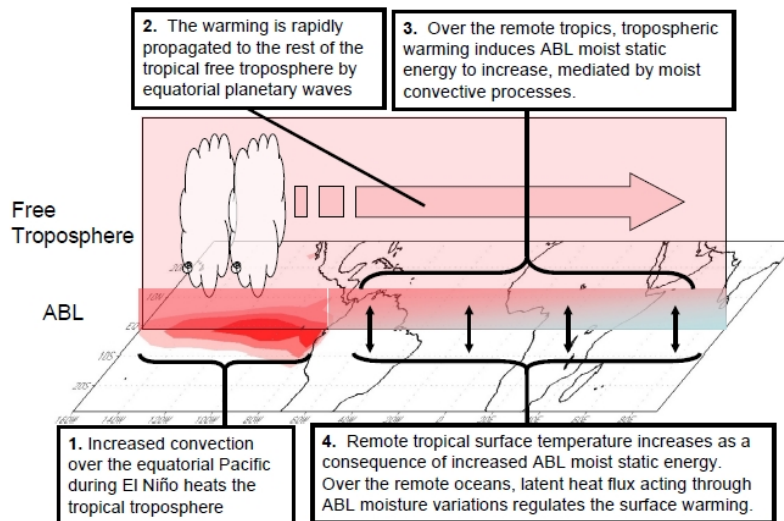


图 59 TT 机制的物理过程示意图

- El Nino 期间赤道太平洋上空对流增加使热带对流层升温；
- 这种变暖通过赤道行星波迅速传播到其余的热带自由对流层(波动本身不会将某一处的温度直接传递到某一处，而是行星波动在传播过程中，引起了辐合辐散，在高层辐散、低空辐合处，有上升运动，而赤道热带地区水汽充沛，水汽凝结释放潜热加热了大气)；
- 对流层变暖引起大气边界层(Atmosphere Boundary Layer, ABL)湿静力能量增加，这一过程由湿对流过程主导；
- ABL 湿静力能增加，大气温度升高，从而有利于热通量向下输送，海洋的温度升高，温跃层深度加深。

TT Mechanism & Walker circulation anomaly Mechanism (二者对大西洋海温的作用相反)

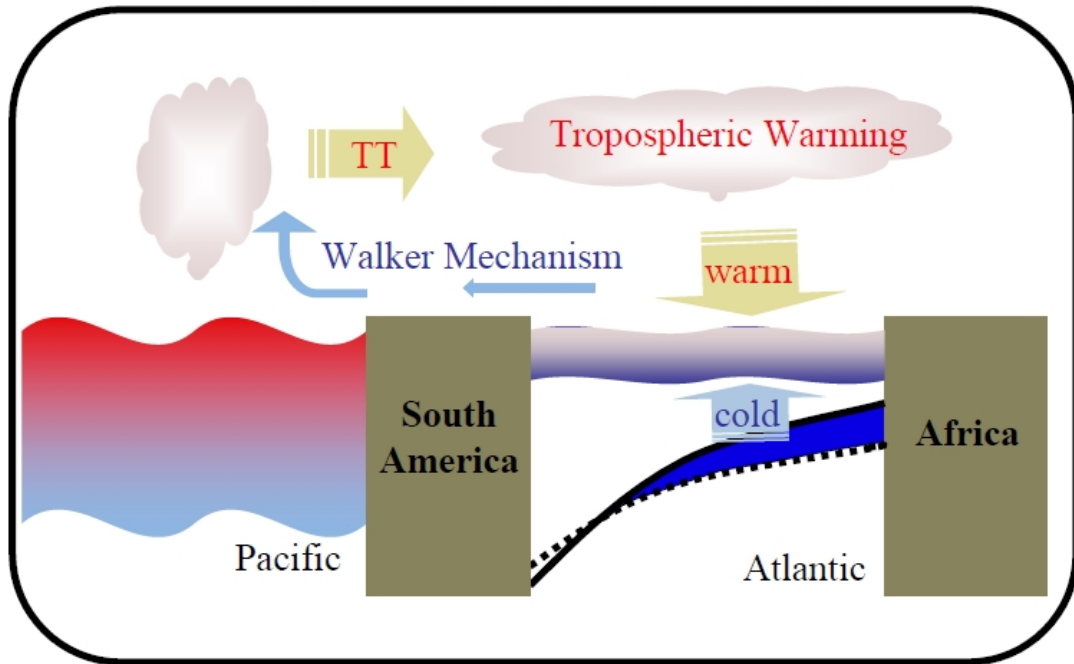
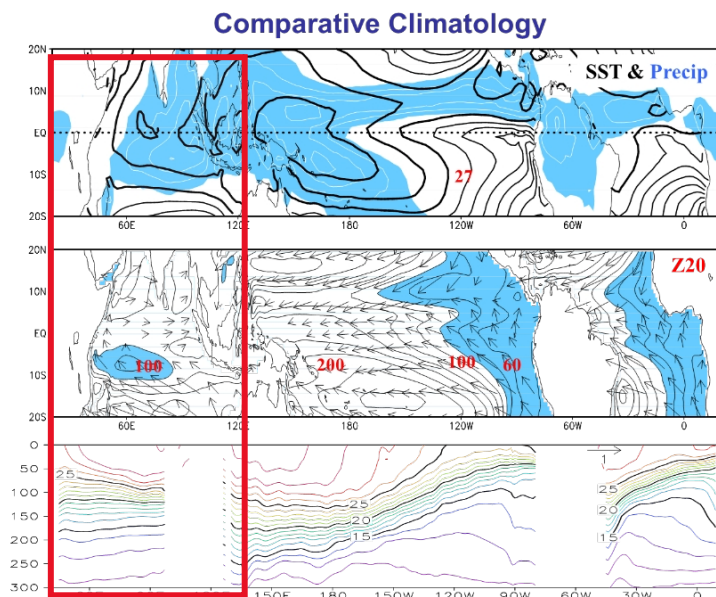


图 60 对流层温度机制和 Walker 环流异常机制对大西洋海温影响的概念模型图

20. 季风和印度洋的季节性变化

(1) 热带印度洋的气候态特征



- 与热带太平洋相比，热带大西洋的东西经向温度梯度小，整个海盆的温度比较一致；并且和东太平洋一样具有较高的 SST($SST > 28^{\circ}\text{C}$ ，Indo-Pacific warm pool，印太暖池，通常是世界最暖的海区)；
- 赤道地区为弱的西风，从而与太平洋的东风在印尼地区形成了辐合，与太平洋的 walker 环流共用对流中心；

- 在气候态西风的背景下，热带印度洋的温跃层呈现出“东深西浅”的特点，且这种温跃层的倾斜十分不明显(Z20 等温线区域水平，这也解释了为什么 SST 比较一致)。

▲ 名词解释：海洋大陆(Maritime Continent, MC) ([Bureau of Meteorology](#))

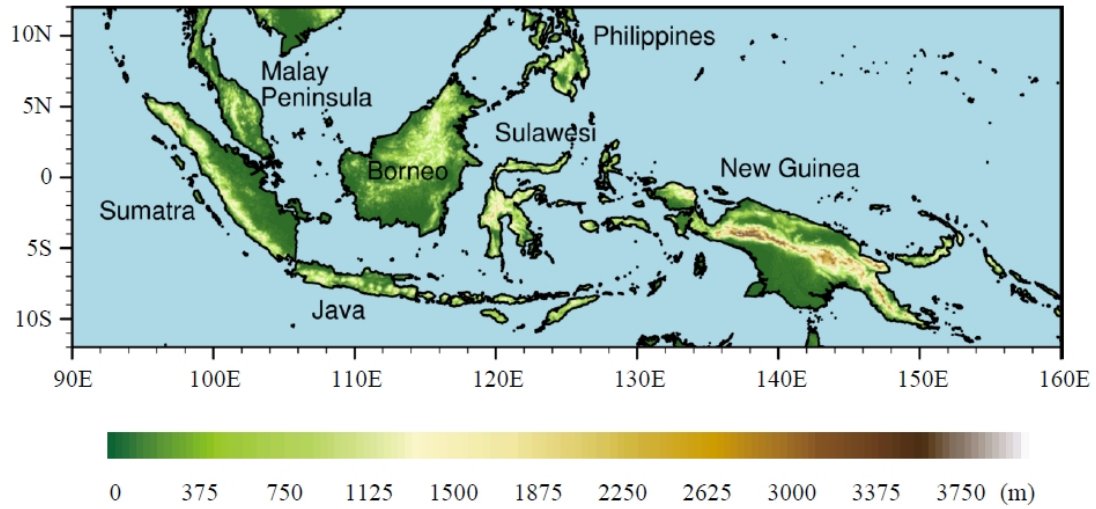


图 61 海洋大陆的地形和主要的岛屿(Yang, S., Zhang, T., Li, Z. et al., 2019)

海洋大陆(以下简称 MC)是气象学家、气候学家和海洋学家常用的术语，用来描述印度洋和太平洋之间的东南亚地区，包括印度尼西亚(Indonesia)群岛、婆罗洲(Borneo)群岛、新几内亚(New Guinea)群岛、菲律宾群岛(Philippine Islands)、马来半岛(Philippine Islands)和周边海域。该地区由数千个大小不一的岛屿、多山地形和许多浅海组成。海洋性(maritime)和大陆性(continent)这两个术语通常用来描述两种相反的气候类型。然而，它们一起被用来描述海洋大陆地区发生的海洋和陆地之间广泛的相互作用。

(2) 温跃层最浅的区域(Dome 区): 60° E , 8° S

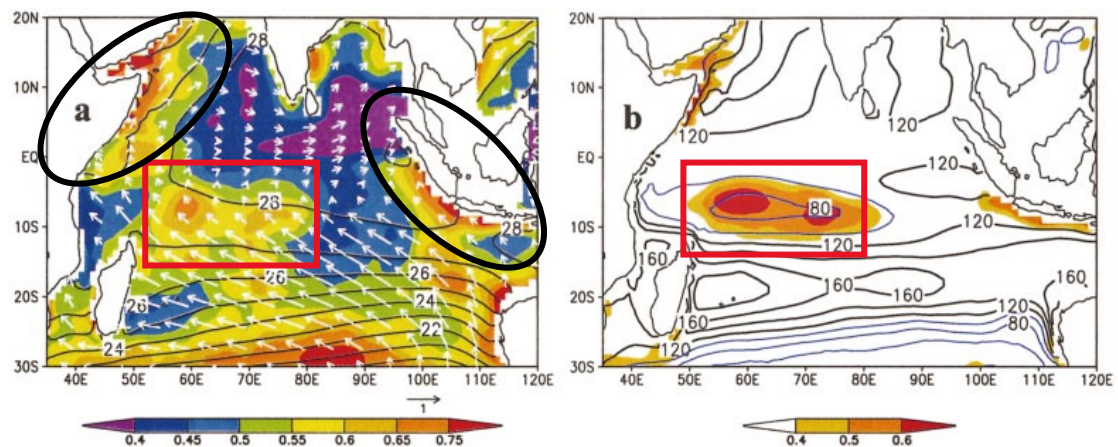


图 62 (a)印度洋风应力(白色风矢量箭头, $\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$)、SST(等值线, $^{\circ}\text{C}$)及其年际标准差(填色)的年平均分布; (b) 20°C 等温线深度(等值线, m)及其与 SSTAs 的相关系数(填色)

色)(Xie et al, 2002)

从图 62 可以看到，沿赤道没有海表温度标准差的最大值。在赤道弱的西风带下，温跃层在赤道比较平坦，大约在 120m 深度。西风带和深层温跃层共同抑制了温跃层对赤道海表温度的反馈，导致该区域没有出现标准差最大值。另外，还可以注意到在索马里西岸和印度尼西亚东岸(图中黑色椭圆框)的 SST 标准差较大，主要是沿岸风导致的离岸流，海水上翻所致。

印度洋温跃层最浅处在南半球，大约在 60°E ， 8°S 附近。在图 62(a) 的红色框区域，有两个特点：①风应力的大小变化较大；②风向的转变很大(由东南风变成偏西风)，因此风应力的旋度在此处最大。在南半球，这种顺时针环流使得海水出现辐散，海水上翻使得温跃层变浅。

(3) 印度洋年循环特点——季风系统

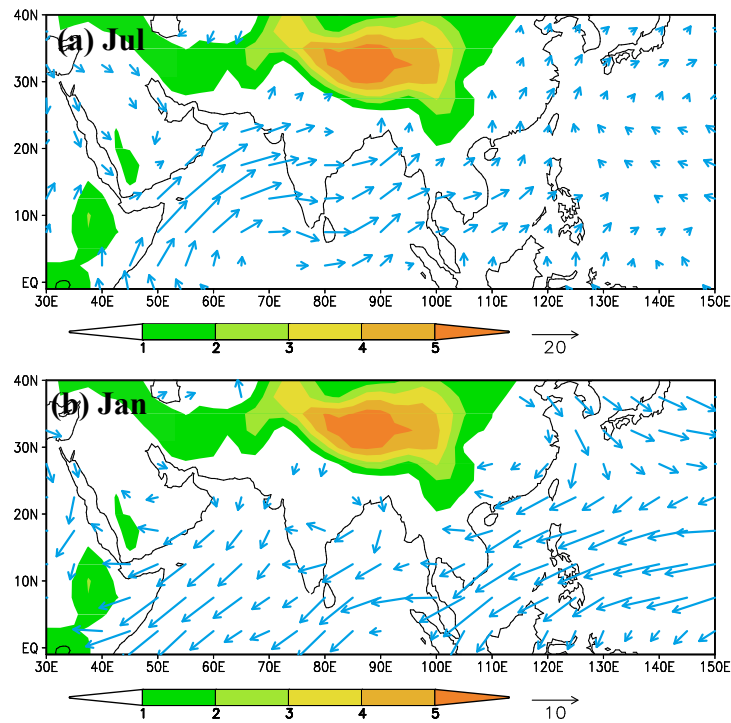


图 63 地形(填色)与 925hPa 风场图(箭头)

➤ 冬季和夏季之间从阿拉伯半岛经过南海的剧烈风转向。

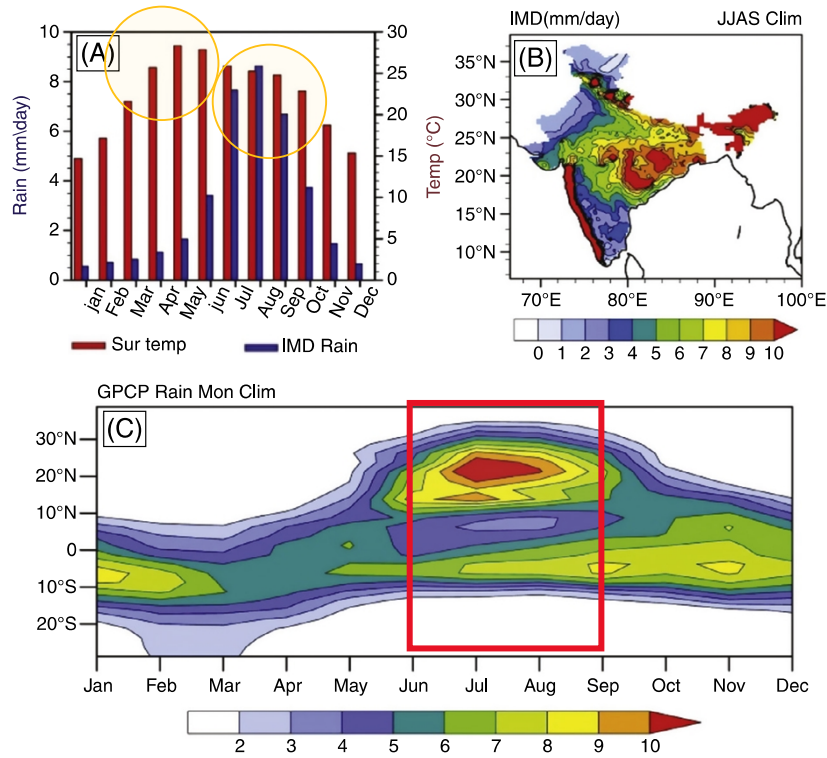


图 64 (A) 印度半岛降水和地面气温的年循环; (B) 印度半岛在 JJAS 的平均降水; (C) 70° -90° E 纬向平均降水量的纬度-时间分布([Chowdary et al. 2021](#))

- 地面气温的变化滞后于降水的变化;
- 印度每年的降雨大部分发生在 6 月至 9 月(JJAS)(印度夏季风)。

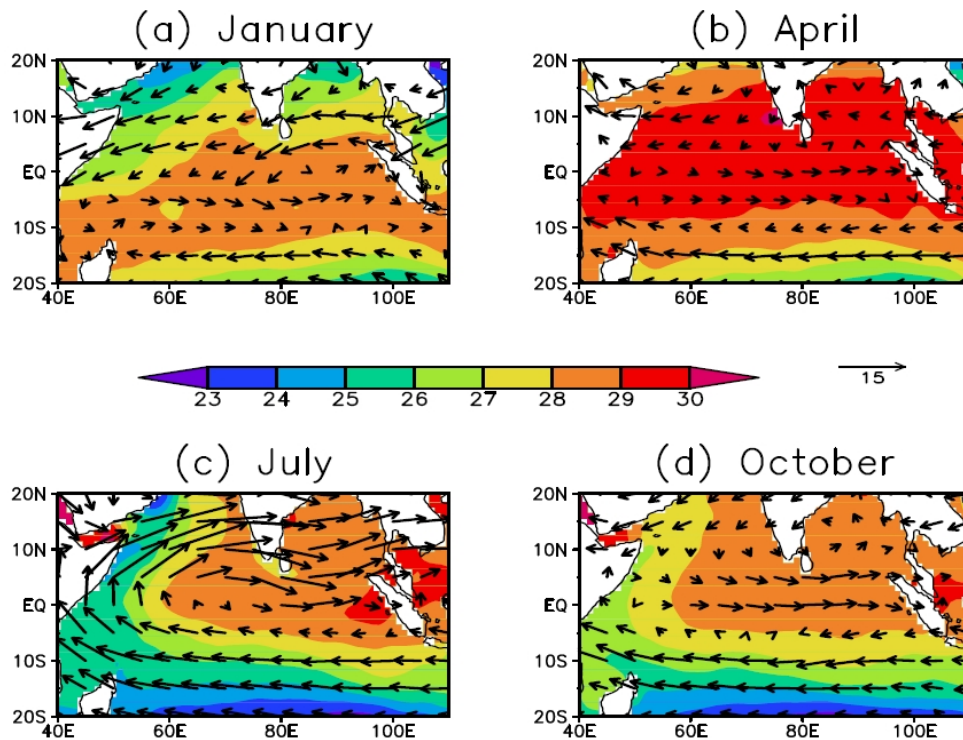


图 65 (a)1 月; (b)4 月; (c)7 月; (d)10 月的 SST 以及 850hPa 风场分布

- 冬季(图 65 a)、夏季(图 65 c)在赤道上为东风;
- 整个风场在 7 月达到最强,而后开始减弱,到次年 4 月达到最弱,海温的变化与风场的变化相一致,即季风持续发展、风速较大时,有利于海表面的蒸发,从而使得海洋热量损失较大,海表温度偏低。

印度季风形成的主要因素: 太阳辐射的季节变化; 大陆和海洋的热力差异; 科氏力作用下的地转平衡(相对于尺度小、周期短的海陆风而言); 地形(主要是青藏高原)造成的热源效应

(4) 印度洋的年循环特征

SST 和云为一年周期; 表面风和海流为半年周期

(5) 海洋环流对印度季风的响应

在印度夏季风时期(图 65 c),赤道以南为东南风,以北为西南风,根据风生环流和 Ekman 输送,这种风场配置将引起海水向南输送。那么必然存在一个经向的越赤道翻转环流以保证质量连续。

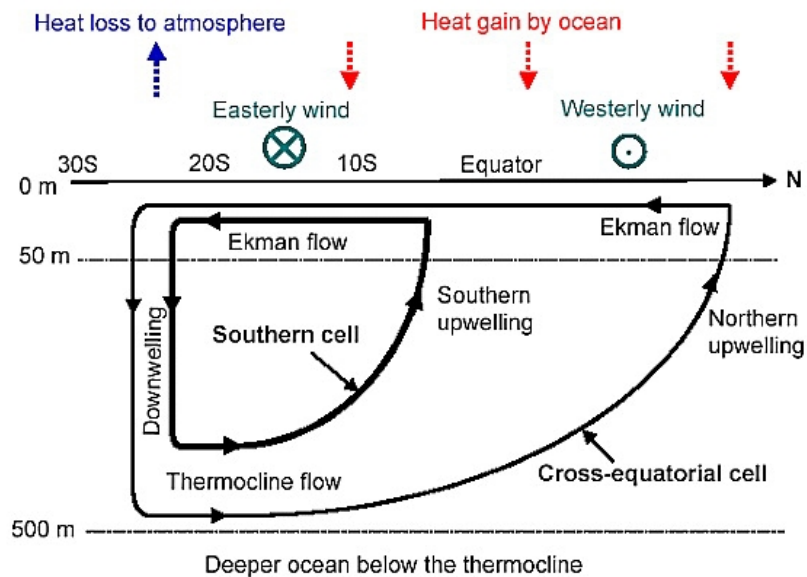


图 66 印度洋经向翻转环流的概念模型图(T. Lee, 2004)

21. 热带印度洋海温异常的两个模态

对印度洋 SSTA 进行 EOF 分析,得到的第一模态称为印度洋海盆一致模 (Indian Ocean Basin-wide Mode, IOB/IOBM), 第二模态称为印度洋偶极子模态 (Indian Ocean Dipole Mode, IOD)。

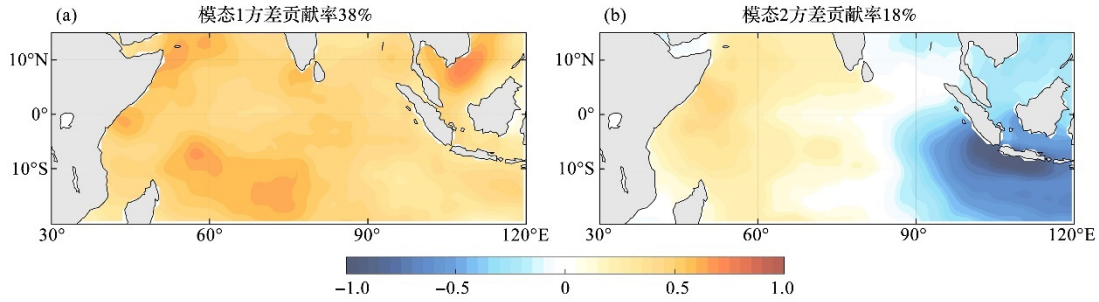


图 67 基于 EOF 得到的热带印度洋海表温度的前 2 个模态。(a)印度洋海盆模态，方差贡献率为 38%；(b)印度洋偶极子模态，方差贡献率为 18%([张玉红等, 2019](#))

(1) 印度洋海盆一致模态

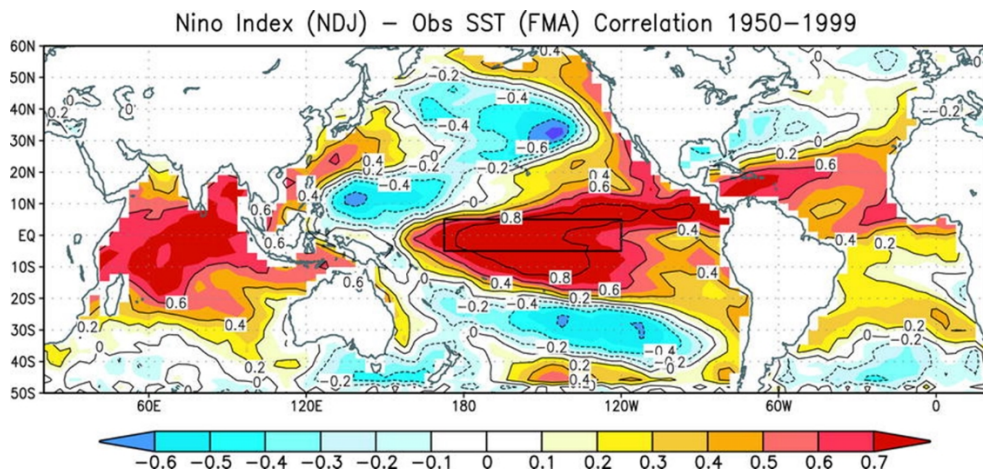


图 68 1950 - 1999 年 NDJ 时期 ENSO 区域(图中的黑色框表示)的 SSTA 与随后 FMA 时期全球 SSTA 之间的相关性[填色(等值线)间隔为 0.1(0.2)]([Alexander et al., 2002](#))

➤ 厄尔尼诺事件之后的印度洋海盆也出现增暖现象，且二者存在高度的正相关。

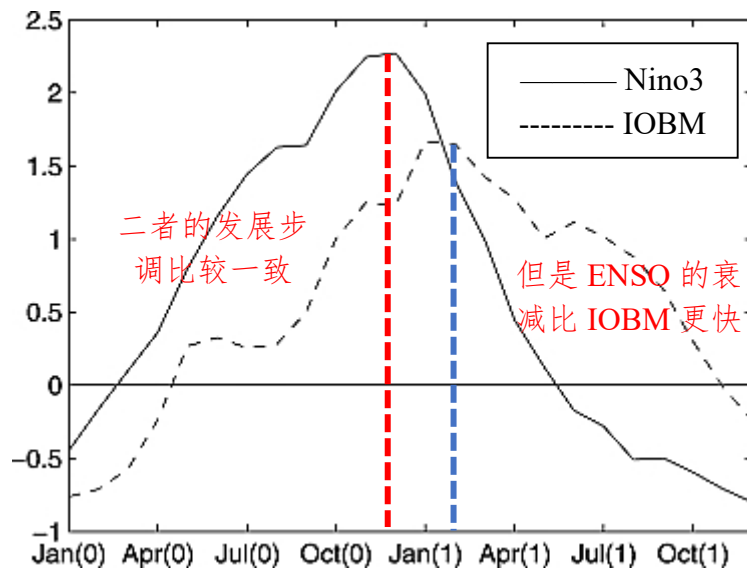


图 69 El Nino 事件合成分析，实线和虚线分别为 Nino3 指数和 IOBM 指数的时间变化(指数均已经标准化)([Yang et al., 2007](#))

图 69 通过 14 个 El Nino 事件(1951, 1957, 1963, 1965, 1969, 1972, 1976, 1982, 1986, 1987, 1991, 1994, 1997, 2002)进行合成, 绘制了 Nino3 和 IOBM 的时间序列图。其中 ENSO 的发展表现出强烈的季节性, El Nino 通常在夏秋季发展, 然后到早冬时节达到最强, 接着在晚冬和次年春天迅速消失。印度洋的增暖信号比 ENSO 滞后 3 个月左右, 它通常在秋季发展, 然后在晚冬和次年春天达到最强。从上图还可以看到, IOBM 贯穿整个夏季, 并且直到 11 月份才转为负位相。

印度洋海盆增暖的形成机制

- ① 对流层温度加热(TT)机制(参见 19);
 - ② Walker 环流异常机制;
- } 大气桥(Atmosphere bridge)过程

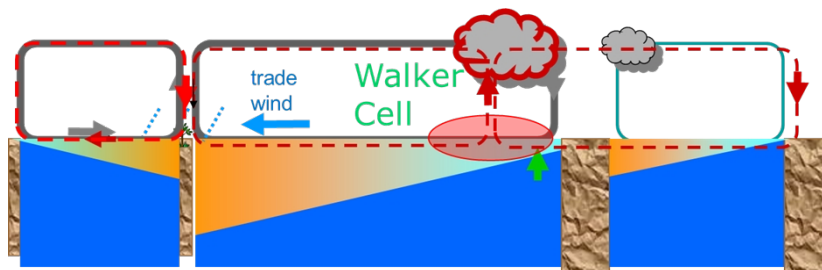


图 70 Walker 环流异常概念图

与大西洋不同, 热带印度洋的气候态风场为西风, 在 El Nino 发生时, 印太地区近地面为高压(异常 Walker 环流的下沉支), 从而产生辐散, 在热带印度产生异常的东风, 削弱了背景的风, 这样低层风速减小使海洋潜热释放减少; 在 El Niño 年, 印度洋上空的对流活动被抑制, 从而有利于海表接收更多的太阳短波辐射。短波辐射增加和潜热释放的减少导致了印度洋大部分区域的增暖。

- ③ 海洋动力学过程——Rossby 波的西传;

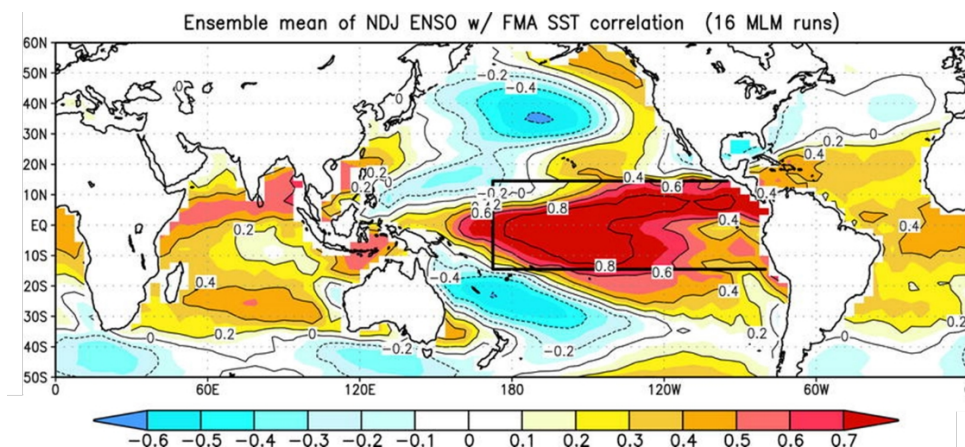


图 71 同图 69, 但是采用的是海洋的混合层模型计算相关系数(Alexander et al., 2002)

海洋混合层模式(Mixde Layer Model, MLM)考虑海洋的混合层(热力过程)而不考虑海洋的动力学过程, 于是温跃层的反馈就被剔除了。从图 71 可以看到, 当只考虑海洋热力过程时, El Nino 发生导致的印度洋海盆增温幅度显著减小, 并且二者的相关性也减弱, 由此可见, 海洋动力学过程在印度洋海盆增温过程中起着一定的作用。

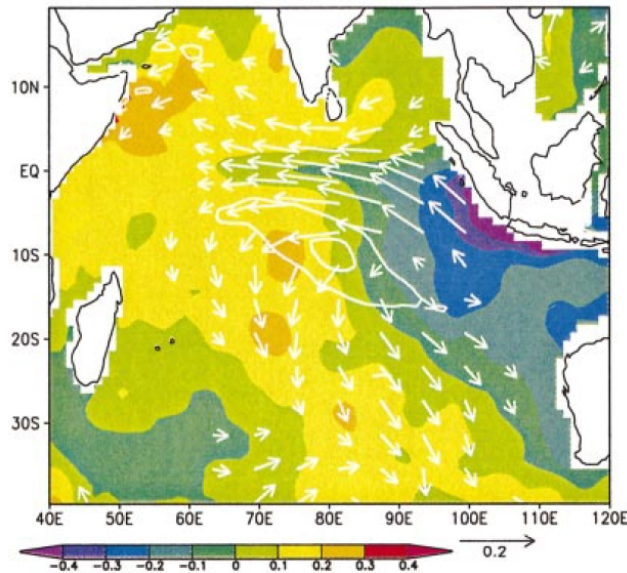


图 72 10-11 月 SST(填色, 单位 $^{\circ}\text{C}$)、表面风应力(箭头, 单位为 0.1 N/m^2)以及 Z20(5m 和 10m 两条等值线)与 ENSO 指数的回归系数图(Xie et. al., 2002)

图 72 为 SST、风应力和 Z20 与 ENSO 指数的回归系数。在 El Niño 成熟期, 苏门答腊岛附近有东风异常, 引发上升流造成海温负异常。此外, 在赤道东印度洋的两侧低层有反气旋异常产生(其中东南印度洋最明显), 从而激发了向西传播的下沉 Rossby 波(即携带暖信号), 波动在一个季度后传播到了西南印度洋, 并且在温跃层比较浅薄的西南印度洋影响局地海温异常, 从而导致了副热带西南印度洋海温异常。

但是印度洋海盆在赤道两侧并不对称, 受印度半岛的影响, 北印度洋的 Rossby 波传播受阻(到达印度半岛变为沿岸 Kelvin 波), 到达西北印度洋的信号减少; 而在南印度洋没有大陆的阻挡, 所以 Rossby 波可以一直传播到西南印度洋。而在西南印度洋有温跃层最浅的穹隆区(Dome 区), 这就导致了南印度洋的海温、热含量等变化比北印度洋显著(图 73a, b), 形成了南北增暖的不一致。

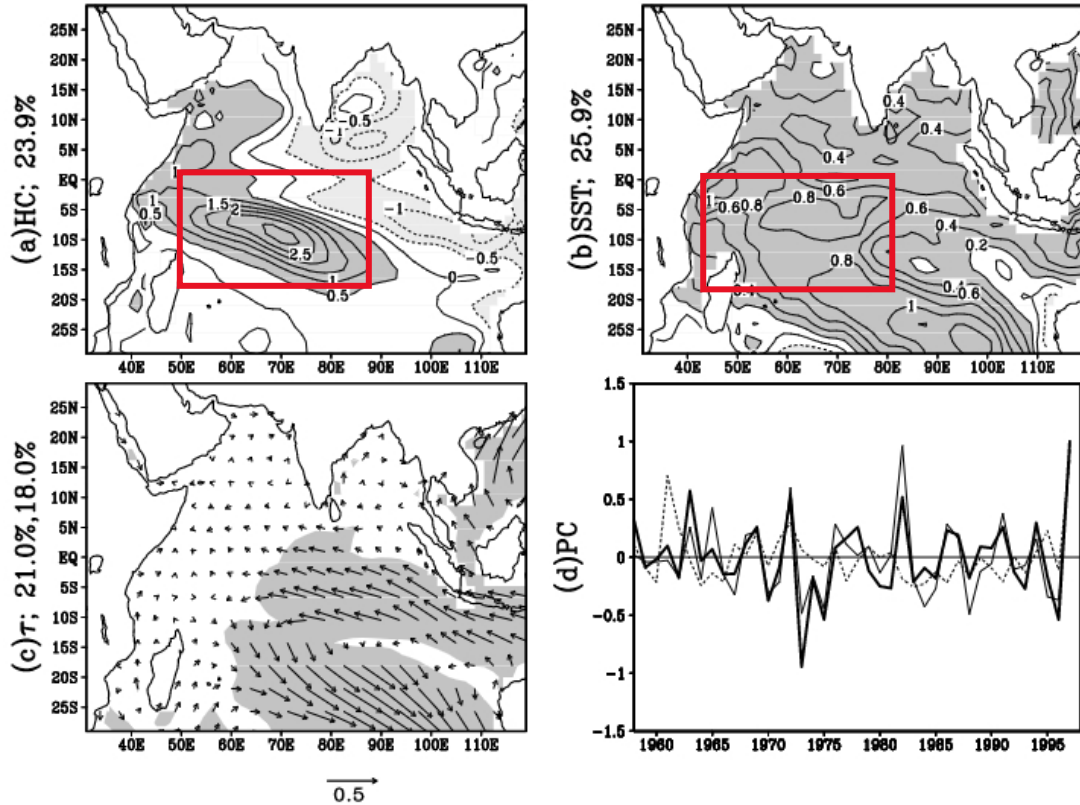


图 73 通过联合 EOF 得到的第一空间模式分布(a, b, c)和时间序列图(d), 其中(a)热含量 (Heat Content)异常; (b)SST 异常; (c) 风应力异常(Huang and Kinter, 2002)

④ 局地海气相互作用

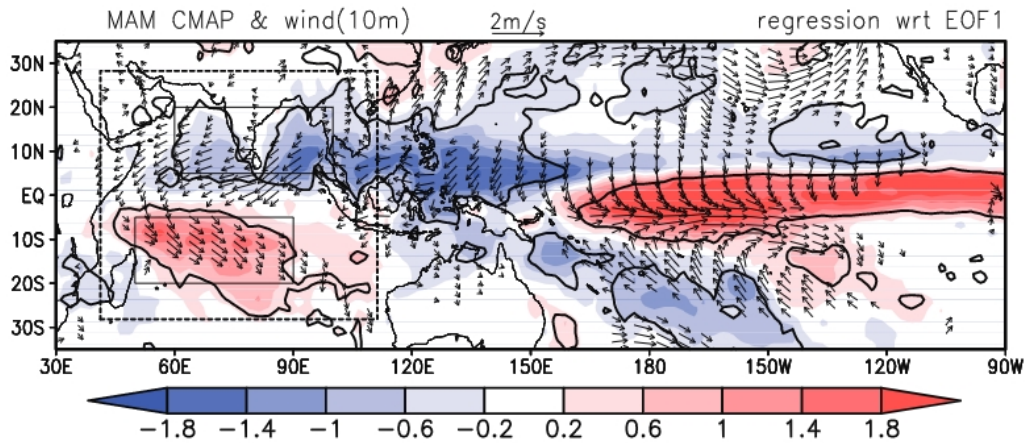


图 74 印度洋降水在北半球春季的非对称模式(Wu et al., 2008)

前面提到, 海洋波动导致了西南印度洋的增暖比北印度洋明显, 形成了赤道两侧的海温不对称, 于是产生了跨赤道的北风异常, 热带印度洋低层有反对称的跨赤道的异常流场——赤道以北为偏东风, 赤道以南为偏西风(图 74)。这种反对称跨赤道流场从春季一直维持到初夏。而初夏印度季风和东亚西南季风爆发, 此

时北半球的气候态风场为西风、南半球的气候态风场为东风，异常的反对称环流对背景风场均为削弱作用，从而减少海洋向大气的潜热释放，从而使得热带印度洋特别是北印度洋的海温偏暖能维持到夏季，这就解释了为什么北印度洋在夏季会有二次增暖。另外，二次增暖也有太阳短波辐射的作用，从图 74 可以看出北印度洋的降水偏少，说明对流云偏少，这样到达海面的太阳辐射也会增加，有利于海温的升高。

(2) 印度洋偶极子模态

① IOD 独立于 ENSO

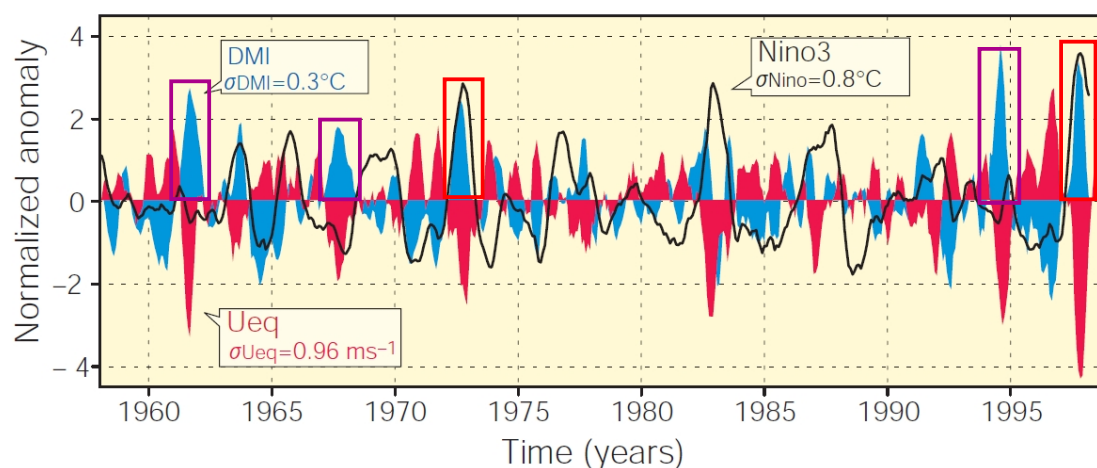


图 75 自 1958 年以来，El Nino 事件(黑色实线，用 Nino 3 区的 SST 异常表示)及赤道纬向风异常(红色填充，70°E~90°E，5°S~5°N)与 IOD 事件的演化过程(蓝色填充，用 DMI 指数表示)。三个时间序列都用它们各自的标准差进行了归一化。(Saji et. al, 1999)

【补充】偶极子模态指数(Dipole Mode Index, DMI)

IOD 的强度由赤道西印度洋(50°E-70°E 和 10°S-10°N)和赤道东南印度洋(90°E-110°E 和 10°S-0°)之间的海温异常梯度表示。这种梯度被称为偶极模态指数(DMI)。正 IOD 时，DMI>0，表示热带印度洋的偶极子模态的海温异常为西正东负；负 IOD 时，DMI<0，表示热带印度洋的偶极子模态的海温异常为东正西负。DMI 指数下载地址：https://psl.noaa.gov/gcos_wgsp/Timeseries/DMI/

图 75 中，1961，1967，1994 年是 IOD 活动比较旺盛的年份，分别对应了没有 ENSO 事件、La Nina 事件和一个弱的 El Nino 事件；1972 和 1997 年 IOD 和 ENSO 活动都比较强盛。这表明 IOD 事件与 ENSO 事件并没有一一对应的关系。

Saji 指出, DMI 与 Nino 3 时间序列的相关系数小于 0.35, 关系比较若。再看风场, 当 IOD 为正位相时, 赤道表现出东风异常, 且 pIOD(Positive IOD)较强时, 对应的赤道东风也越强。IOD 为负位相时情况类似。因此, IOD 事件是独立于热带太平洋的 ENSO 事件的, 且 IOD 的强度与其海盆内部的赤道纬向风强度密切联系, 所以说 IOD 是印度洋内部的海气相互作用的模态。

② IOD 的发展过程

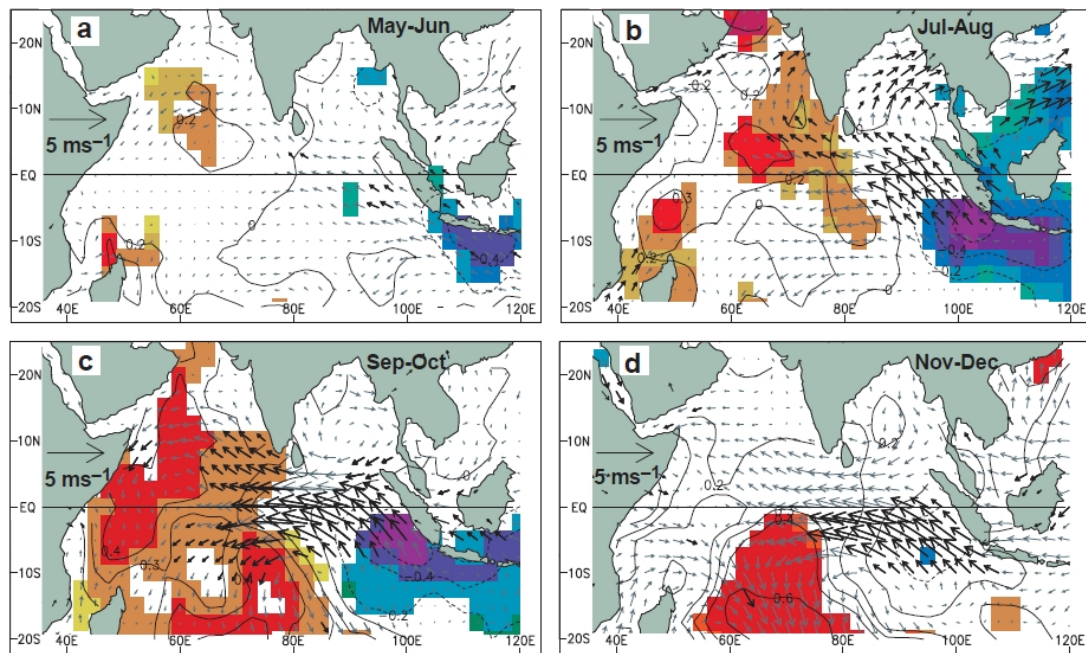


图 76 IOD 事件的合成(1961,1967, 1972, 1982, 1994, 1997)(Saji et. al, 1999)

- 5—7 月, 首先在印度尼西亚附近出现冷异常(先出现在爪哇岛, 后在苏门答腊岛), 并且伴随着热带东南印度洋的东南风异常; (北印度洋在海洋和大陆的共同影响下会受到印度季风的影响, 而南印度洋均为东南信风。尽管如此, 受太阳辐射影响, 东南信风带还是会随季节变化, 当东南信风到达爪哇岛时, 就可以产生沿岸风和离岸流, 于是冷信号出现, IOD 开始发展。)
- 6—8 月, 冷异常加强, 冷信号越过赤道, 并沿着海岸伸展, 同时西印度洋开始增暖(注意到最强冷信号还是在南半球);
- 9—10 月(秋季), IOD 发展达到峰值, 东风加强;
- 11—12 月, 开始减弱。

③ IOD 的发展机制——Bjerknes 正反馈机制

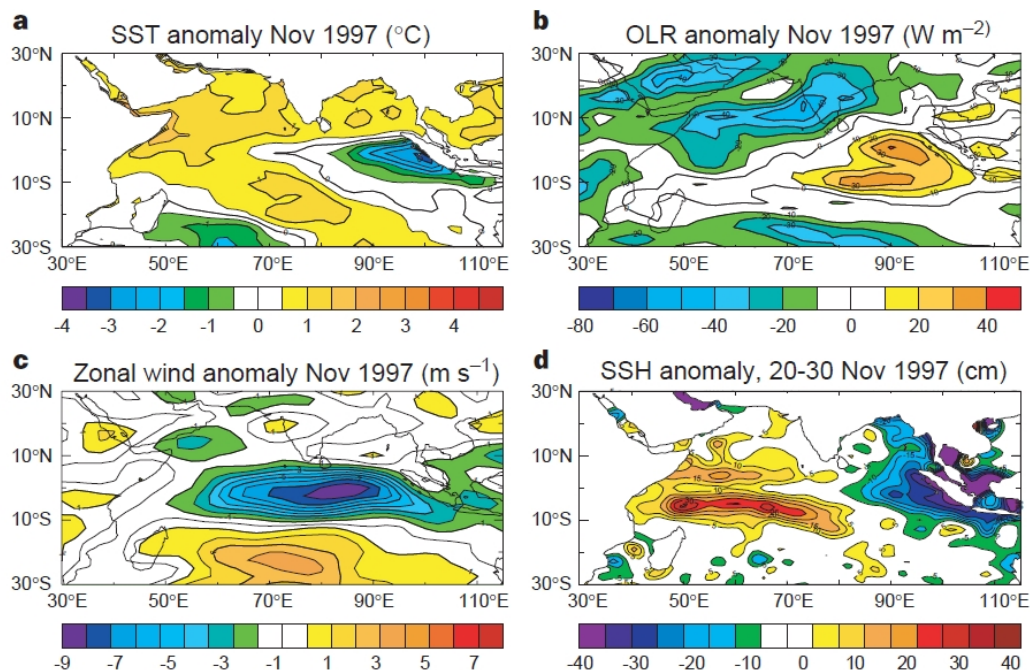


图 77 1997 年 11 月印度洋海盆的状况。(a)海温(SST)异常；(b) 向外长波辐射(OLR)异常；(c)纬向风异常；(d) 海表面高度(SSH)异常(Webster et al. 1999)

图 77(a)的海温异常西正东负，为正的 IOD 事件，在这种海温异常下，赤道地区($10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$)呈现出较强的东风异常(图 77c)。图 77(b)，西部的 OLR 为负异常，表示有深对流云(阻碍了长波辐射向外释放)，而东部的正异常表示没有深对流云的存在，它表示印度洋西部和西北部的降雨量高于气候态平均，而东部的降雨量则低于气候态平均。

既然 IOD 导致了印度洋存在纬向的温度梯度，那么它的发展是不是可以用 WES 机制来解释呢？其实不然，图 77(d)给出了在正 IOD 事件期间 SSH 的异常情况，从而表明温跃层也存在异常情况。在苏门答腊岛附近 SSH 为负异常，表明温跃层变浅；在西印度洋，SSH 为正异常，表明温跃层加深。此外，在赤道以南印度洋的中部和西部，可以看到有一条细长的“脊”(SSH 的极大值区域)，这与南半球的 Ekman 输运有关(正的 IOD 事件时低纬度为东风，而中纬度为西风)。正是因为有了温跃层反馈的存在，我们说 Bjerknes 正反馈机制是 IOD 发展的主要机制。

④ IOD 发展演变过程中的海洋动力学过程

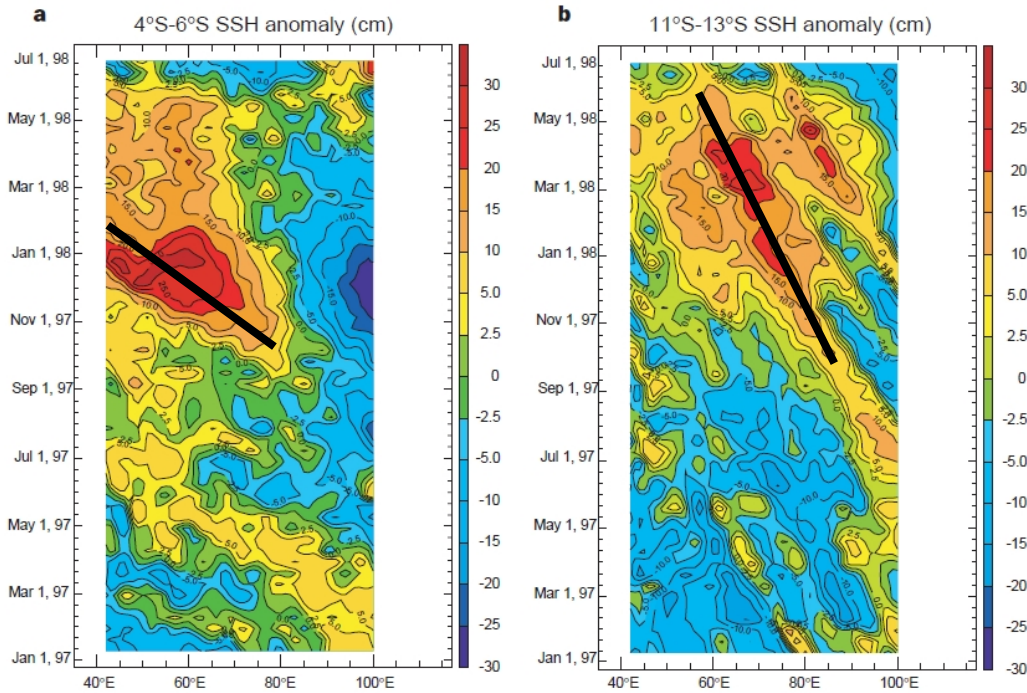


图 78 SSH 异常发展的时间-纬度剖面图(a)4°S~6°S; (b) 11°S~13°S (Webster et al. 1999)

图 78 展示了 1997 年 1 月至 1998 年 6 月 4°S~6°S(a)和 11°S~13°S(b)SSH 异常的经向分布情况，可以看到在不同的纬度上均有携带下沉信号的 Rossby 波西传(上图中的黑色粗线)，并且还可以得出 Rossby 波在低纬度西传的速度(相速度)比

在高纬度快(海洋中 Rossby 长波的相速度表达式为 $c_{px} = -\beta L_d^2$ ，其中 $L_d = \frac{\sqrt{gH}}{f}$ 称

为 Rossby 变形半径)。于是，图 77(d)中的“脊”会明显向西移动，使得西印度洋的温跃层加深，有利于海温升高。

⑤ IOD 的季节锁相特征

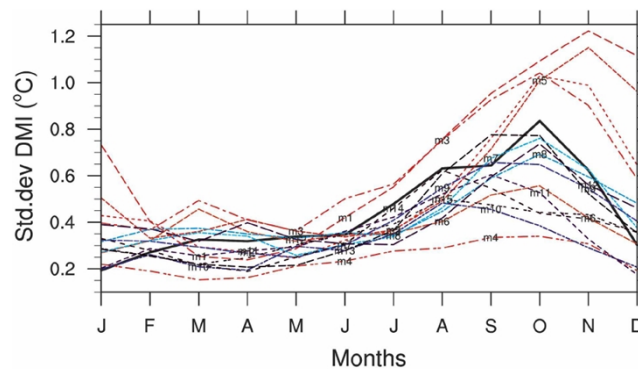


图 79 DMI 指数的年变化过程

IOD 事件具有显著锁向特征，在北半球夏季发展，在北半球秋季成熟。

▲ 一般认为 ENSO 是 IOD 事件重要的触发机制(印尼地区的下沉气流为热带印度洋提供了东风异常)。