夏季西北太平洋等位势密度面上的副热带逆流

李荣凤① 游小宝① P. Chu②

(①中国科学院大气物理研究所, 北京 100029; ② Department of Oceanography, Naval Postgraduate School, Monterey, California, USA. E-mail: lrf@lasg.iap.ac.cn)

摘要 用 P-矢量诊断方法对西北太平洋等位势密度面上的地转环流进行了研究; 所用的资料是美国海军 0.5°× 0.5° 水平分辨率的月平均温度和盐度资料, 该资料源自美国海军收集的 1930~1997 年期间的实测数据. 计算结果不仅显现出西北太平洋等位势密度(σ_θ)面上的主要流系, 如北赤道流、黑潮和黑潮逆流等, 而且还特别清楚地揭示出副热带逆流. 主要讨论夏季(6 月份)副热带逆流的分布特征. 6 月份, 副热带逆流弯弯曲曲连续地自西向东流动; 在较浅的σ_θ面上, 副热带逆流的源地向西可以一直追溯到巴士海峡以东大约 122.5° E 左右; 随着σ_θ的增加, 副热带逆流的源头和流核均向北向东迁移, 但主要部分仍位于 18°~23.5° N, 即北回归线附近. 在海面至σ_θ = 25.8 kg/m^3 之间均存在副热带逆流. 位势涡度分布清楚地表明, 副热带逆流流核位于副热带模态水南边界的上面.

关键词 P-矢量方法 等密度面 副热带逆流

20 世纪五六十年代的一些观测[1,2]揭示了在西北太平洋 15° N 以北的不同纬度上出现过一些片段的东向流, 但当时认为这可能是暂时的或虚假的, 也可能是或多或少与随机涡旋有关的现象. 日本科学家首先提出了 "副热带逆流"(简称: STCC)这一概念. Yoshida 等人[3,4]根据风应力分布计算的 Sverdrup 输送图, 在理论上预示了在低纬副热带区域, 特别是 20° ~25° N 之间存在一支东向流, 并称之为"副热带逆流"; Uda 等人[5]分析了包括 CSK(1965~1966)在内的已有的各种水文资料, 再次证实了存在理论上预报的 STCC. White 等人[6]用历史 XBT 资料也确认了 STCC. 管秉贤[7]全面地介绍了 20 年来对 STCC 的研究概况.

到目前为止, 关于 STCC 的直接海流观测证据仍然不足. 显示 STCC 的空间位置主要根据风应力涡度计算的温跃层深度和质量输送流函数的分布, 或根据长期平均的海面动力高度分布. 因为所使用的这些资料水平分辨率还不够高, 而且往往不包括西边界流海区, 因此也未能揭示 STCC 的源地. 为了进一步研究 STCC 的连续性、水平分布和垂直结构, 也为了追踪 STCC 的源头, 我们根据水平分辨率较高的温度和盐度资料, 且使用了垂向分辨率较高的密度分层, 用等位势密度面上的 P-矢量方法计算了 145° E 以西的西北太平洋海域各个月份等位势密度面上的位势涡度和绝对地转流速, 从而揭示了夏季 STCC 水平分布和垂直结构的一些新特征. 至于 STCC 的季节变化、流量与 STCC 有关的水文状况及其形成原因将在另文中讨论.

1 资料和方法

美国海军全球数字环境模式(GDEM)资料是美国海军的全球气候月平均温度和盐度资料集[8]. 目前的 GDEM 版本来自美国海军 1930~1997 年期间的海洋观测资料集(MOODS), 其水平分辨率为 0.5° × 0.5°. 本研究使用的资料范围是: 99.5°~145.5°E, 0.5°~50.5°N. 为了更好地分辨海水的垂向稳定层化结构, 首先用三次样条把观测的温度和盐度资料插值到 246 个层上, 这 246 个层有 4 种不同的间隔: 0~100 m 间隔是 5 m, 100~1000 m 间隔是10 m, 1000~2500 m 间隔是20 m, 2500 m 以深间隔是 50 m; 然后按各层面上的温度和盐度值计算出相应的位势密度(σ_θ), 其中计算位势密度的参照面(等压面)是 0 dB; 在 22.2 ≤σ_θ≤27.725(单位: kg/m^3, 全文略)范围内, 用间隔$\Delta\sigma_\theta$ = 0.025 分层, 每个水柱最多可有 222 个σ_θ层.

Chu 等人[9]详细地介绍了等位势密度面上的 P-矢量方法. 该方法在地转平衡、静力和不可压缩近似的假设下, 满足一套动力学原理, 如"热成风关系"、质量和位涡守恒等. 用 P-矢量方法能计算出各个等位势密度面上的绝对地转流速, 比仅分析位势涡度能更直观形象地显示海洋中近似实际的大尺度环流, 即地转环流.

2 结果分析

图 1 给出了 4 个经向断面上的地转流速分布. 可以看到, 在较浅的等密度面上, 东向流呈带状分布, 北回归线附近的 STCC 只存在于比σ_θ = 25.8 更浅的

等密度面上，而且流核不在表层；随着等密度面的增加，STCC 的流轴向北偏移，流速自西向东顺流增强. 沿 127.5°E 断面(图 1(a))，在 20°N 附近有两个流速大于 4 cm/s 的流核位于σ_θ = 23.0~24.0 之间；沿 129.5°E 断面(图 1(b))，在 21°N 附近流速大于 6 cm/s 的流核位于σ_θ = 24.2 面上；沿 133.5°E 断面(图 1(c))，在 21.5°N 附近流速大于 9 cm/s 的流核在σ_θ = 24.3 面上；沿 138.5°E 断面(图 1(d))，流速大于 11 cm/s 的流核在σ_θ = 24.5 面上移到 23°N 以北. 在 STCC 流核所在的σ_θ面上，STCC 比其南面的北赤道流流速强，因为北赤道流流核位于较深的σ_θ面上(在σ_θ = 25.5 附近).

图 2 给出 4 个σ_θ面上的流速矢量分布. 空白部分表示不存在该密度面的区域. 可以看到，在σ_θ = 23.5 面上(图 2(a))，在 21°N 附近 STCC 连续地自西向东流动. STCC 的源头可以向西追溯到 122.5°E 左右，似乎是由巴士海峡以东的一部分黑潮向东转向而成，只是这部分流速很弱，STCC 的主要源头是 23°N 附近的一支西向流在 127°E 附近向南再向东转向形成. 因为在流动过程中不断有其他的海水从南北汇入 STCC，使得 STCC 的流幅不断加宽，在 136~141°E 之间 STCC 的流幅最宽，经向跨度大约有 6 个多纬度(18°~24°N)，且出现了几个流核；在σ_θ = 24.0 面上(图 2(b))，呈现的最主要的流系就是巴士海峡以东的黑潮、东海黑潮、黑潮逆流和 STCC. 相比之下，北赤道流要弱得多. STCC 的源头仍然是 23°N 附近的那支西向流在 127°E 附近向南再向东转向形成，然后连续地向东一直流到研究区域的东界 145°E. STCC 的经向跨度在 19°~25°N 之间，主流轴在 21.5°N 附近；图 1(a), (b) 和(d)所显示的 17°N 以南的那些东向流均是局地气旋式涡旋的南翼；图 1(a), (b)断面上，24°~26°N

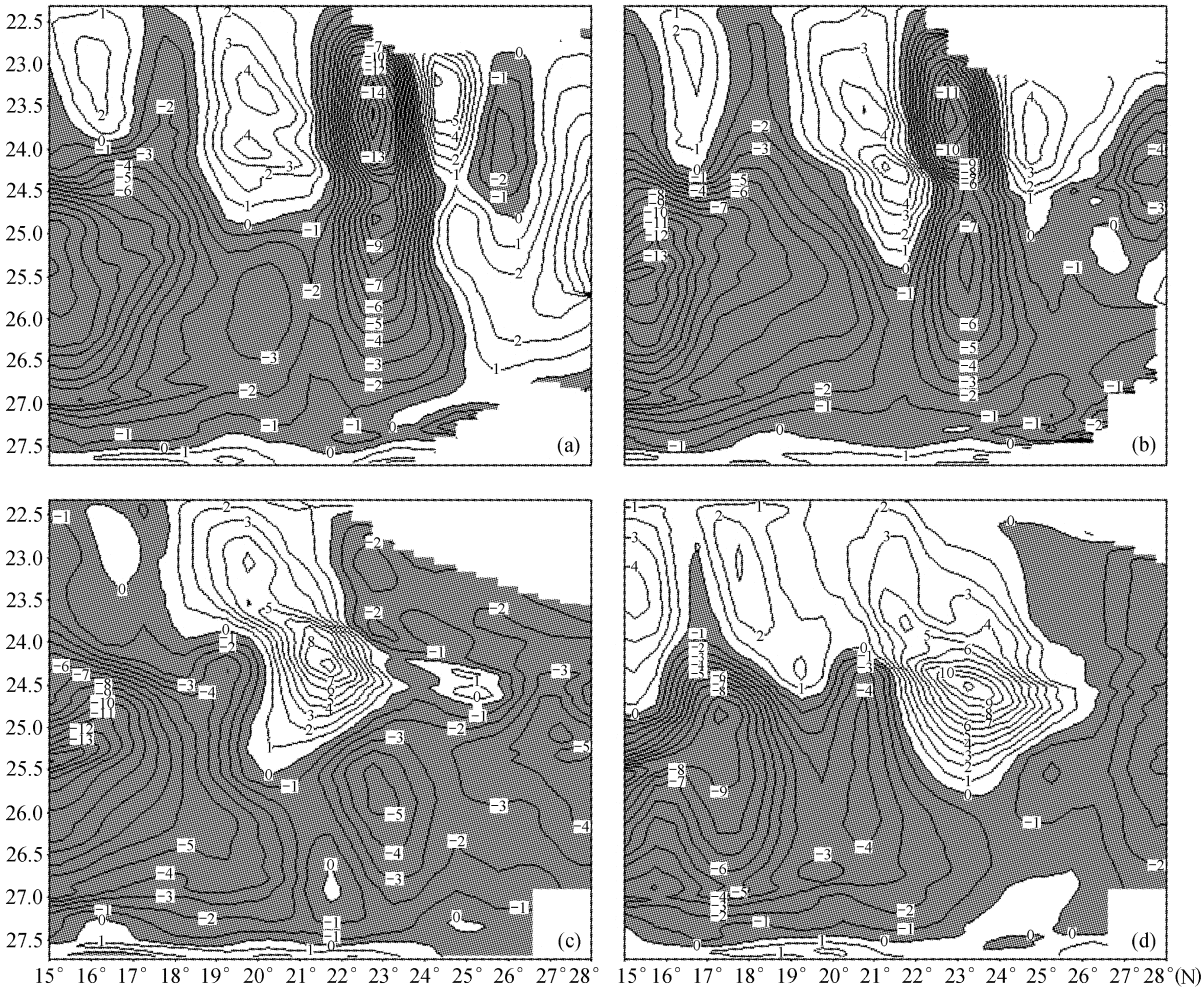


图 1 6 月份 4 个经向断面上的地转流速分布(单位: cm/s)

(a) 127.5°E; (b) 129.5°E; (c) 133.5°E; (d) 138.5°E. 图中正值为东向流，负值为西向流

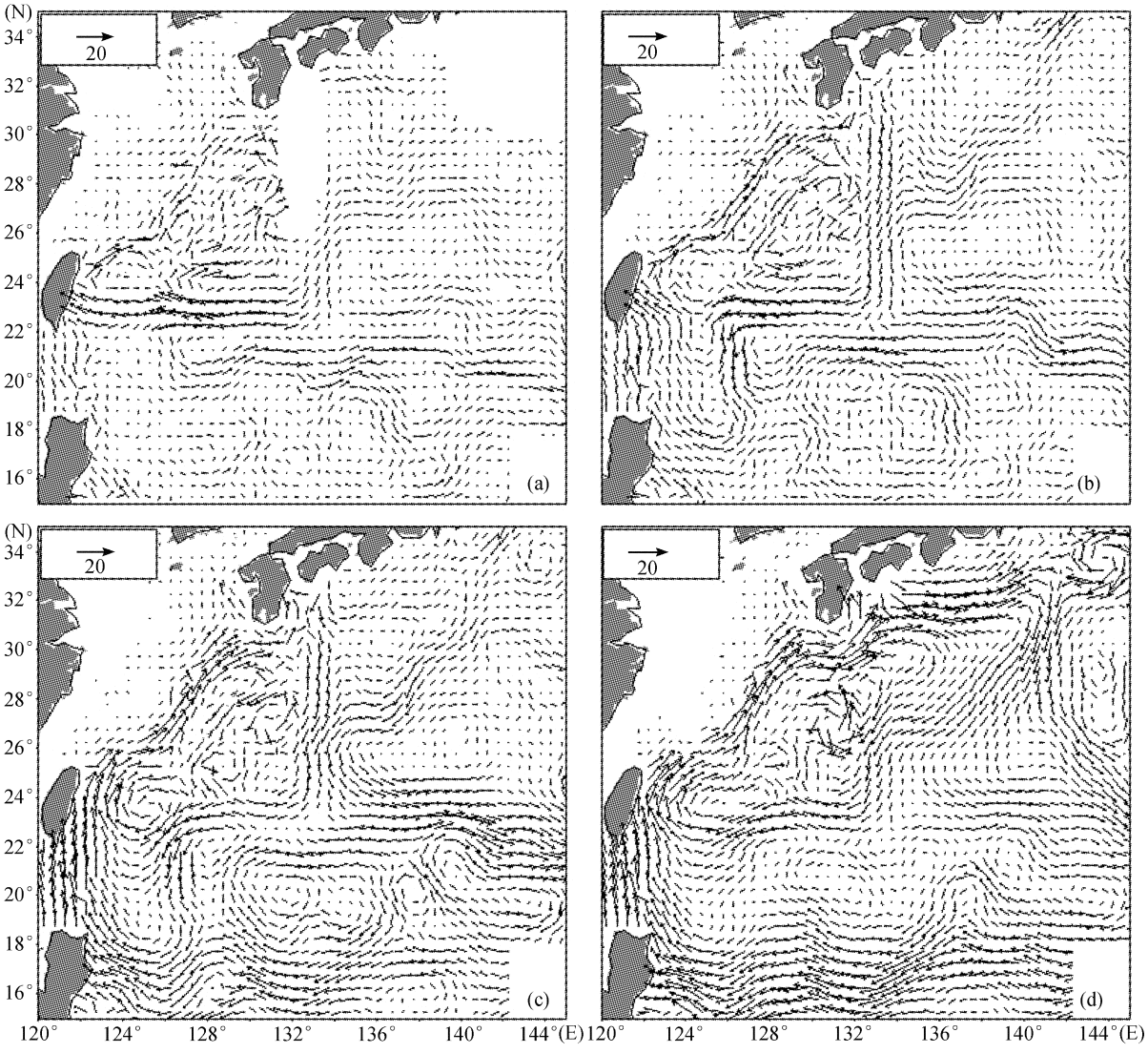


图 2 6 月份等σ_θ 面上的地转流速矢量分布(单位: cm/s)

(a) σ_θ = 23.5; (b) σ_θ = 24.0; (c) σ_θ = 24.5; (d) σ_θ = 25.0

之间的东向流是东北向的琉球海流; 图 1(a)中 26°N 以北的东向流是东海黑潮; 在σ_θ = 24.5 面上(图 2(c)), 北赤道流、巴士海峡以东的黑潮、东海黑潮、黑潮逆流和 STCC 构成这个面上的主要流系; STCC 仍然在 128°~145°E 之间从西向东流动, 但是其主流轴已经向北迁移到 23°N 左右; 在 128°~138°E 之间, STCC 似乎主要由反气旋涡旋的北翼组成, 而在 134°E 以东, STCC 则主要来自黑潮逆流的向东转向; 在σ_θ = 25.0 面上(图2(d)), 吕宋以东至日本以南的黑潮、黑潮逆流和北赤道流完整地被呈现出来. 在 135°E 以东, 23°N 附近有一支连续的东向流可以和其南面的西向北赤道流相比. 128°~134°E 之间, 21°N 附近一支很弱东向流是一个局地反气旋涡旋的北翼. 就是说, 与上面较浅的σ_θ面上的 STCC 不同, 这里 STCC 只在 135°E 以东才是连续地向东流动; 在σ_θ= 25.8 面上(图略), 主要流系是吕宋以东至日本以南的黑潮和北赤道流, 在它们围绕的内部广大区域, 流速十分微弱, 识别不出任何的东向流, 就是说 STCC 在这个等密度面上已经完全消失.

图 3 给出在σ_θ = 24.0 面上的位势涡度和位势涡度沿 138.5°E 断面的分布. 对比图 3(a)和图 2(b), 可以看到, 黑潮和 STCC 都沿着位势涡度的等值线流动,

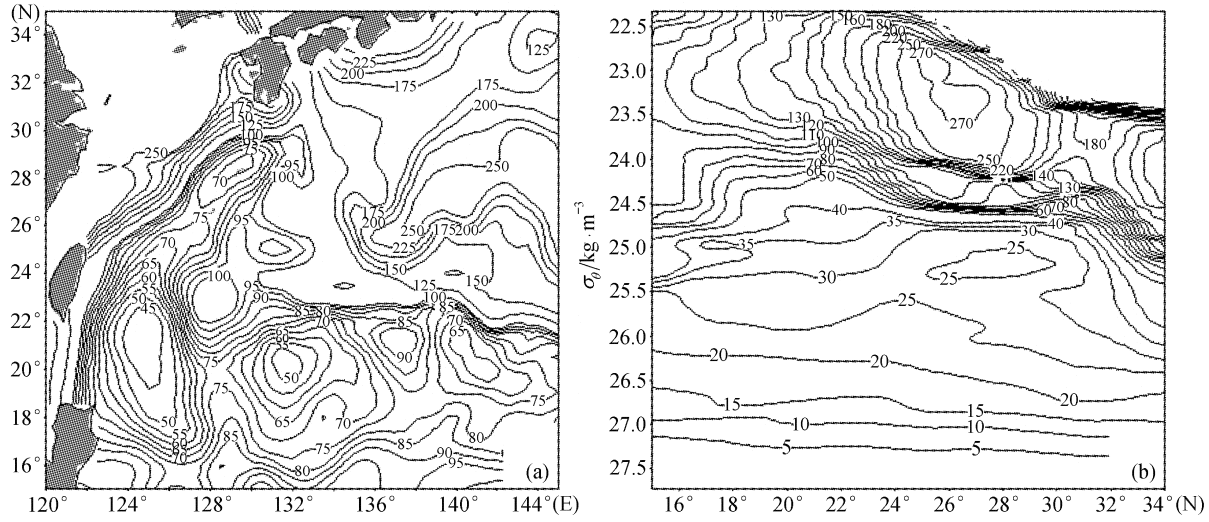


图 3 6 月份σ_θ = 24.0 面上的位势涡度分布(a)和 138.5°E 断面上的位势涡度分布(b)(单位: 10^{-10} cm/s)

而且它们的流动路径与位势涡度的最大空间梯度位置一致. Talley[10]曾指出, 在西太平洋, σ_θ = 25.4 面上有一块垂向和侧向都是最小的低位涡区域, 它对应于副热带模态水. 图 3(b)中 25×10^{-10} cm/s 封闭等值线所包围的这种低位涡分布区域显示了副热带模态水的位置. 图 1(d)和图 3(b)相比较可以知道, 在西太平洋区域 STCC 的流核位于副热带模态水南边界的上面.

3 结论

(ⅰ) 在$\sigma_\theta\leqslant$24.5 的上层水体中, 东向流呈带状分布, STCC 位于 19°~23°N 之间; 17°N 以南一些片段的东向流常常是局地气旋式涡旋的南翼, 并不能构成一支连续的东向流; 而在σ_θ = 24.5 的水层以下, STCC 呈单核分布: 在 134°E 以西, STCC 位于 19°~23°N 之间; 在 134°E 以东, STCC 的流幅加宽, 流速较强的部分位于 22°~26°N 之间.

(ⅱ) 在近海面, STCC 的源头向西可追溯到 122.5°E, 似乎是由巴士海峡以东的一部分黑潮向东转向而成; 随着深度的增加(即σ_θ的增加), STCC 的源头东移, 且主要源自黑潮逆流的转向. 因为在流动过程中不断有其他的海流从南北汇入 STCC, 使得 STCC 的流幅逐渐加宽, 流速自西向东不断增强.

(ⅲ) STCC 的流核不在海面, 而是在σ_θ = 23.0~24.7 之间的水层内; 在这一水层中 STCC 的流速比其南面北赤道流的流速强. STCC 的强流部分位于副热带模态水之上, 在σ_θ = 24.0 面上 STCC 的流轴与位势涡度最大经向梯度的位置一致, STCC 最深只达 300 m 左右.

(ⅳ) 本项计算结果可为较高分辨率的西北太平洋(包括中国海海域在内)的区域海洋环流模式提供夏季流型分布较为真实的海流边界条件.

致谢 本工作受中国国家自然科学基金(批准号: 40076009)、美国海军研究生院、中国科学院知识创新工程重大项目(KZCX1-SW-01-16, KZCX2-205)和中国科学院百人计划“全球环境变化-碳循环研究”项目资助.

参 考 文 献

1 Uda M. On the Subtropical Convergence and the currents in the Northwestern Pacific. Rec Oceanogr Wks Japan, 1955, 2: 141~150
2 Yamanaka, Hajime, Anraku N, et al. Seasonal and longterm variations in oceanographic conditions in the western North Pacific Ocean. Rpt Nankai Regional Fisheries Research Laboratory, 1965, 22: 35~70
3 Yoshida K, Kidokoro T. A Subtropical Counter current in the North Pacific——an eastward flow near the Subtropical Convergence. J Oceanogr Soc Japan, 1967, 23(2): 88~91
4 Yoshida K, Kidokoro T. A Subtropical Countercurrent (Ⅱ)—— a prediction of eastward flows at lower subtropical latitudes. J Oceanogr Soc Japan, 1967, 23(5): 231~246
5 Uda M, Hasunuma K. The eastward Subtropical Countercurrent in the western North Pacific Ocean. J Oceanogr Soc Japan, 1969, 25(4): 201~210
6 White W, Hasunuma K, Solomon H. 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
7 管秉贤. 副热带逆流二十年研究概况. 黄渤海海洋, 1988, 6(1): 71~86
8 Teague W J, Carron M J, Hogan P J. A comparison between the Generalized Digital Environmental Model and Levitus climatologies. J Geophys Res, 1990, 95: 7167~7183
9 Chu P C, Li R F. South China Sea isopycnal-surface circulation. J Phys Oceanogr, 2000, 30: 2419~2438
10 Talley L D. Potential vorticity distribution in the North Pacific. J Phys Oceanogr, 1988, 18: 89~106

(2001-08-07 收稿, 2001-12-05 收修改稿)