

北太平洋副热带海区的两支东向逆流^{*}

李 薇¹⁾ 刘海龙¹⁾ 刘秦玉²⁾

1) (中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029)
2) (中国海洋大学物理海洋实验室, 青岛 266003)

摘 要 分析 SODA 同化资料 (1950~1999 年) 所描述的北太平洋副热带海区表层一次表层的东向逆流的空间分布和季节变化特征。从气候平均场看, 北太平洋副热带的东向流主要包括东、西两部分, 其中, 太平洋中部夏威夷岛西侧的东支逆流位置偏南, 强度夏季最大, 春季最弱。海表风应力的旋度异常产生的 Ekman 抽吸是东支逆流形成的主要原因。位于西太平洋的西支逆流位置偏北, 春季—夏季强度较大。西支逆流的形成和季节变化可以由副热带模态水的辐合解释。

关键词: 副热带逆流; 北太平洋; 副热带模态水

1 引言

北太平洋副热带环流内区的东向逆流, 最初是在其流域西部被发现和证实的, Yoshida 和 Kidokoro^[1] 将它命名为“副热带逆流”(STCC)。这支位于表层一次表层的弱东向流起源于西太平洋 20~25°N, 具有显著的地转性, 并与副热带锋相伴^[2~4]。

多年以来, 有关 STCC 的研究 (尤其观测研究), 例如 Uda 和 Hasunuma^[5]、Roden^[6]、Hasunuma 和 Yoshida^[7]、顾玉荷等^[8] 的研究主要集中于西北太平洋。实际上, 在很长一个时期, STCC 的经度范围没有被明确界定。

随着卫星资料及模式同化资料的应用, 一些最新的工作将 STCC 存在的范围确定为西太平洋至太平洋中部夏威夷岛 [中心位置 (20°N, 156°W)] 以西的广阔海域。例如, Qiu^[9] 将 STCC 的范围界定为大约 (130°E~170°W, 19~27°N)。刘秦玉等^[10] 根据多种资料的综合分析, 指出在年平均和月平均意义下, “STCC 位于 (18~25°N, 130°E~157°W) 间 150 m 以内的海洋上层”。Xie 等^[11] 根据全球海洋模式的计算结果发现, 自西太平洋向东至夏威夷岛以西的上层海洋, 沿 20°N 附近存在一支绵延 8000 km 的东向逆流。他们认为, 该东向流的西端部分是 Yoshida 和 Kidokoro^[1] 命名的 STCC。王韶霞^[12] 利用全球海洋模式和 SODA 同化资料^[13,14] (Simple Ocean Data Assimilation, 详见下文), 发现无论年平均场、还是季节循环, STCC 在副热带的西端和夏威夷岛以西的中太平洋的表现都有所差异, 故提出应将 STCC 分西支和东支分别讨论。与王韶霞^[12] 所提 STCC 东支的位置大体对应, Qiu 等^[15] 发现在北赤道流流域内, 夏威夷群岛

2002-01-04 收到, 2002-05-15 收到修改稿

^{*} 国家自然科学基金资助项目 49976004 和国家重点基础研究发展规划项目 G1999043808 共同资助

的背流面（西面）存在东向流，并将之称为“夏威夷背风逆流”（HLCC）。

STCC 研究目前存在的另一主要问题是其形成机制的解释。最早的观点认为 STCC 是风应力旋度的经向槽引起的东向 Sverdrup 输运（这正是 Yoshida 和 Kidokoro^[1]预言 STCC 存在的依据）。之后，Roden^[16]以及 Cushman-Roisin^[17]等的理论强调东、西风之间的表层 Ekman 辐合作用。这些理论目前都发现了反例^[18]。Cushman-Roisin^[19]与 Kubokawa^[18]等提出海表浮力通量强迫的地转流辐合是形成 STCC 的可能原因。

那么，北太平洋副热带海区的东向逆流究竟在什么范围内存在？它们是属于同一整体（即可认为是 STCC 的几个分支），还是不同成因的海流？本文分析 SODA 同化资料所描述的太平洋副热带东向流的空间分布，分别探讨北太平洋副热带海区西部和中部的两支东向流的气候特征及其可能的形成原因。同时，利用 Kubokawa^[18]的理论解释了 SODA 资料中 STCC 的季节变化特征。

2 SODA 同化资料

此项同化资料是利用“简单的海洋资料同化”（SODA）系统，分析 1950~1999 年上层海洋的温度、盐度和海流资料得到的产品。用于同化的资料包括 World Ocean Atlas—1994 的温度、盐度资料（MBT、XBT、CTD、站点资料），以及其他的水文、海表温度、海表高度资料。

SODA 利用 GFDL 的全球海洋模式 MOM2（南北范围 62°S~62°N），水平共 146×96 个格点，垂直分 20 层，上层 150 m 的分辨率是 15 m。模式中 4000 m 以上的海底地形不能分辨夏威夷岛。水平的粘性和耗散系数均为常数 $6 \times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ ，垂直方向取依赖于 Richardson 数的粘性和耗散系数。海表风应力是利用扣除线性倾向的 COADS 历史资料（1992 年以后用 NCEP 风场）。本文利用 50 年的逐月同化资料计算得到气候月平均场。

3 气候平均的上层海洋纬向流

图 1 给出了北太平洋副热带海区多年平均的上层纬向流。根据已有工作的研究结果，STCC 存在于 150 m 以上，这里取海面至 100 m 深度的平均值进行分析。图中可以发现，在西太平洋至夏威夷岛的海域，有呈带状分布的弱的东向逆流，它的南北范围大约为 19~24°N。从结构看，东向流大体分东、西两个部分。其中，140~160°E 之间存在一支独立的东向流（与北侧的黑潮延伸体之间有西向流分隔开，可对比 160~170°E 之间的海流），中心纬度约 22°N。在夏威夷岛以西约 170~160°W 之间，存在另一支独立的东向流。与西部的逆流相比，东部的这一支位置稍偏南（中心在 19°N），强度略大。夏威夷岛以东则没有明显的东向流。

图 1 的结果显示气候年平均的副热带东向流是由东、西两个部分组成。在进一步分析它们的气候特征以确定其相互关系之前，暂且分别称之为东支逆流和西支逆流。

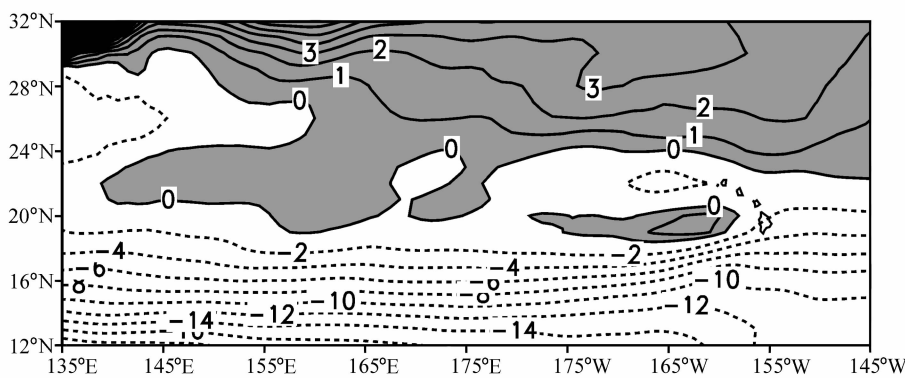


图1 副热带太平洋年平均上层（海表至 100 m）的纬向流
阴影表示东向流，间隔 1 cm s⁻¹；其余等值线间隔 2 cm s⁻¹

4 东支逆流

图 2 显示了东支逆流（170~160°W 平均）的季节变化。很明显在 18~21°N 之间的东向流全年存在，它的南北两侧都是西向海流。这支东向流在下半年强度较大，尤以 7~8 月强度最大，可超过 2 cm s⁻¹。东向流在春季最弱。

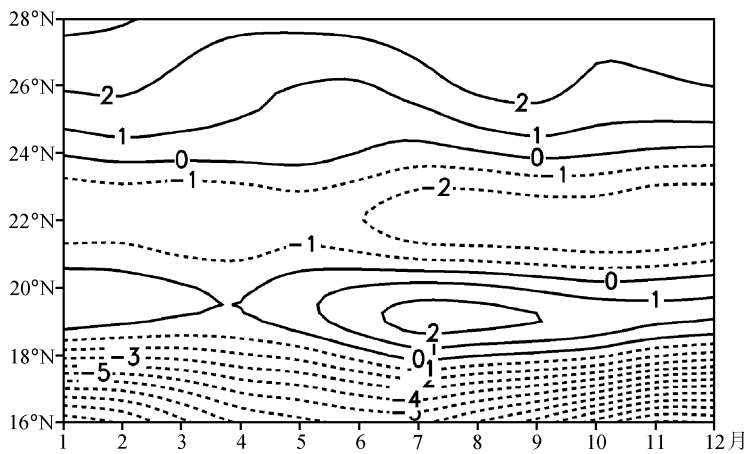


图2 东支逆流（170~160°W 平均）流速的季节变化
单位：cm s⁻¹

从水平结构来看（图 3），东支逆流是夹在一个气旋环流（北侧）和一个反气旋环流（南侧）之间。这支东向流及两个纬向拉长的流涡，正与 Qiu 等^[15]根据多年平均的浮标资料绘制的夏威夷岛以西附近海域表层海流（图 4）的基本特征相符合。图 4 中的东向流主要位于 170~158°W，中心纬度 19°N，被 Qiu 等^[15]称为 HLCC。HLCC 与 SODA 中的东支逆流相比，主要的差别在于前者强度较大，约有 10 cm s⁻¹，而后者流速较小。出现这种差别的一个可能的原因是 HLCC 观测的中心深度较浅（15 m），而图 3 是上层 100 m 的平均值。

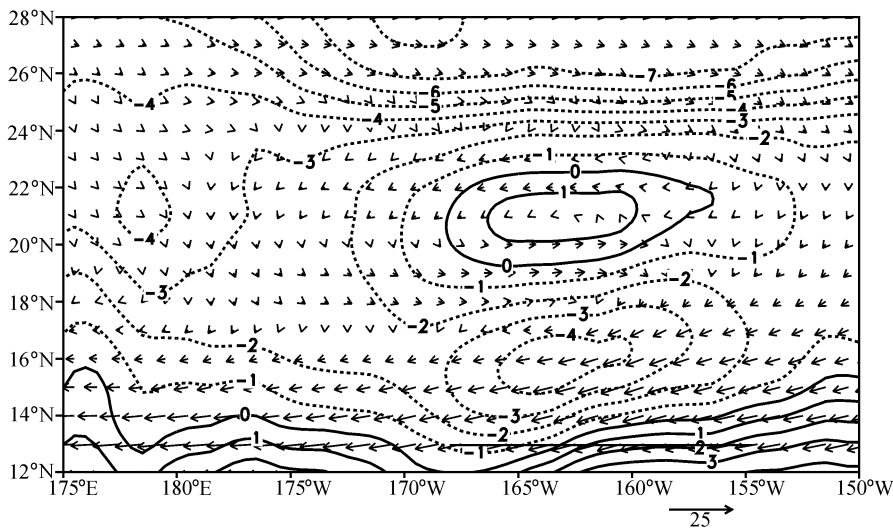


图 3 7 月东支逆流附近海区的上层海流 (矢量箭头, 单位 cm s^{-1}) 及海表风应力旋度场 (等值线, 单位: 10^{-8}N m^{-3})

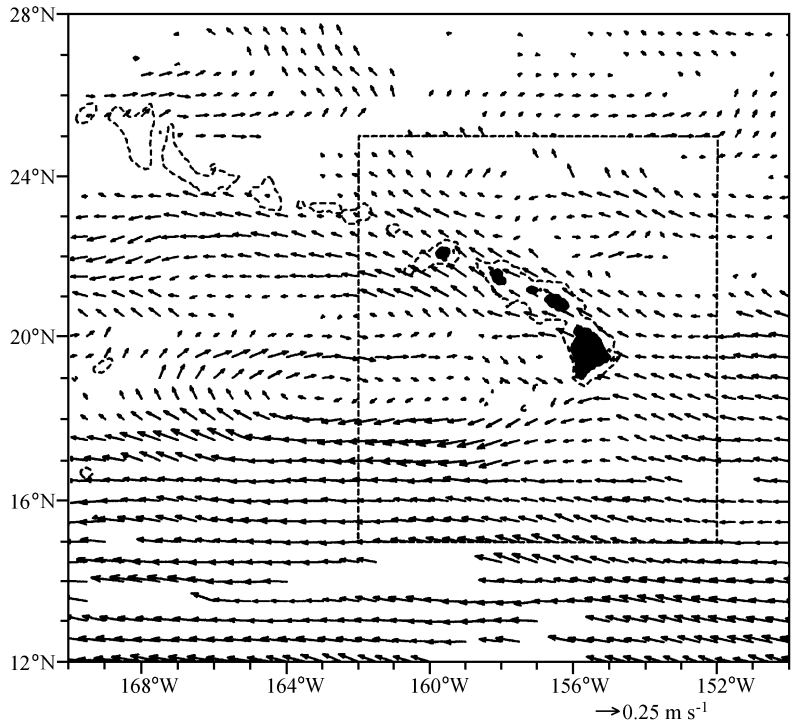


图 4 浮标观测的多年平均表层流场 (中心深度 15 m, 1986~1996 年平均, 引自文献 [15])

图 3 中还有一个引人注意的现象是, SODA 所用的风应力强迫场在夏威夷岛西南侧存在一个明显的气旋对, 其中北部的为正涡度, 南部的为负涡度。Xie 等^[11]分析指出, 这是由于突立于北太平洋信风盛行区开阔海面的夏威夷岛影响了上空行星边界层的结构而导致的。在这个海区, 上层海洋的环流结构与海表风应力旋度的空间型有相

当好的一致性，表明风应力旋度是局地上层流场的主要驱动力。“跨骑”于气旋对之间的东支逆流容易由风应力的 Ekman 抽吸 (pumping) 驱动的地转流解释。就是说，北侧的气旋式风应力旋度导致表层海水水平辐散，较深层冷水上翻补偿，在上层形成一个较冷的水柱。同理，南侧的反气旋式风应力旋度导致局地的下沉运动和较暖的水柱。这样，在上层海洋就形成了南高北低的压力梯度，从而产生了这支东向的地转流。进一步的分析还发现，SODA 风应力场中夏威夷岛西南侧的异常涡度对在夏季 (7 月) 最明显 (图略)，也与东支逆流在夏季最强相对应。因此，东支逆流本质上是由风应力驱动的，它的气候平均场满足地转关系。这是由于夏威夷群岛引起背风侧 (西侧) 风应力旋度场的空间异常，从而调整上层海洋温度 (密度) 结构的水平分布而形成的。

5 西支逆流

5.1 季节变化特征

西支逆流是指 140~160°E 平均的上层东向流。图 5 表明，这支东向流在 5~8 月最强，其北侧也有弱的西向流。

对于西北太平洋 STCC 季节变化特征的认识，至今还存在不尽相同的观点。White 等^[20]根据 20 多年的水文观测资料计算的地转流，发现 STCC 在春季 (4 月) 强，秋季弱。Takeuchi^[21]的数值模拟研究也得到了相同的结论。顾玉荷等^[8]利用 137°E 经向断面的温度、盐度资料，计算表明 STCC 全年存在且夏季强、冬季弱，这与刘秦玉等^[10]的结论一致。作为同化资料的分析结果，图 5 不足以直接作为支持以上某种观点的证据。而实际上，图 5 的结果似乎与现有的研究结论没有本质的矛盾。

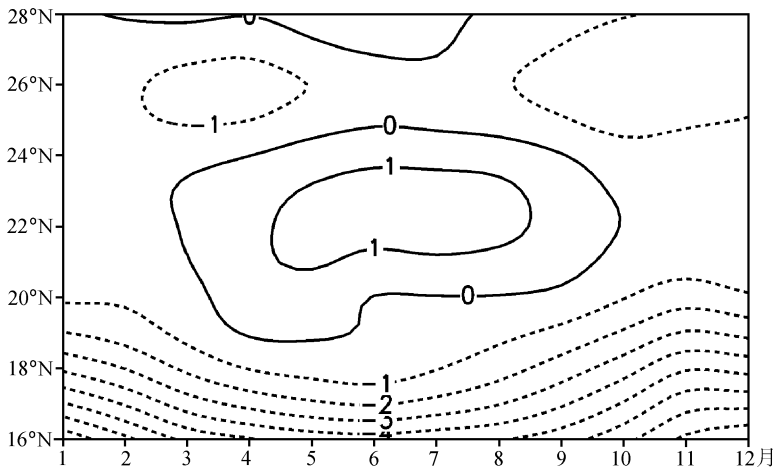


图 5 同图 2，但为西支逆流 (140~160°E 平均)

5.2 西支逆流与副热带模态水

正如引言所述，早期提出的一些以海表风场结构解释西北太平洋 STCC 形成机制的理论基本被反例否定，表明它们可能只对 STCC 有加强作用，而不是其形成的决定因素。这里分析西支逆流的成因时，也首先检验了西北太平洋的海表风应力场 (图

略)。结果同样表明，不能直接由风应力场的特征得到这支逆流。也就是说，西支逆流可能有不同于东支的动力机制。

Kubokawa 和 Inui^[4]利用一个理想化的海洋模式，成功再现了 STCC。其模拟结果显示，在副热带环流北部深厚混合层与露头（outcrop）线交汇处生成的低位涡流体在下潜（subduct）过程中向西南方辐合，到达副热带环流中西部时在垂直方向积累，形成一个厚的低位涡池。这样会加强表层海水的水平密度梯度，从而在低位涡池的东南边缘产生密度驱动的东向流。Kubokawa^[18]同时从理论上证明了数值模拟的结果。

对应于实际海洋，Kubokawa 和 Inui^[4]模拟的低位涡水即为副热带模态水，而东向流就是西北太平洋的 STCC。副热带模态水是指北太平洋次表层以位势密度的垂直梯度的最小值为特征的特殊水团。如果忽略相对涡度，位势涡度的最小值就是副热带模态水的有效的示踪量。位势涡度（位涡 V_p ）的定义为

$$V_p = - \left(\frac{f}{\rho_0} \right) \left(\frac{\partial \sigma_\theta}{\partial z} \right),$$

其中， f 为科里奥利参数， ρ_0 为密度， σ_θ 为位势密度。

再来检查 SODA 资料的结果。考虑到西太平洋副热带模态水的核心深度大约 200 ~ 250 m^[22]，图 6 给出了年平均的西支逆流与 200 m 深度上的位涡的水平分布，其中只有不大于 $2.5 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 的位涡值才以阴影表示，代表模态水。图中模态水向东北方向的倾斜以及模态水与其南侧的东向流的空间配置都与 Kubokawa 和 Inui^[4]模拟结果的基本特征十分类似。这意味着 Kubokawa^[18]的理论可能适用于解释 SODA 资料中西支逆流的形成机制。另一方面，Kubokawa^[18]的理论与 Kubokawa 和 Inui^[4]的数值模拟都仅涉及了 STCC 的气候平均态，如果该理论成立，STCC 的季节变化也会与副热带模态水的强弱相对应。这里我们进一步分析 SODA 资料中西支逆流的季节变化特征与副热带模态水辐合的关系。

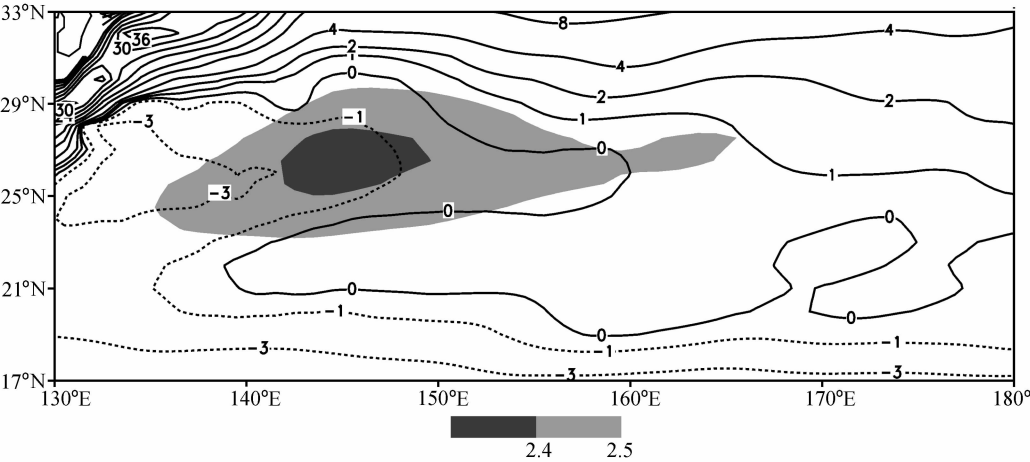


图 6 年平均的上层纬向流（等值线，同图 1）和 200 m 深度上的位势涡度最小值（阴影，单位 $10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ）的水平分布

图 7（见图版）给出了 4 月和 10 月西太平洋 140~160°E 平均的经向剖面上密度、位涡随深度的分布。副热带模态水的生成过程在 3 月左右基本结束，在西太平洋的这

个剖面上, 4 月汇集的模态水最多 (图 7a)。低位涡水在表层以 33°N 为中心, 随深度向南倾斜, 到 400 m 处全部在 26°N 以南。相应于这种位涡分布, 在 $23\sim 33^{\circ}\text{N}$ 的范围, 有一个密度垂直变化相对平缓的倾斜的水柱。由于对流体微团而言, 位涡是一个基本守恒的变量, 因此, 这里的低位涡水应是在其他海区生成而被平流过来的。这样, 楔入的低位涡水向四周挤压海水, 低位涡水南侧海水的水平密度梯度 (那里的密度梯度是向南减小) 加强。在海表附近密度的经向梯度最大的位置, 密度异常导致的压力梯度驱动了西支逆流 (图 8a, 见图版)。同时, 在西支逆流以北, 密度垂直变化较弱的海区东向流被减弱 (或者可能出现西向流, 为弱流区)。经过夏季和秋季, 到 10 月在海表附近密度层结十分显著 (图 7b)。由于扩散作用, 春季下潜的模态水与周围相同深度海水的位涡梯度变小, 只在较深层 (约 250 m 以下) 还保持较显著的水平位涡梯度。此时, 海表附近经向密度梯度小, 虽然低位涡水的范围已减小, 但仍然通过改变次表层的垂直密度结构影响表层海流。此时西支逆流较弱, 而其北侧的弱流区下方正对应春季下潜的模态水 (图 8b, 见图版)。

上面显示的由于模态水的楔入导致密度垂直结构异常, 从而加强模态水南侧的东向流的情形, 与 Kubokawa 和 Inui^[4] 对其模拟的 STCC 的解释是基本一致的。不同之处在于对东向流北侧小范围的弱流与模态水关系的理解。Kubokawa 和 Inui^[4] 认为这支弱流出现在模态水辐合区的北侧, 而本文中弱流是与下方模态水汇集的位置对应的。也就是说, 随深度向南倾斜的模态水, 分别通过加强海表的经向密度梯度和减弱密度垂直梯度导致了西支逆流及其北侧的弱流。

5.3 西太平洋副热带模态水的季节演变

了解了模态水是产生西支逆流的可能的原因, 下一个问题就是: 低位涡水沿等密度面被平流至西支逆流这个位置的过程是怎样的? 根据图 7, 垂直变化受模态水下潜影响最明显的密度层集中在 $25.6\sigma_{\theta}$ 到 $26.4\sigma_{\theta}$ 。图 9 显示在 $140\sim 160^{\circ}\text{E}$ 平均的海区, 高纬度露头处 (图中虚线标出) 形成的模态水沿不同等密度面移动的时间演变。在较浅的密度面 $25.6\sigma_{\theta}$ 上, 露头位置偏南。位涡低于 $2.5\times 10^{-10}\text{m}^{-1}\text{s}^{-1}$ 的模态水主要出现于 2~4 月, 随时间向南移动, 最南达到 30°N 。在 $26.0\sigma_{\theta}$ 面上, 模态水在 3~7 月出现于 $34\sim 28^{\circ}\text{N}$ 。沿 $26.4\sigma_{\theta}$ 面, 模态水在 4~9 月出现于 $31\sim 25^{\circ}\text{N}$ 。这与图 7 所见的模态水随深度向南倾斜的分布形式是一致的。在 $26.8\sigma_{\theta}$ 面上, 以 25°N 为中心, 模态水在各个月份都可发现。但应该注意, 这个密度面上, 位涡值的变化较小, 相对较均匀。

从图 9 可以发现, 在受到模态水影响的主要密度层上, 由于 (从北面和东西方向的) 平流作用, 低位涡水集中出现在 4~7 月。根据图 7、图 8 的分析, 低位涡水的汇集是西支逆流形成的直接原因, 这可以解释西支逆流在春季、夏季强度较大的季节变化特征。

6 讨论

北太平洋 STCC 是一支平均流速较小的海流, 同时, STCC 流域又是平均涡动能相当大的海区, 以至于弱的东向平均流经常被中尺度涡所掩盖或混淆^[9]。这种客观事实正是确切把握 STCC 基本特征的困难之一。

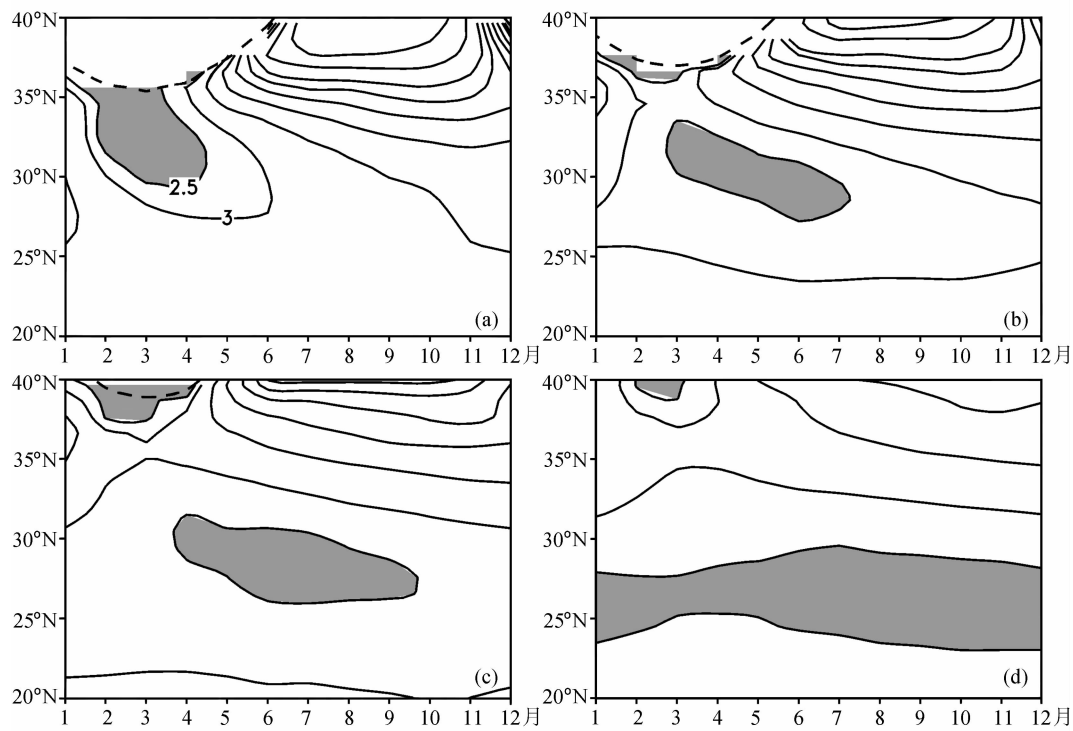


图 9 140~160°E 平均的不同等密度面上的位势涡度随时间的移动
阴影表示小于 $2.5 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 的位涡值，虚线表示不同等密度面的露头位置
(a) $25.6 \sigma_\theta$; (b) $26.0 \sigma_\theta$; (c) $26.4 \sigma_\theta$; (d) $26.8 \sigma_\theta$

对于 STCC 的研究者而言，目前的困难还来自于副热带海区次表层直接观测资料的缺乏。另一方面，利用海洋环流模式对 STCC 的再现也是具有挑战性的。少数成功的个例包括 Takeuchi^[2, 21]、Kubokawa 和 Inui^[4]以及刘秦玉等^[10]分析的高分辨率全球海洋模式 POCM 的结果等。就此现状而言，本文基于同化资料的研究结果，将有助于提高对 STCC 的理解。

副热带模态水是在海洋向大气释放热量最多的海区形成，与海气热通量关系密切。从这个角度理解，确认浮力通量的强迫对于解释 STCC 的形成机制是必需的。事实上，目前主要的解释 STCC 形成机制的理论和成功再现 STCC 的数值模拟都是考虑浮力通量的耦合。

另外，Suga 等^[22]曾根据 137°E 断面的资料分析指出副热带模态水的年际变化与 20 世纪 70 年代后期黑潮大弯曲的出现有关。因此，如果 STCC 的形成确实受到下潜的模态水的作用，那么它就可能与黑潮的变异相关，这尚需进一步探讨。

7 结论

本文分析了 1950~1999 年的 SODA 同化资料反映的北太平洋副热带海区东向流的空间结构、季节变化及其可能的形成原因等问题，得到如下主要结论：

(1) 从气候平均场看，北太平洋副热带表层一次表层的东向流包括东、西两部分。

其中, 太平洋中部夏威夷岛西侧约 $170^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{W}$ 范围的东支逆流位置偏南 (中心大约 19°N), 强度较大。位于西太平洋 $140^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 之间的西支逆流位置偏北 (中心大约 22°N), 强度较弱。

(2) 就季节变化特征而言, 东支逆流的强度夏季最大、春季最弱。西支逆流的强度则为春季~夏季较大。

(3) 东支逆流基本是海表风应力的旋度异常产生的 Ekman 抽吸导致的风驱流。这支东向流应该就是 Qiu 等^[15]根据浮标资料发现的夏威夷背风逆流 (HLCC)。

(4) 与东支逆流不同, 局地的海面风场的空间结构不是西支逆流的形成的关键原因。西支逆流的形成原因和季节变化可以由高纬度形成的副热带模态水的下潜辐合解释。

(5) 综上所述, 不宜将北太平洋西部和中部的东向流作为一个整体来研究, 而其中的西支逆流乃是 Yoshida 和 Kidokoro^[1]命名的 STCC。

参 考 文 献

- 1 Yoshida, K., and T. Kidokoro, A subtropical countercurrent in the North Pacific - An eastward flow near the subtropical convergence, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 1967, **23**, 88~91.
- 2 Takeuchi, K., Numerical study of the seasonal variation of the subtropical front and the subtropical countercurrent, *J. Phys. Oceanogr.*, 1986, **16**, 919~926.
- 3 管秉贤, 副热带逆流二十年研究概况, 黄渤海海洋, 1987, **5**, 65~72.
- 4 Kubokawa, A., and T. Inui, Subtropical countercurrent in an idealized ocean GCM, *J. Phys. Oceanogr.*, 1999, **29**, 1303~1313.
- 5 Uda, M., and K. Hasunuma, The eastward subtropical countercurrent in the western North Pacific Ocean, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 1969, **25**, 201~210.
- 6 Roden, G. I., Temperature and salinity fronts at the boundaries of the subarctic-subtropical transition zone in the western Pacific, *J. Geophys. Res.*, 1972, **77**, 7175~7187.
- 7 Hasunuma, K., and K. Yoshida, Splitting the subtropical gyre in the western North Pacific, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 1978, **34**, 160~172.
- 8 顾玉荷、孙湘平、许兰英, 137°E 经向断面上的副热带逆流, 海洋学报, 1999, **21**, 22~30.
- 9 Qiu, B., Seasonal eddy field modulation of the North Pacific subtropical countercurrent: TOPEX/Poseidon observations and theory, *J. Phys. Oceanogr.*, 1999, **29**, 2471~2486.
- 10 刘秦玉、杨海军、鲍洪彤等, 北太平洋副热带逆流的气候特征, 大气科学, 2000, **24**, 363~371.
- 11 Xie, S. P., W. T. Liu, Q. Y. Liu, and M. Nonaka, Far-reaching effects of the Hawaiian Islands on the Pacific ocean-atmospheres system, *Science*, 2001, **292**, 2057~2060.
- 12 王韶霞, 北太平洋副热带逆流和上层海洋准 90 天振荡的研究, 青岛海洋大学博士学位论文, 2001, pp119.
- 13 Carton, J. A., G. Chepurin, X. Cao, and B. S. Giese, A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950—1995. Part I: Methodology, *J. Phys. Oceanogr.*, 2000, **30**, 294~309.
- 14 Carton, J. A., G. Chepurin, and X. Cao, A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950—1995. Part II: Results, *J. Phys. Oceanogr.*, 2000, **30**, 311~326.
- 15 Qiu, B., D. A. Koh, C. Lumpkin, and P. Flament, Existence and formation mechanism of the North Hawaiian Ridge Current, *J. Phys. Oceanogr.*, 1997, **27**, 431~444.
- 16 Roden, G. I., On the North Pacific temperature, salinity, sound velocity fronts, and the relation to the wind and energy flux fields, *J. Phys. Oceanogr.*, 1975, **5**, 557~571.
- 17 Cushman-Roisin, B., Effects of horizontal advection on upper ocean mixing: A case of frontogenesis, *J. Phys.*

- Oceanogr. , 1981, **11**, 1345~1356.
- 18 Kubokawa, A. , Ventilated thermocline strongly affected by a deep mixed layer: A theory for subtropical countercurrent, *J. Phys. Oceanogr.* , 1999, **29**, 1314~1333.
- 19 Cushman-Roisin, B. , On the maintenance of the subtropical front and its associated countercurrent, *J. Phys. Oceanogr.* , 1984, **14**, 1179~1190.
- 20 White, W. B. , K. Hasunuma, and H. Solomon, Large scale season and secular variability of the subtropical front in the western north Pacific from 1954 to 1974, *J. Geophys. Res.*, 1978, **83**, 4531~4544.
- 21 Takeuchi, K. , Numerical study of the subtropical front and the subtropical countercurrent, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 1984, **40**, 371~381.
- 22 Suga, T. , K. Hanawa, and Y. Toba, Subtropical mode water in the 137°E section, *J. Phys. Oceanogr.* , 1989, **19**, 1605~1618.

Two Branches of the Eastward Countercurrent in the Subtropical Region of the North Pacific

Li Wei¹⁾ , Liu Hailong¹⁾ , and Liu Qinyu²⁾

- 1) (State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)
- 2) (Laboratory of Physical Oceanography, Ocean University of China, Qingdao 266003)

Abstract The upper-layer eastward countercurrents in the subtropical region of the North Pacific is presented in the Simple Ocean Data Assimilation (SODA) data set. The countercurrents comprise two branches in climatology, i. e. , the east branch and the west branch. The east branch locates at the middle Pacific with its east limit to the west of Hawaiian Islands and a somewhat lower latitude than the other. The velocity of the east branch has an annual variation with its maximum occurs in the summer while the minimum in the spring. The Ekman pumping deduced by the curl of wind stress accounts mainly for the formation of the east branch. The west branch is seen over the western Pacific and has a larger intensity in both seasons of the spring and the summer. The cause of the formation, as well as the annual variation, of the west branch is explained by the convergence of subtropical mode water.

Key words: subtropical countercurrent; North Pacific; subtropical mode water