

第3节 表层大洋环流 (surface-ocean current)

引子：大洋环流与全球能量传输

一、表层洋流的运动

二、洋流运动的机理

引子：大洋环流与全球能量传输

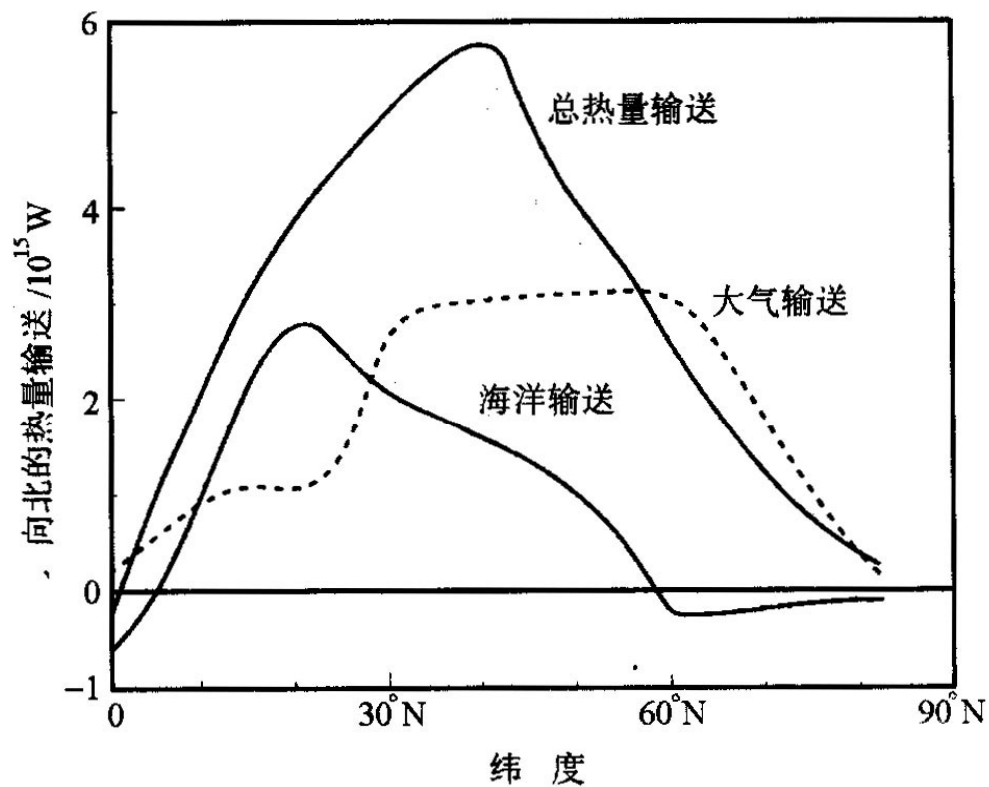
1. 净辐射的纬度差异产生热量的经向输送

2. 气候模式模拟的结果

只考虑大气环流的经向输送，高纬度气温比实测偏低 20°C ，中纬度海温比实测偏低 10°C 。

3. 推断：应有附加的经向热量输送——海流

北半球热量的经向输送



4. 缺失项的估算

在加入洋流热量输送的气候模拟中，低纬温度下降，高纬温度上升，温度接近实测结果。

5. 大洋环流的定义

海洋中具有相对稳定流速和流向的大规模海水运动现象。

一、表层洋流的运动

1. 表层洋流运动与大气运动成因的差异

- 大气和海洋加热部位的不同；
- 大气和海洋垂向运动趋势的不同；
- 大气和海洋比热的不同，由于海洋温度的变化缓慢，而使得广大海域内的海水温度和密度的差异很小。

结论： 大气和海水运动驱动力的不同，全球风场是产生表层大洋环流的主要驱动力。

2. 风海流和简化表层洋流模式

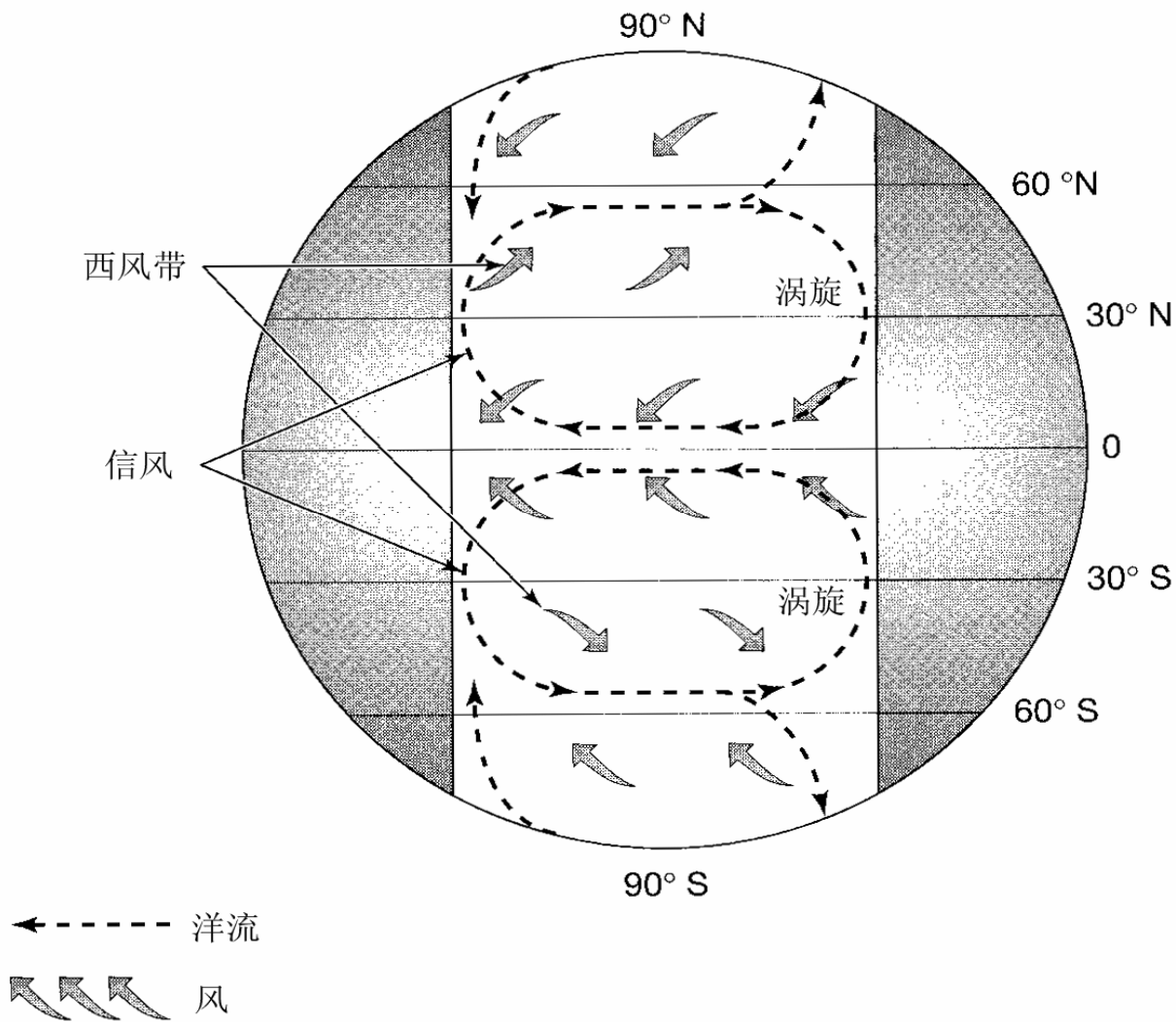
(1) 风海流的定义(wind-drift currents):

风应力作用下形成的海水流动，厚度较薄(50-100m)。

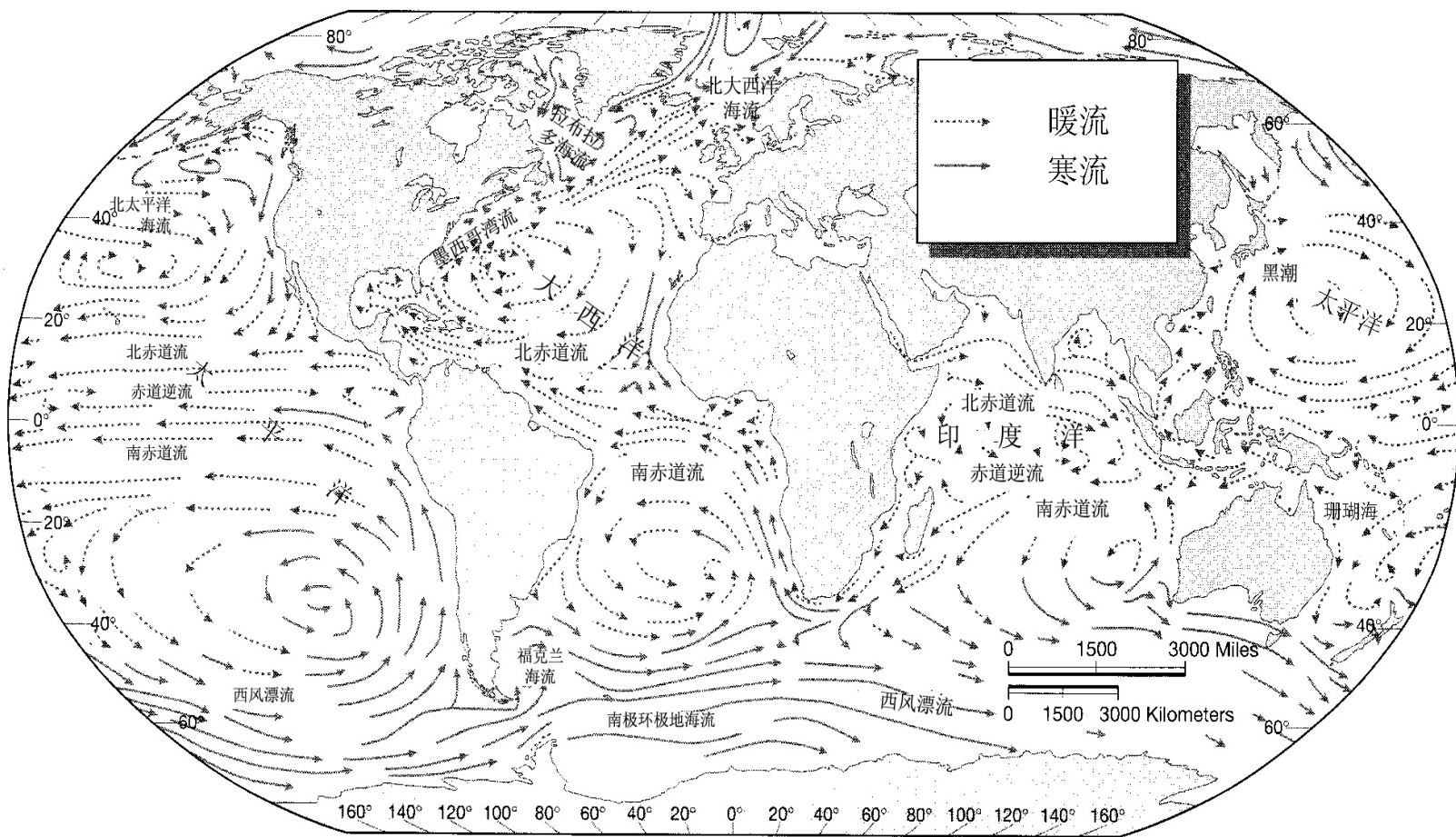
(2) 观测事实

- 北半球的海水运动向风应力的右方偏离，南半球则向风应力的左方偏离；
- 大洋涡旋(ocean gyres)的存在：在北半球呈顺时针方向旋转，在南半球呈逆时针方向旋转。

简化的表层洋流模式



全球冬季表层大洋环流的分布



3.实际表层洋流与简化模式的异同

相似之处

- 北半球副热带地区有一个顺时针方向的涡旋
- 南半球副热带地区有一个逆时针方向的涡旋

不同之处

- 赤道逆流（补偿流）；
- 环绕南极大陆的西风漂流（地形作用）；
- 高纬气旋型涡旋在北大西洋更为明显；
- 海水向涡旋中部辐合，没有发生沿岸堆积。

可见，在风应力之外，还有其他力作用于海水，形成表层洋流的运动特征。

二、洋流运动的机理

(一) 埃克曼输送

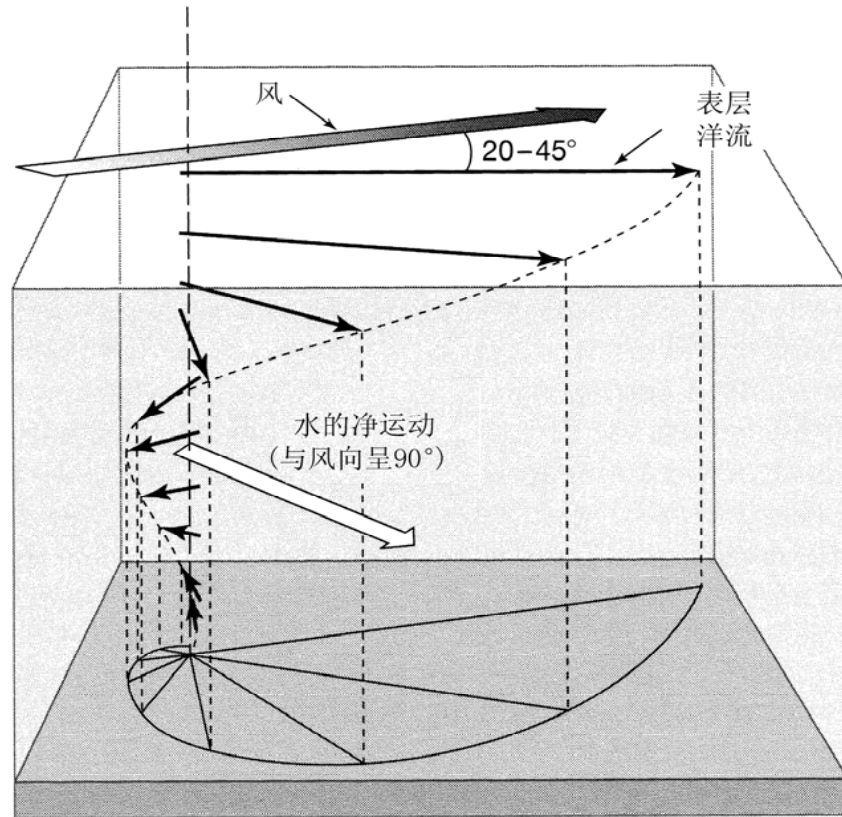
1. 实地观测：南森的北冰洋探险发现，海冰和船沿着风的右方 $20 - 40^\circ$ 方向漂流。

2. 理论推导：埃克曼的数学解释

- 边界条件：持续强风，无限和均匀的海洋，无其他作用力。
- 假设：水的运动表现为许多相互独立的薄水层的运动。

埃克曼螺线的结构

- 三种作用力：
上覆水的应力
下伏水的应力
地转偏向力



3.结论

- 表层洋流将沿风向的 $20 \sim 45^\circ$ 角方向流动;
- 流向将在表层以下 $100 \sim 200\text{m}$ 之间处倒转;
- $100 \sim 200\text{m}$ 处的流速只有表层流速的约4%;
- 远海表层海流的运动近似符合埃克曼理论。

4. 推论

当螺线中所有单个水层的运动叠加后，水的净输送方向与风向呈直角，这种水的净位移称为埃克曼输送 (Ekman transport)。

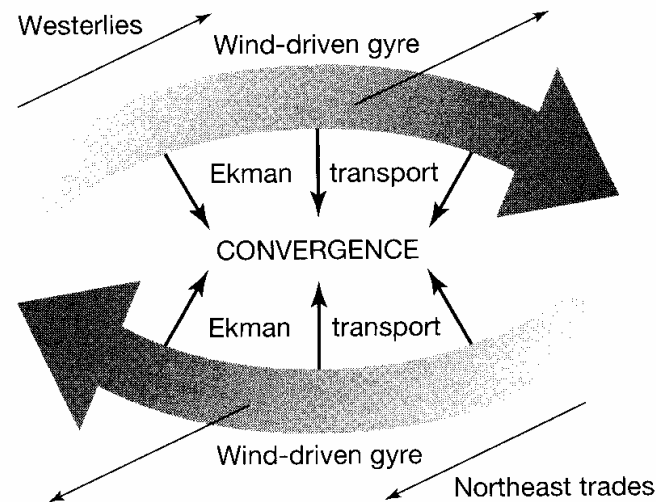
在南、北半球副热带的涡旋中，埃克曼输送的结果是将水推向涡旋的中心。

(二) 地转流的产生

1. 辐合和辐散

(1) 主要辐合区：涡旋的中心。

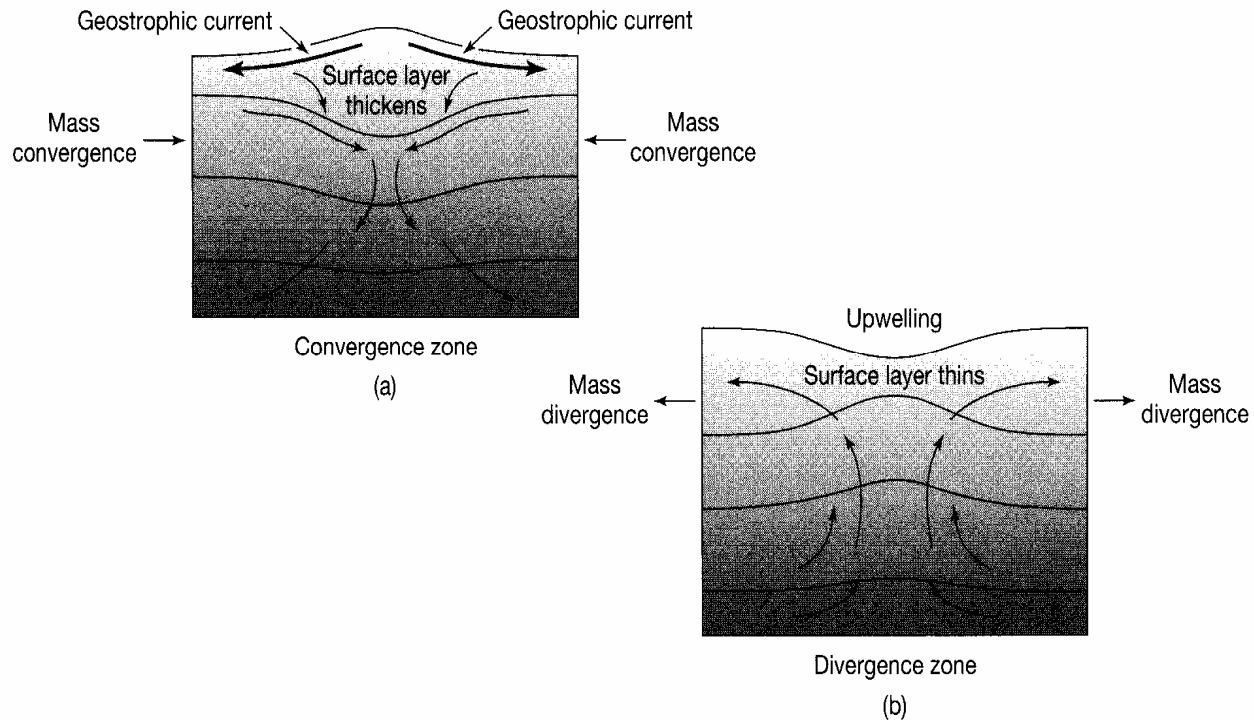
(2) 主要辐散区：赤道附近海域，北美的西南岸和北非的西岸，南美和南非的西岸。



2.垂直运动

(1) 辐合区域——下沉流

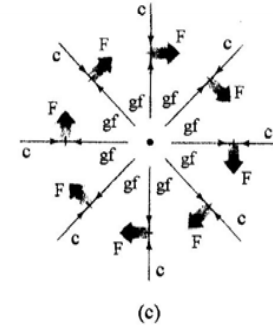
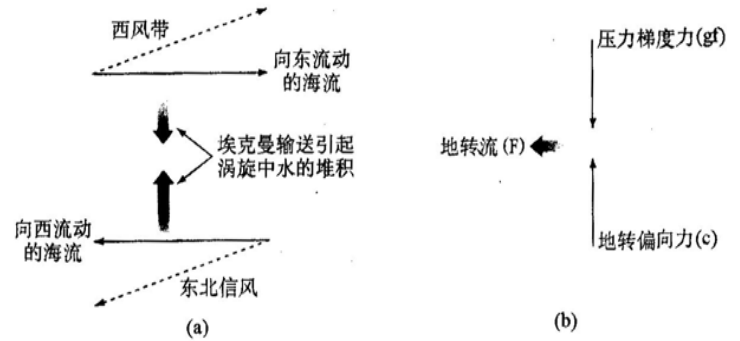
(2) 辐散区域——上升流



3.地转流 (geostrophic currents)

(1) 地转流的形成过程

- 海平面坡度的形成
- 海水沿压力梯度力方向流动
- 地转偏向力与压力梯度力平衡
- 地转流的产生



(2) 定义：水平压力梯度力与地转偏向力取得平衡时的定常海流。

(3) 方向：

- 北半球绕涡旋中心呈顺时针流动；
- 南半球绕涡旋中心呈逆时针流动。

(4) 实际情况：地转流与压力梯度力夹角略大于 90° ，水流向涡旋中辐合与下沉。

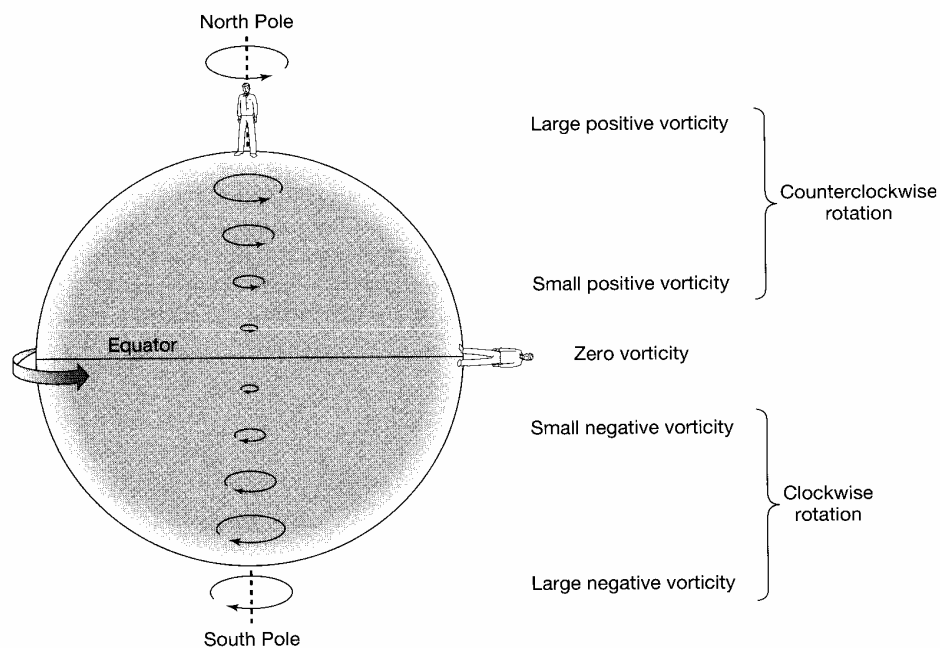
(三) 边界海流

1. **表现:** 涡旋西部的海流狭窄并且流速快; 东部的海流宽阔并且流速慢。如北大西洋湾流 (暖流) 和加那利海流 (寒流)。

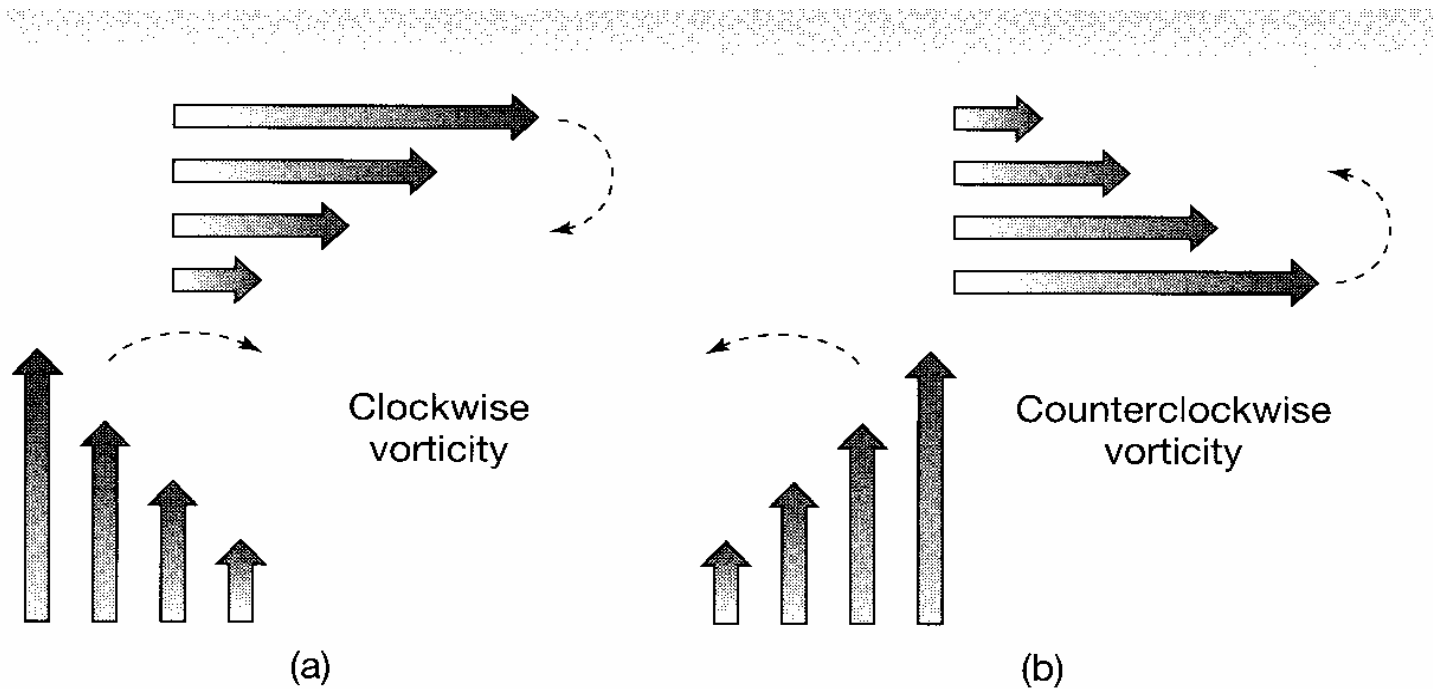
2. **原理:** 绝对涡度的守恒

- 涡度: 描述流体绕轴旋转趋势的物理量。
- 反时针旋转的趋势为正涡度, 顺时针旋转的趋势为负涡度。

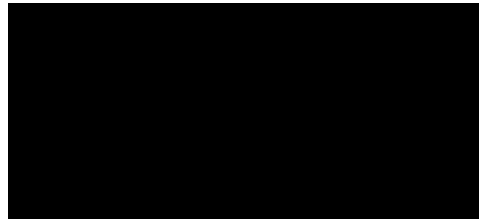
- 行星涡度 f : 由于地球的自转，地面上的流体具有绕着地轴的涡度。在北半球为正，在南半球为负，纬度越高，涡度越大，在赤道上为零，在极点处最大。



- 相对涡度 ξ : 流体相对于地球运动具有的涡度。北半球反时针旋转的海流具有正涡度，顺时针旋转的海流具有负涡度（箭头的长度代表相对流速）。



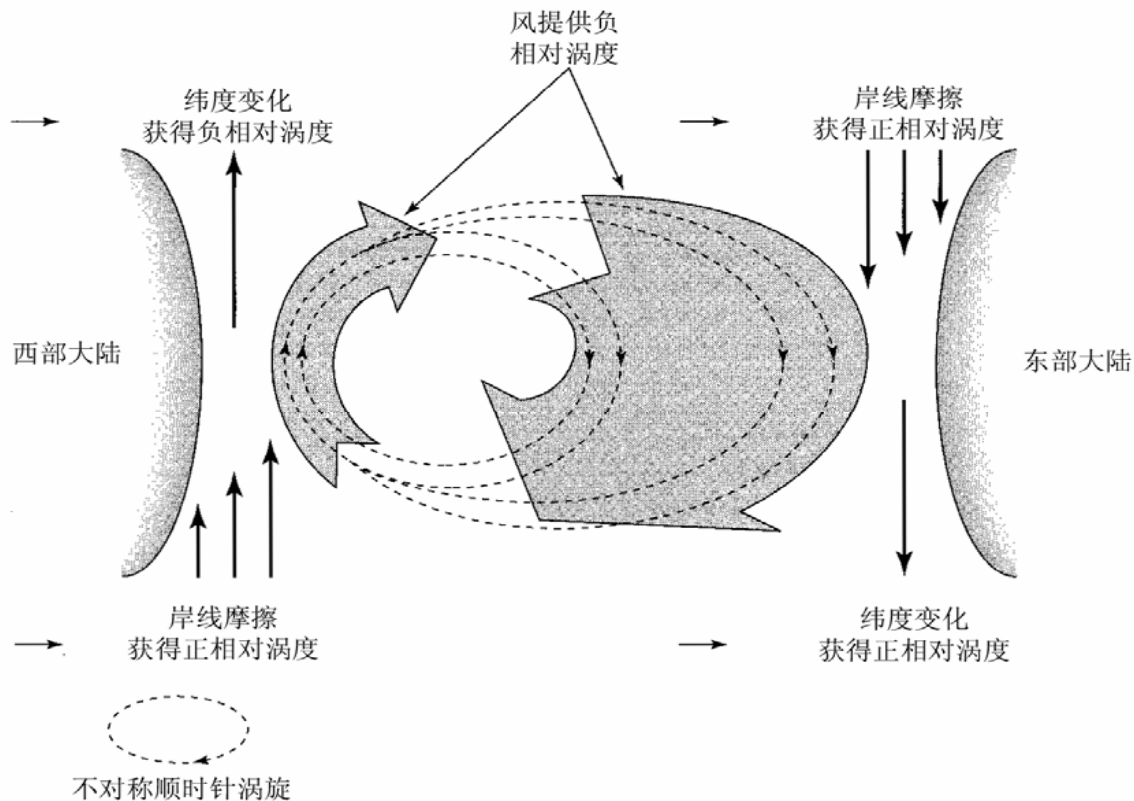
- 绝对涡度：行星涡度 (f) 与相对涡度 (ξ) 之和，对于大尺度水平运动而言，不考虑垂直运动和摩擦作用，绝对涡度保持恒定：



如果海流向极地移动， f 增大， ξ 减小，使海流获得负相对涡度，转向赤道移动；如果海流向赤道移动， f 减小， ξ 增大，使海流获得正相对涡度，向极地返回。

3.大洋涡旋不对称性机理（北半球）

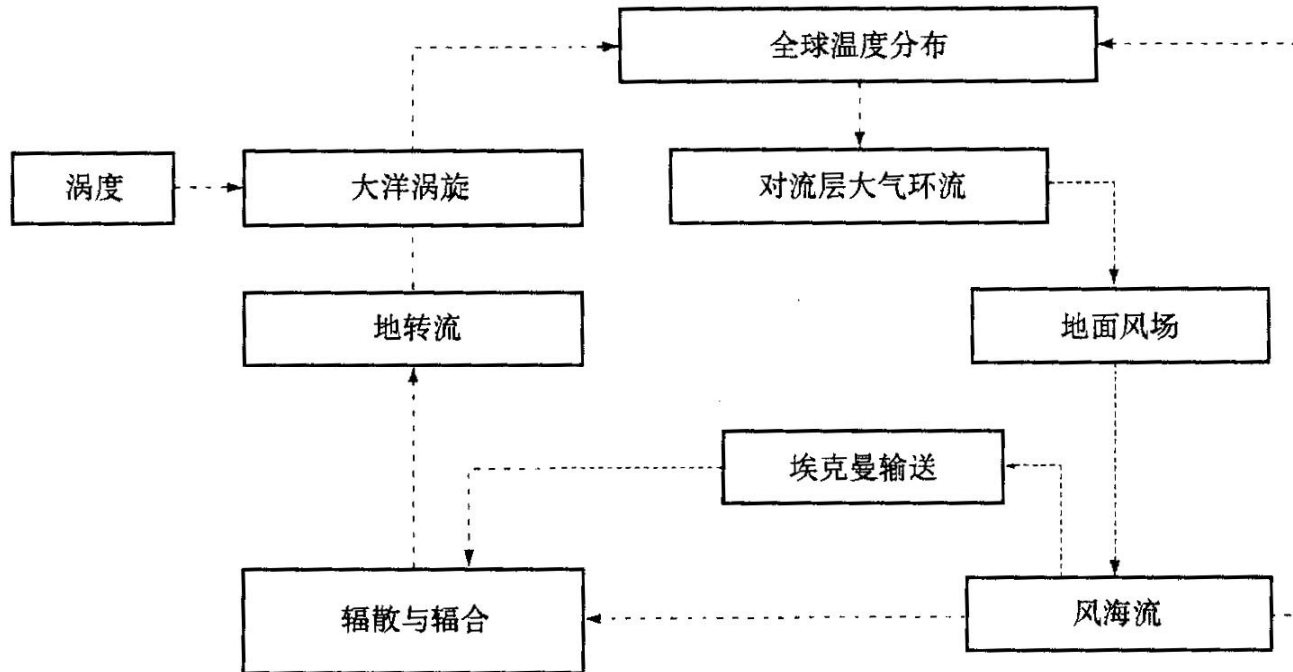
- 涡旋周围产生负的相对涡度（顺时针）。



- 东部边界海流从北向南运动，行星涡度 (f) 减小，相对涡度 (ξ) 增大，纬度变化获得正相对涡度，岸线摩擦也获得正相对涡度，使具有负相对涡度的涡旋减弱。
- 西部边界海流从南向北运动，行星涡度 (f) 增大，相对涡度 (ξ) 减小，纬度变化获得负相对涡度，岸线摩擦仍获得正相对涡度，使具有负相对涡度的涡旋增强。

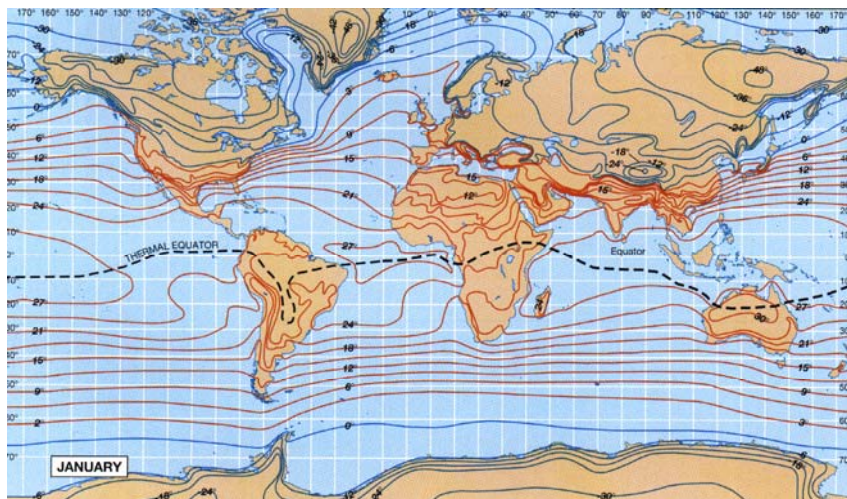
(四) 表层洋流的作用

1. 表层洋流作用的图解模型

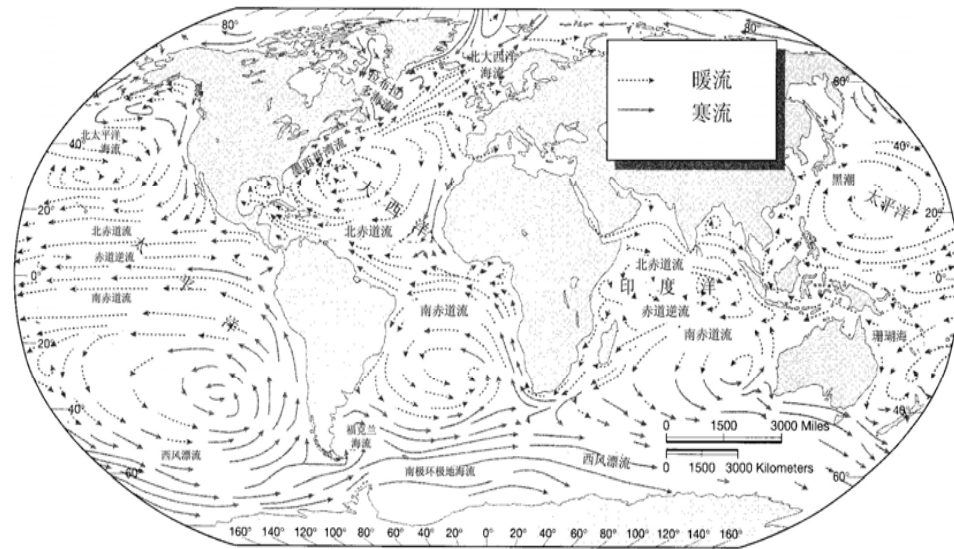


2. 表层洋流的影响

- 对热能进行纬向重新分配：将暖水向极地方向输送，而将冷水向赤道方向输送。
- 对区域温度分布的影响：暖洋流和冷洋流形成不同的气候。



- 对大陆西岸沙漠气候形成的影响：离岸寒流如加那利寒流（北非）、本格拉寒流（南非）、加利福尼亚寒流（北美）和秘鲁寒流（南美）等是形成大陆西岸沙漠气候的原因之一。



第4节 深层大洋环流 (Deep-ocean circulation)

引子：寻找深层洋流的驱动力

一、海水盐度

二、温盐环流

三、温盐输送带

四、洋流与热量输送

引子：寻找深层洋流的驱动力

1. 风海流和埃克曼输送的存在表明：

- 表层洋流可以引起表层和深层海水的交流；
- 风应力不是深层海水运动的驱动力。

2. 地转流的存在表明：

- 海面坡度是表层洋流运动维持的直接原因；
- 因坡度很小，不会引起大规模的深层海流。

3. 问题：深层洋流的驱动力是什么？

(1) 海水密度分布的空间差异

- 水平差异小，垂直差异大。
- 密度差异是由温度和盐度差异引起的。

(2) 海水温度和盐度分布的空间差异

一、海水盐度

1. 盐度的概念

指溶解在一定质量海水中的各种盐分（以NaCl最为常见）的质量，单位是 $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 或‰。

2. 海盐的基本成分

Cl^- 、 Na^+ 、 SO_4^{2-} 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 和 K^+ 等。除了钙以外，这些元素在全球海洋中的含量几乎是恒定的。

海洋中主要盐分离子的含量

盐分离子	含量/ ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$)	质量分数/ (%)
氯 (Cl^-)	18.980	55.04
钠 (Na^+)	10.556	30.61
硫酸 (SO_4^{2-})	2.649	7.68
镁 (Mg^{2+})	1.272	3.69
钙 (Ca^{2+})	0.400	1.16
钾 (K^+)	0.380	1.10
碳酸氢根 (HCO_3^-)	0.140	0.41
溴 (Br^-)	0.065	0.19
硼酸 (H_3BO_3)	0.026	0.07
锶 (Sr^{2+})	0.013	0.04
氟 (F^-)	0.001	0.00
总量	34.482	99.99

3. 海盐的来源

海水中的盐分主要来自陆地上岩石的风化物。

海洋中盐的含量基本不变：输入大致等于输出。

影响不同海域盐度差异的因素：蒸发量、降水量、河流径流量、海冰的形成和融化。

二、温盐环流

定义：由于海水温度和盐分差异形成的深海环流。实质上，它是由海水密度的差异驱动的。

（一）大洋的垂直结构

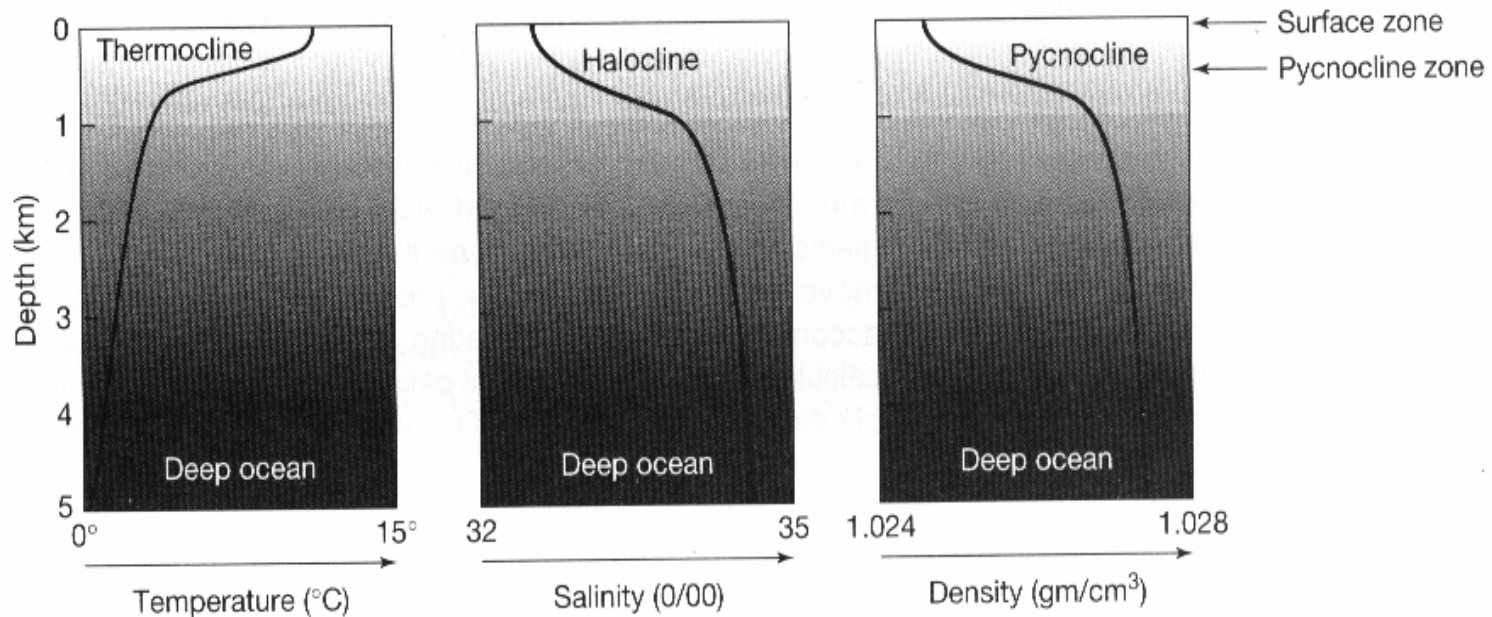
1. 水的密度与盐度和温度的关系

- 密度随盐度增大而增大
- 4℃以下时，纯水密度随温度升高而增大
- 4℃以上时，纯水密度随温度升高而减小

2. 大洋的分层

(1) 混合层：低密度带，出现在大洋表层60~100 m的范围内，占海洋体积2%。

功能：光合作用带



(2) 密跃层: 密度随深度的加深而急剧增大的转换层, 厚1 km, 占海洋体积18%。

盐度跃层: 盐度转换层

温跃层: 温度转换层

功能: 限制海水的垂直运动

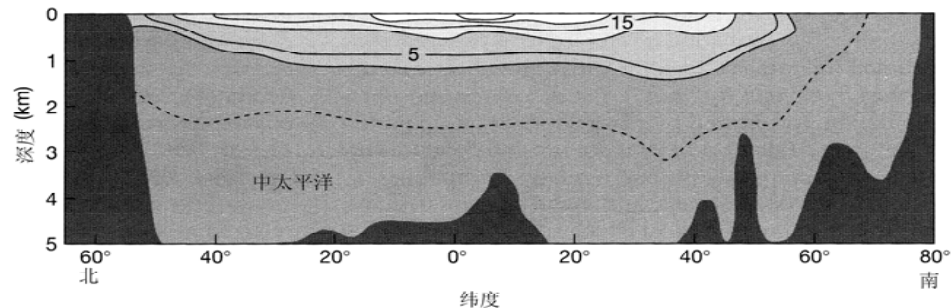
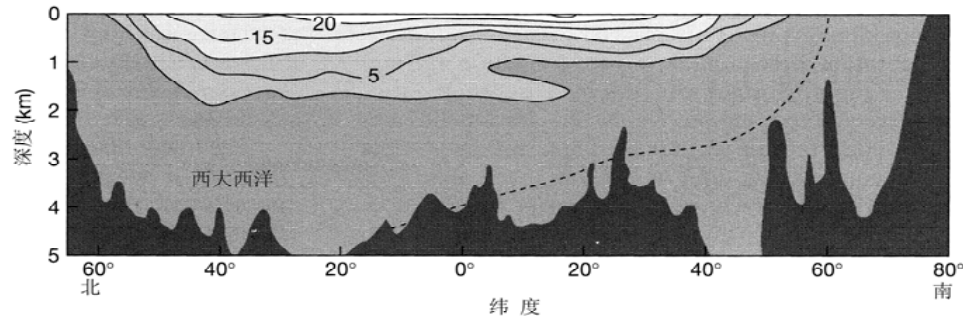
(3) 深冷层: 1~5 km以下, 约占大洋体积的80%, 分层、高密度、高盐、低温。

功能: 维持海水层结的稳定。

3. 大洋温度和盐度的垂直分布

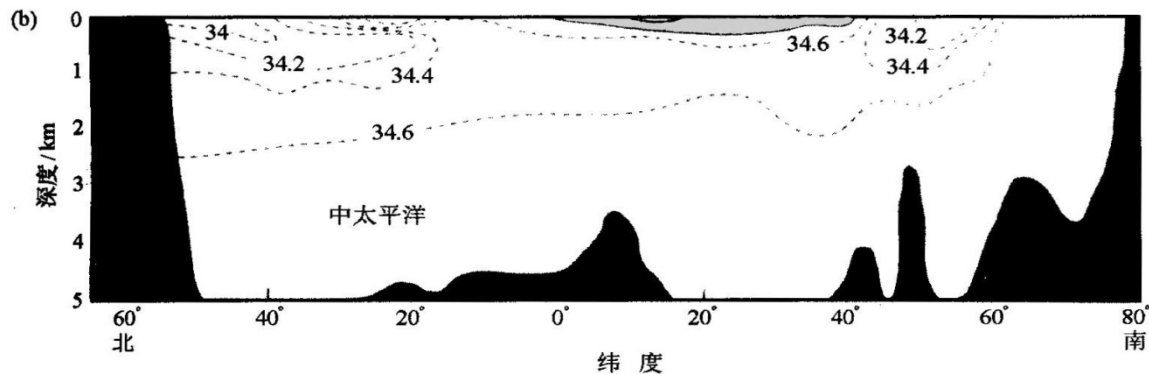
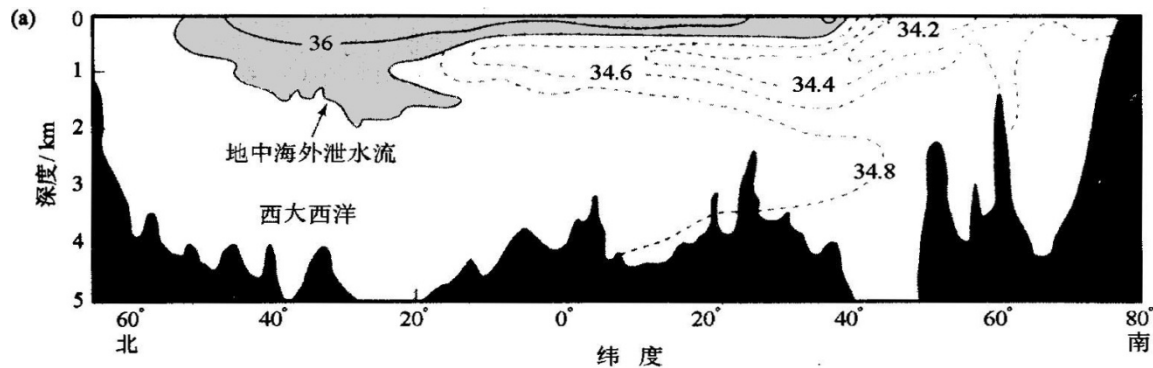
(1) 温度垂直分布

在高纬海域，温度的垂直跃变不明显。



(2) 盐度垂直分布

副热带和低纬海域出现盐度最大值；中纬海域盐度趋于随深度而增大；高纬海域盐度相对较低，上下层差异不显。



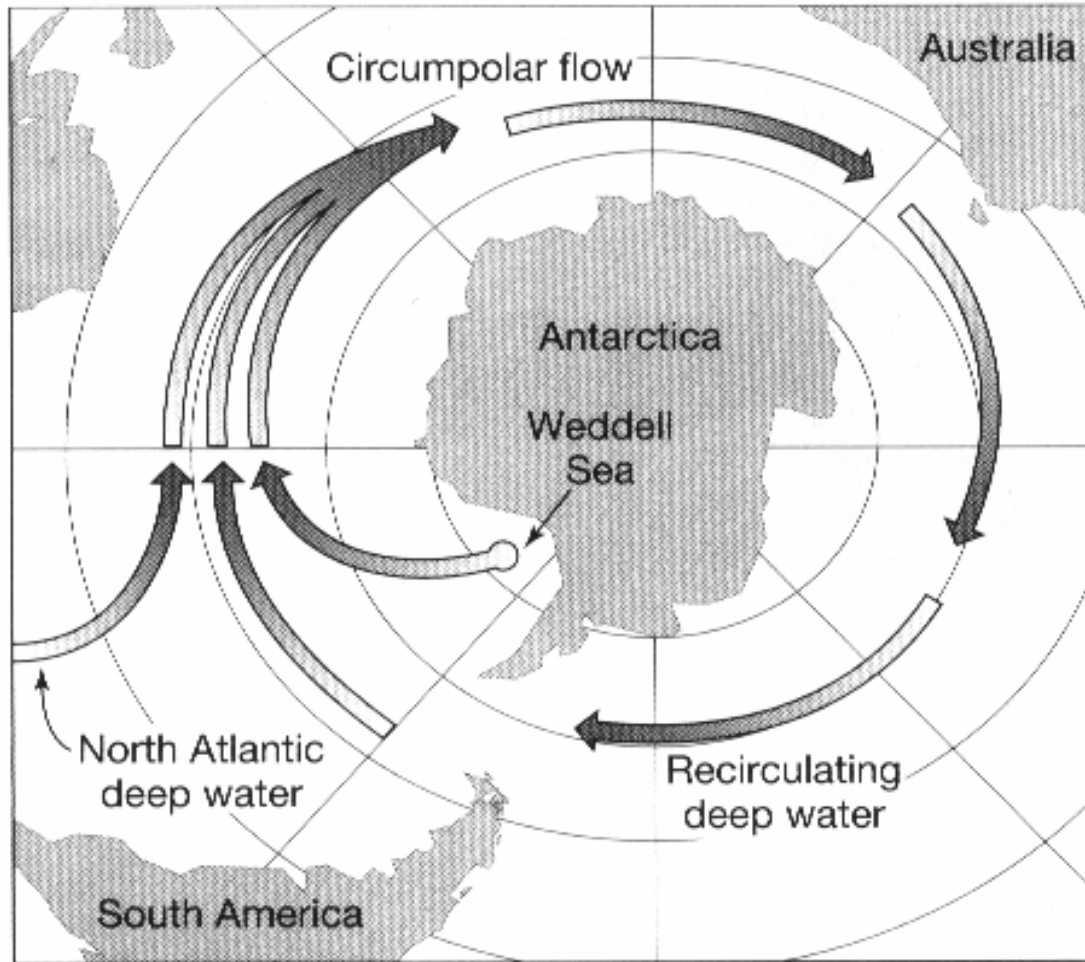
(二) 底层水的形成

1.原理: 当极地海水冻结时，大部分海盐被析出，使得紧靠着海冰下面的水寒冷且高盐，这种高密度海水下沉形成的底层水。

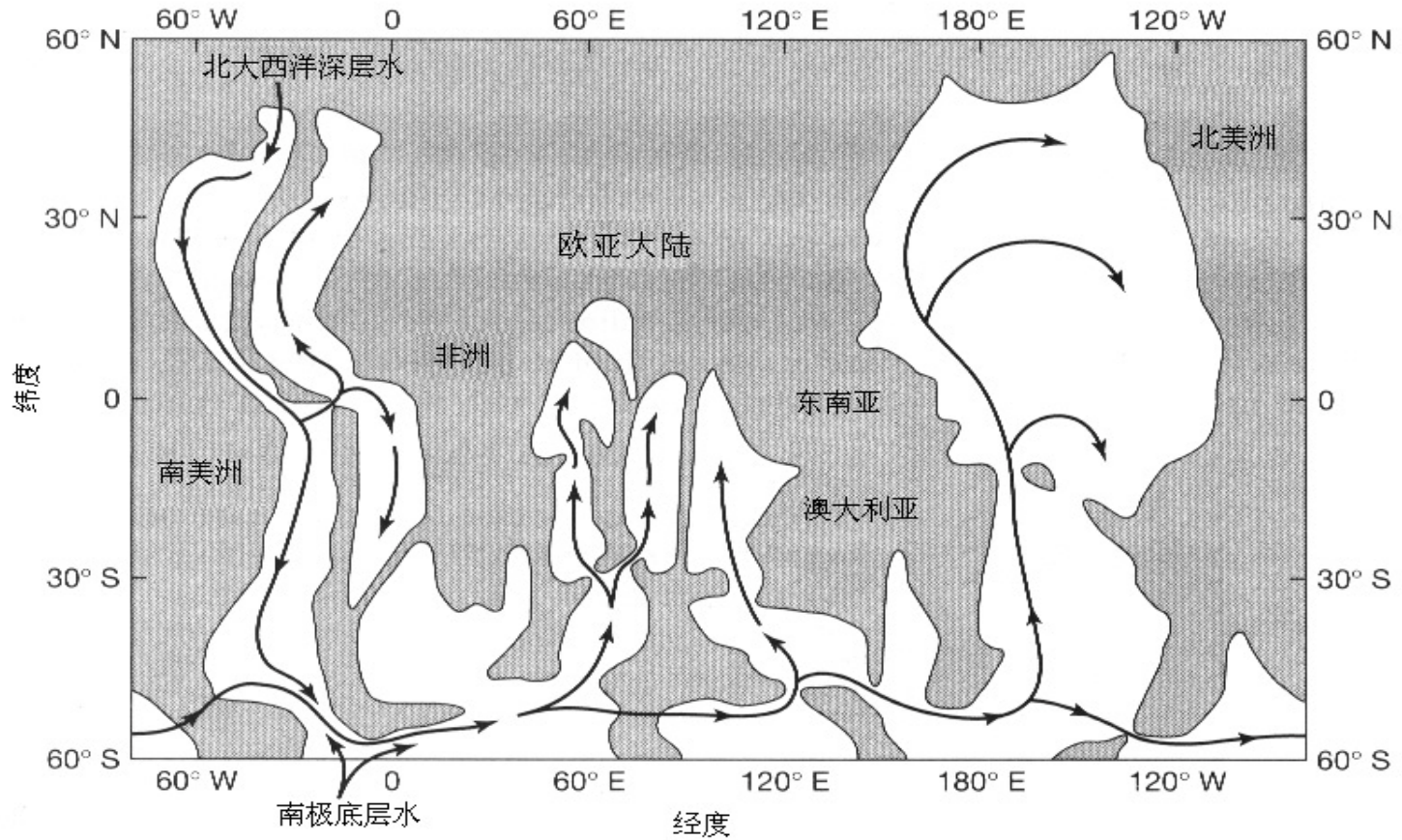
2.源地和流向

- 南极底层水：南极洲的威德尔海
- 北大西洋深层水：北冰洋的格陵兰沿岸
- 两股底层水均向赤道方向流动

南极底层水的流向



海面以下4000m大洋深层水的流动路线



三、温盐输送带

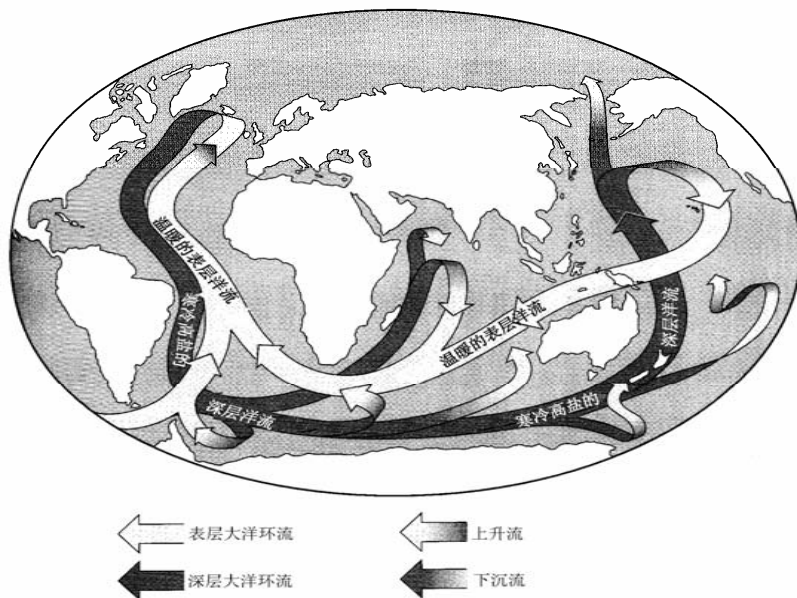
1. 概念：由温盐环流驱动下的完整的海水循环圈。

2. 原理：水的不可压缩性质。高纬海域水的下沉必然伴随着其它一些海域水的上升，从而表层洋流流向高纬汇聚，以补偿那里因下沉流向赤道的水量。

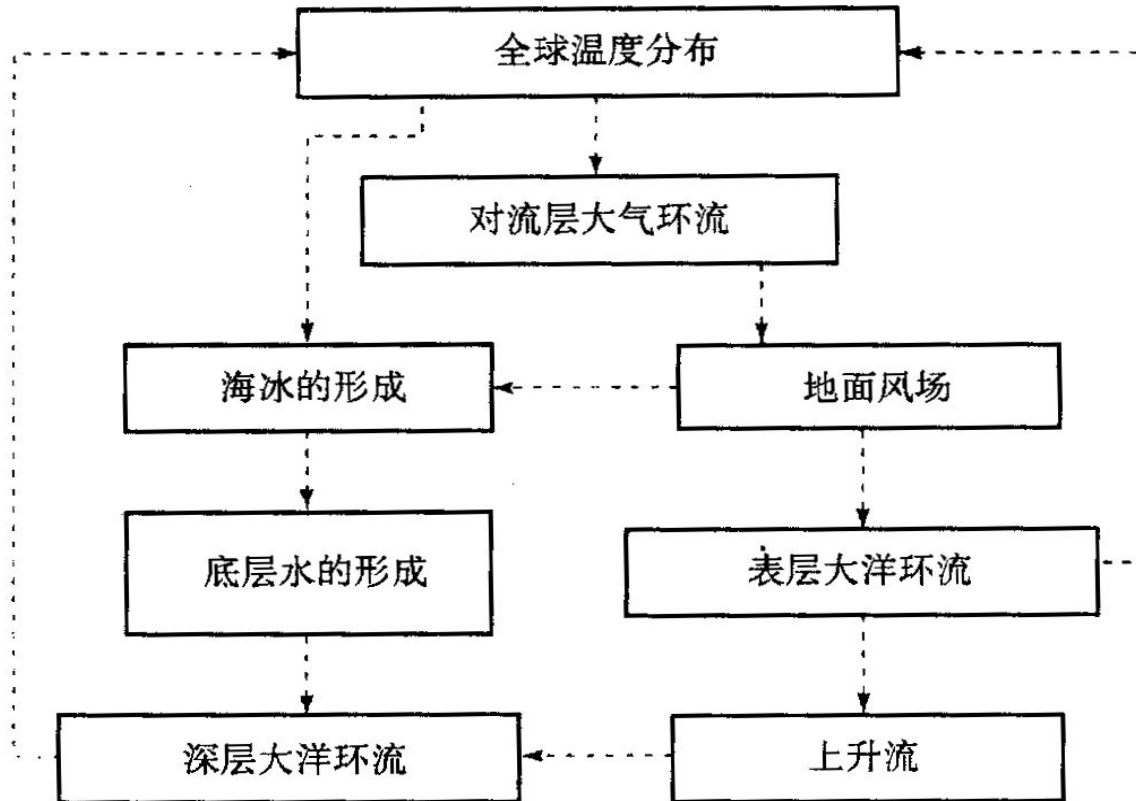
3.流路与循环周期

(1) 流路: 北大西洋深层水 → 南极底层水 → 环极地洋流 → 印度洋和北太平洋上升流 → 赤道表层洋流 → 北大西洋暖流。

- 循环周期: 大约为1000年。



深层洋流的图解模型



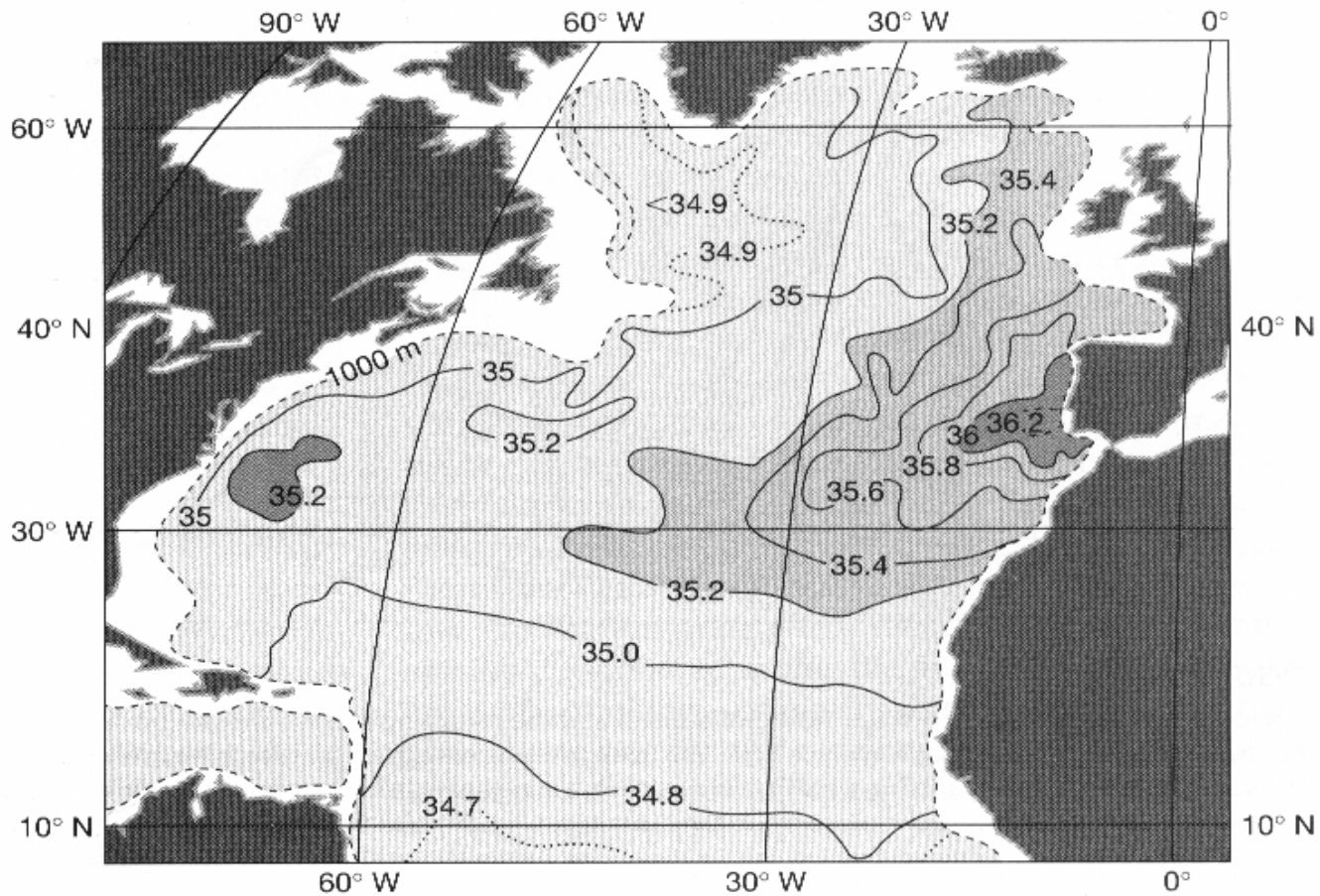
5. 温盐输送带的作用

- 驱动海洋中深层和表层间的物质循环。
- 对全球温度的分布具有强烈的影响。

6. 认识的局限

忽略了许多细节，如地中海的水通过直布罗陀海峡从大约1000 m深处扩散进入大西洋中部形成的温暖、高盐水舌。

北大西洋1000 m深度的盐度分布

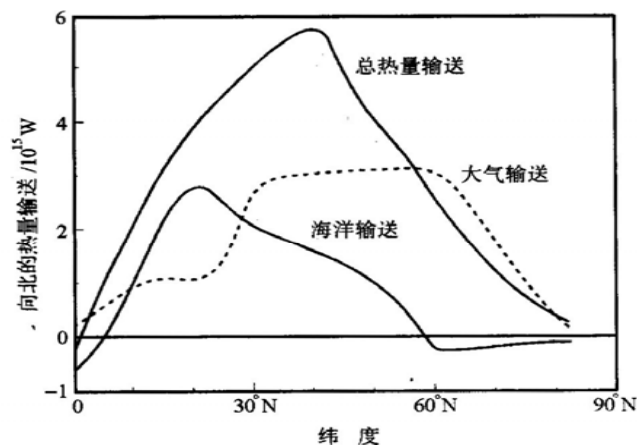


(b)

四、洋流与热量输送

1. 热量输送特征

- (1) 海洋与大气的向极热量输送总量相当。
- (2) 低纬的热量输送，海洋多于大气；中、高纬的热量输送，则大气多于海洋。



2. 热量输送的机制

- (1) 底层水的流动是海水向极热量输送的“发动机”，可以在千年尺度上调节气候的变化。
- (2) 高纬气候变暖与北大西洋暖流中断的可能负反馈效应。

第5节 海洋—大气相互作用 (Ocean-atmosphere interaction)

导言：海洋和大气相互作用的性质

一、厄尔尼诺和拉尼娜

二、南方涛动

三、ENSO循环

四、厄尔尼诺对大气环流和气候的影响

导言：海洋和大气相互作用的性质

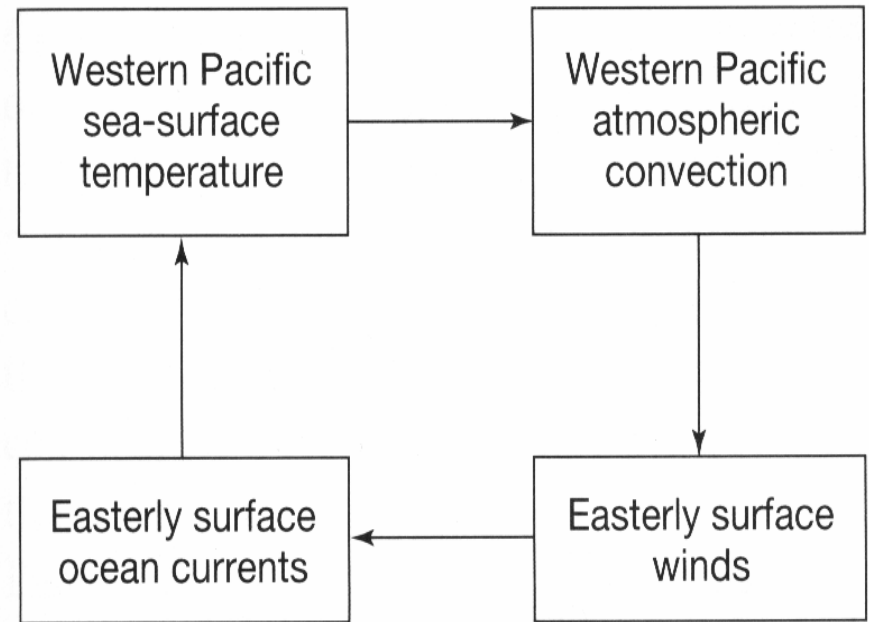
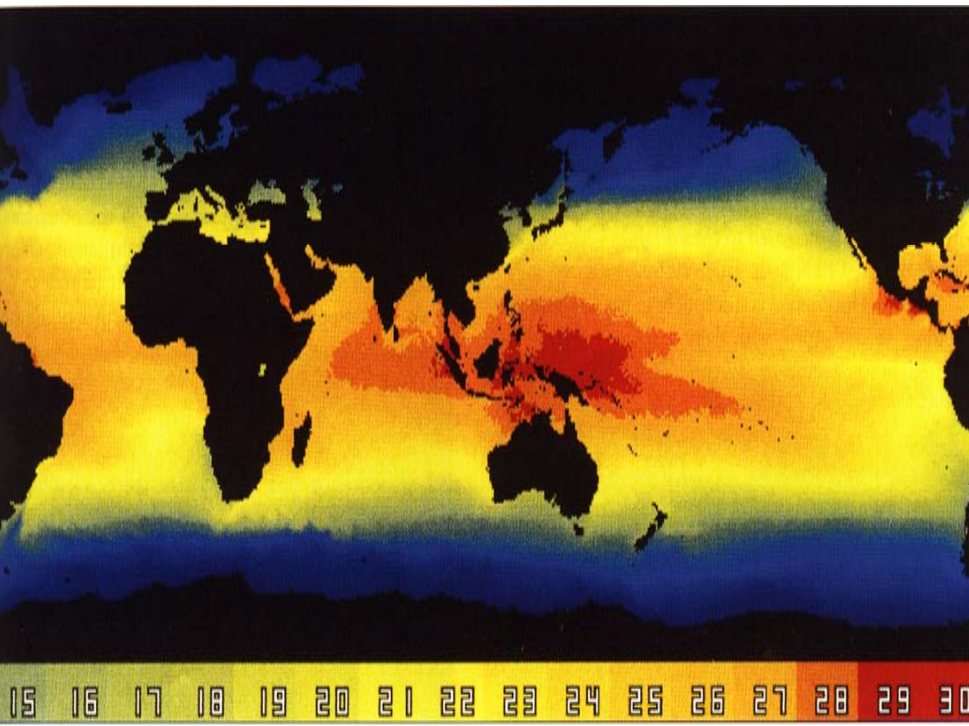
1.海洋对大气的作用主要是热力的

- (1) 海洋是太阳能量的储存器：面积大，比热大，流动性小于大气；
- (2) 加热大气的形式：对流、传导、蒸发、热辐射等。

2.大气对海洋的作用主要是动力的

- (1) 风应力作用于海水，形成海浪和洋流；
- (2) 洋流与大气之间进行着能量的交换。

3. 赤道太平洋海区热状况变化是大尺度海-气相互作用的突出表现。



一、厄尔尼诺和拉尼娜

1. 厄尔尼诺 (El Nino)

(1) 含义溯源：在赤道东太平洋的厄瓜多尔南部和秘鲁北部沿岸，圣诞节前后经常发生的海水异常升温现象。第一次直接记录为1795年。

(2) 科学概念：赤道东太平洋海面温度 (SST) 出现大范围持续异常升高，具有约3~7年的周期，平均4.5年。

(3) 空间范围： $0^{\circ} \sim 10^{\circ} \text{ S}$ ， $180^{\circ} \sim 90^{\circ} \text{ W}$

(4) 度量标准:

- 区域平均海温持续12个月正距平, 峰值 1°C ;
- 连续3个月区域平均海温正距平超过 1°C 。

(5) 强度划分

- 沿岸海面温度升高: 7°C 以上 (超强); $3\sim 5^{\circ}\text{C}$ (强); $2\sim 3^{\circ}\text{C}$ (中等)。
- 暖水区面积: 面积越大, 越强。
- 持续时间: 一般 $12\sim 18$ 个月, 个别可持续2年 (1982~1983) 或更长 (1991~1993)。

(6) 类型:

- 春季型: 开始于5月,
- 秋季型: 开始于7~8月, 持续时间较长

2. 拉尼娜 (La Nina)

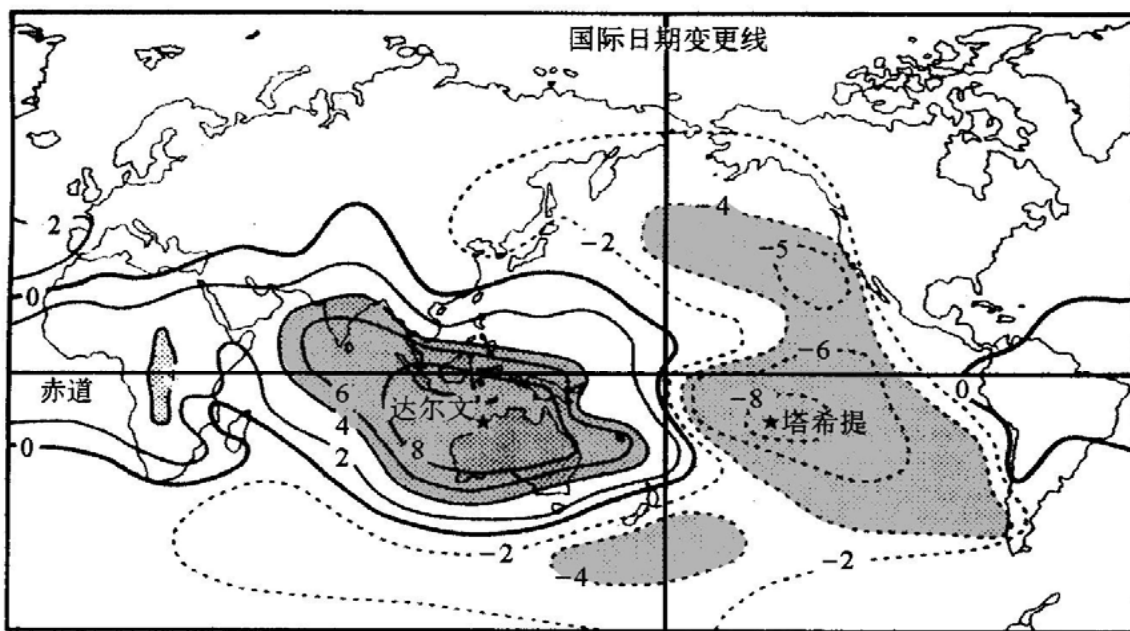
(1) 含义: 赤道东太平洋SST在冬季出现较强的负距平现象。

(2) 时间: 通常发生在两次厄尔尼诺事件之间。

二、南方涛动

1. 定义： 热带东太平洋地区和热带印度洋地区气压场的反相变化现象，周期大约3~7年。

2. 图示： 南方涛动形势图



- 图中数字：澳大利亚达尔文站年平均海平面气压与其他站点气压的相关系数 r ：



式中： r 描述两个变量之间线性关系的密切程度。

3. 南方涛动指数 (SOI)

塔希提岛与达尔文之间的标准海平面气压差。

- SOI为负表示东太平洋气压低于印度洋气压；
- SOI为正表示东太平洋气压高于印度洋气压。

三、ENSO循环

1. 海温-气压-纬向风-降水区异常变化的发现

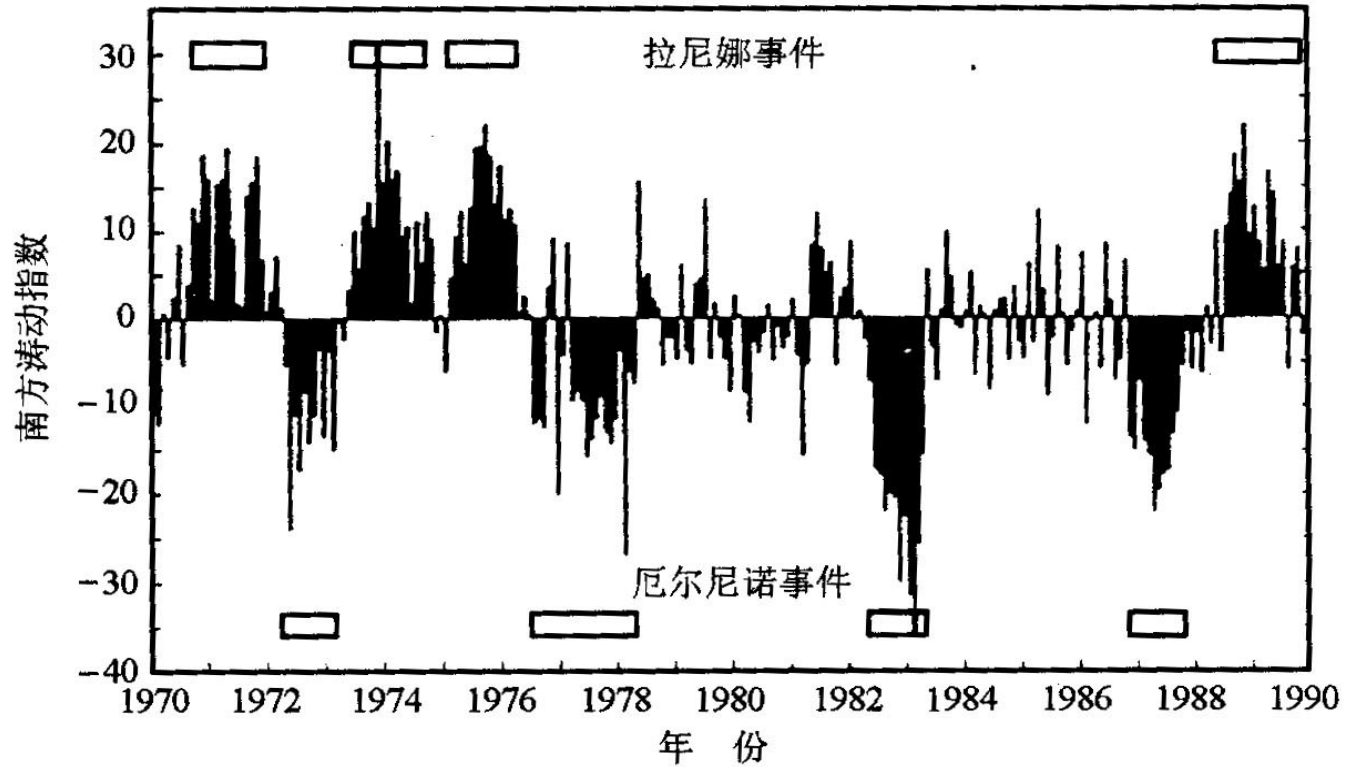
(1) 在高SOI期间

- 赤道东太平洋SST相对偏低，甚至出现拉尼娜；
- 沿赤道太平洋的偏东信风比较强；
- 热带太平洋主要降水区位于印度尼西亚地区。

(2) 在低SOI期间

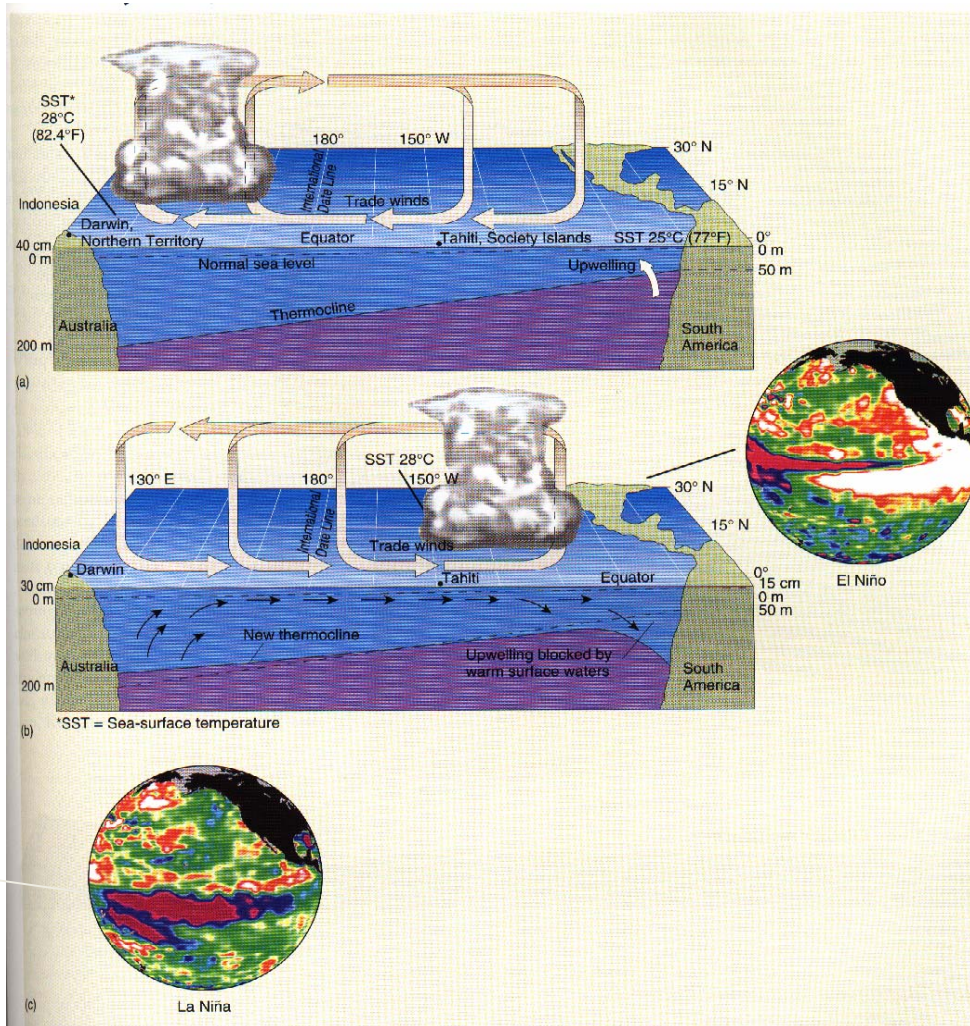
- 赤道东太平洋SST相对偏高，甚至发生厄尔尼诺；
- 沿赤道太平洋的信风偏弱，有西风异常出现；
- 热带太平洋主要降水区在日界线附近至南美。

SOI月均值与厄尔尼诺和拉尼娜的关系



2. ENSO循环的过程

正常情况



(1) 正常状态

- 海面温度：西高东低，太平洋西侧为暖池
- 气压梯度：从东向西，SOI大于0
- 行星风系：信风较强
- 经向大气运动：沃克环流
- 气候特征：西部多雨，东部干旱
- 海水运动：从东向西，东太平洋上升流显著
- 海面高度：西高东低
- 西部温跃层深，东部较浅

(2) 厄尔尼诺异常状态

- 海面温度：东高西低
- 气压梯度：从西向东，SOI小于0
- 行星风系：信风减弱
- 经向大气运动：反沃克环流
- 气候特征：东部多雨，西部干旱
- 海水运动：从西向东，东太平洋上升流阻断
- 海面高度：东西部高差减小
- 西部温跃层变浅，东部加深

(3) 拉尼娜异常状态

- 海面温度：西高东低，暖池更显著
- 气压梯度：从东向西，大于正常状态
- 行星风系：信风强于正常状态
- 经向大气运动：沃克环流加强
- 气候特征：西部多雨，东部干旱
- 海水运动：从东向西，东太平洋上升流更强
- 海面高度：西高东低，高差增大
- 西部温跃层深，东部很浅

3. 待探索的问题

(1) 信风为何减弱?

(2) 南方涛动的成因是什么?

4. ENSO循环的机理——海洋学模型的解释

- 正常：信风 → 南北赤道流 → 西太平洋暖池
- 负异常：信风减弱 → 向东海流（Kelvin波）
→ 南赤道流和秘鲁沿岸流减弱 → 东岸反射
形成Rossby波西传 → 东太平洋大范围增暖
→ 厄尔尼诺

- 正异常：信风加强 → 强南北赤道流
（Rossby波西传） → 秘鲁沿岸流增强 → 西岸反射形成Kelvin波东传 → 西太平洋暖池加强 → 东太平洋冷水区扩大、加强 → 拉尼娜

四、厄尔尼诺对大气环流和气候的影响

1. 大气环流异常

(1) Hadley环流明显增强

(2) 中纬度西风偏强

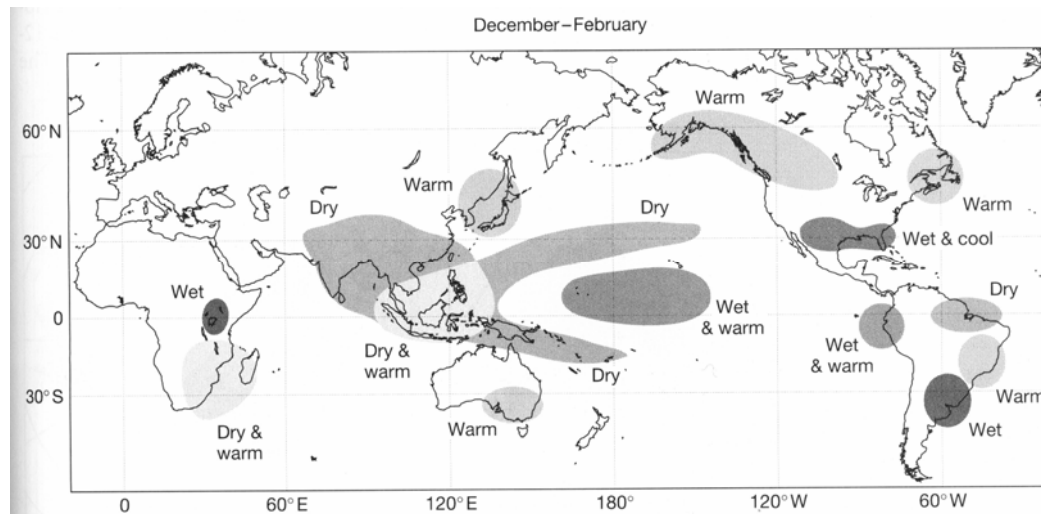
2. 气候异常

(1) 哥伦比亚、厄瓜多尔和秘鲁持续大雨

- 1982-83年秘鲁北部降水量为多年平均量的340倍，经济损失20亿美元。

(2) 南亚、印度尼西亚和东南非洲大范围干旱

- 印度80年来的24次厄尔尼诺事件中，有20年降水偏少，最严重的干旱几乎都发生在厄尔尼诺年。



(3) 澳大利亚大范围干旱

- 1982-83年为百年来最严重干旱，受旱面积达到国土面积的一半，小麦减产70-80%，损失40亿澳元。

(4) 北美西岸产生频繁的强大风暴活动

- 中纬度西风加强，阿留申低压也加强

(5) 不利于西太平洋台风的形成

(6) 中国华北汛期降水量偏少（夏季西太平洋副热带高压位置偏南）

3. 厄尔尼诺与东亚冬季风的相互作用

(1) 厄尔尼诺年东亚冬季风偏弱，暖冬。

原因：

- 北半球的平均Hadley环流加强
- 中纬度Ferrel反环流加强
- 35 - 65°N对流层低层出现偏南风异常
- 中纬度纬向西风增强
- 不利于极地冷空气的向南爆发。

(2) 厄尔尼诺发生前，冬季东亚大槽强且频繁出现，蒙古冷高压加强，冬季风强且频繁，东亚气温偏低。

- 结果：赤道中、西太平洋有异常强的对流活动和信风异常减弱，从而激发产生异常海洋Kelvin波振荡东传。
- 推论：东亚强冬季风异常是激发El Nino的重要原因。