第 41 卷　第 11 期　　海　洋　学　报　　Vol. 41　No. 11
2019 年 11 月　　Haiyang Xuebao　　November 2019

张磊, 田永青, 潘爱军, 等. 热带中东太平洋海域 10°N 断面水团分析[J]. 海洋学报, 2019, 41(11): 40–50, doi:10.3969/j.issn.0253−4193.2019.11.005

Zhang Lei, Tian Yongqing, Pan Aijun, et al. Analysis of water masses at the 10°N section in the tropical central and eastern Pacific[J]. Haiyang Xuebao, 2019, 41(11): 40–50, doi:10.3969/j.issn.0253−4193.2019.11.005

热带中东太平洋海域 10°N 断面水团分析

张磊[1]，田永青[2*]，潘爱军[2]，陈航宇[2]，周喜武[2]，万小芳[2]，林辉[2]，黄浩[2]

(1. 海军大连舰艇学院 军事海洋与测绘系, 辽宁 大连 116018; 2. 自然资源部第三海洋研究所, 福建 厦门 361005)

摘要: 本文基于实测温盐数据等资料, 利用水团的浓度混合分析等方法, 揭示了热带中东太平洋海域 10°N 断面的水团构成自上而下分别为东部赤道–热带水团、北太平洋中央水团、加利福尼亚流系水团、南太平洋中央水团、太平洋亚北极水团和太平洋深层水团。分析发现, 受热带辐合带影响, 9°～10°N 海域常年持续的正风应力旋度诱发上升流出现, 北太平洋中央水团、加利福尼亚流系水团、南太平洋中央水团和太平洋亚北极水团 4 个通风潜沉水团经向运动至该纬度带时被抽吸至次表层和中层, 并散布在不同深度。以往研究仅指出上述 4 个水团在海表通风形成后将潜沉并向赤道方向运动, 本研究进一步阐明了 4 个水团潜沉后向热带海域运动的动力机制及其在热带中东太平洋 10°N 断面的散布深度。研究成果揭示了热带中东太平洋水团与北太平洋副热带、亚极地和南太平洋副热带海区中上层水团间的循环过程, 对认识北太平洋高–中–低纬度间物质和能量的交换和再分配具有重要科学价值。

关键词: 中东太平洋; 浓度混合分析法; 水团; 上升流

中图分类号: P731.16　　**文献标志码:** A　　**文章编号:** 0253−4193(2019)11−0040−11

1　引言

水团分析是物理海洋学研究的重要内容之一。水团即指源地和形成机制相近, 具有相对均匀的物理、化学和生物特征及大体一致的变化趋势, 而与周围海水存在明显差异的宏大水体[1]。1916 年 Helland-Hanson 首次把水团这一专用术语引入海洋学中, 并首创了温–盐图解分析水团的方法[2]。此后, 经过众多的中外海洋学家不断探索研究, 海洋水团分析已经积累了丰硕的成果[3–9]。此外, 水团的形成、散布和变性, 与海洋环流是息息相关而又相辅相成的, 因此, 水团分析也是理解海洋环流动力学的重要途径。

热带中东太平洋海域因其拥有丰富的海底矿产资源而越来越受到各国的重视。我国于 1991 年在此设立了多金属采矿区。开采海底矿产前需要进行该海域海洋环境的技术储备, 例如水团构成。关于该海域水团的描述, 仅限于国外一些研究及我国早期一些物理海洋学家的论著中[1,10–12]。热带太平洋海域表层海水处于赤道–热带水团的控制下, 赤道–热带水团又分西部赤道–热带水团、南部赤道–热带水团和东部赤道–热带水团[13]。西部赤道–热带水团和南部赤道–热带水团范围大致为年平均表层水温 28℃ 等温线所包络的水域。范围介于 160°W 以西, 10°S～15°N 之间的西部太平洋, 两个水团以赤道为界来区分, 赤

收稿日期: 2018−10−12; **修订日期:** 2019−01−14。

基金项目: 自然资源部第三海洋研究所基本科研业务费专项资金项目(海三科 2018030, 2018001, 2017012, 2017011, 2016025); 国家自然科学基金(41906013); 中国大洋矿产资源研究开发协会项目(DY135-E2-5-01); 全球变化与海气相互作用专项(GASI-IPOVAI-02, GASI-IPOVAI-03); 国家重点研发专项(2016YFC1402607)。

作者简介: 张磊(1972—), 男, 辽宁省海城市人, 副教授, 主要从事军事海洋学研究。E-mail: stone333@tom.com

*** 通信作者:** 田永青(1985—), 男, 河北省石家庄市人, 助理研究员, 主要从事海洋环流动力学研究。E-mail: tianyongqing@tio.org.cn

道以南水域为南部赤道–热带水团, 赤道以北为西部赤道–热带水团。受西太平洋暖池影响, 两个水团高温高盐, 西部赤道–热带水团年平均特征温度 27.40℃, 盐度为 34.61。南部赤道–热带水团年平均特征温度 27.50℃, 盐度为 35.45。两个水团垂向深度在太平洋西部达 150～200 m, 向东逐渐变浅[1]。而东部赤道–热带水团, 范围大致介于 150°W 以东, 20°S～15°N 之间。由于充沛的降雨(年降雨量可达 3 000 mm 以上)冲淡, 盐度显著降低, 极小值低至 30.60。水团的年平均特征温度为 26.88℃, 盐度为 33.21, 东部赤道–热带水团的深度约 50 m 或更浅[14]。

对于次表层水团, Sverdrup 等[2] 和 Talley 等[12] 指出中东太平洋热带海域主要被太平洋赤道水团占据, 该水团东西伸展达 1.2×10^4 km, 东部宽度最大, 纵跨 10°S～20°N, 赤道附近深度约 200～400 m, 温度介于 8～15℃, 盐度介于 34.60～35.15。赤道水团以北至 40°N 附近, 是北太平洋中央水, 影响深度约 100～300 m, 盐度低限 34.20。该水团的形成与表层海水在亚热带辐聚带海域的下沉有关[2]。在北太平洋中央水以北, 横亘着太平洋亚北极水团, 其显著特征是低温(2～4℃)和低盐(33.50～34.50)。中层, 北太平洋只有低盐的中层水团。靠近西部为亚北极中层水团, 又常称为北太平洋中层水[12], 其温度范围为 5～12℃, 盐度介于 33.80～34.30, 来源于亚极地环流圈的表层冷而淡的水。而靠近东部的中层水为加利福尼亚流系水团[12], 位于 160°W 以东, 其温度范围为 10～12℃, 盐度为 33.90～34.40, 该水团来源于东边界的表层冷水潜沉, 温度高于亚北极中层水[1–2]。太平洋深层水团是该洋域所有水团体积最大的水团, 从 2 000 m 至近底层, 温度为 1.1～2.2℃, 盐度为 34.65～34.75[11–12,15]。

然而北太平洋副热带水团存在潜沉, 亚极地海域及东边界海域存在遇冷增密下沉的现象, 同时也发生着潜沉水团向赤道运动和南太平洋中央水团跨赤道向北输运的过程[2,10,12,16], 赤道海域也常年存在着上升流等垂向运动[17–19]。北太平洋热带海域存在着如此复杂的海洋过程, 前人描述的上述水团, 尤其是次表层及中层水团多是表层通风潜沉后生成, 在运动过程中垂向位置及水平分布如何变化? 陈上及和杜兵[20] 利用冬、夏季的观测数据研究西赤道太平洋水团时发现次表层水团非常稳定, 基本上无季节变化。周广庆和李崇银[21] 利用模式研究了 El Niño 或 La Niña 发生前西太暖池次表层海温产生异常并向东传, 造成中东太平洋次表层水团的厚度增厚或变浅。然而北太平洋热带海域的次表层水团结构受纬向大尺度环流影响的研究尚未见报道。2017 年 7–10 月, 自然资源部第三海洋研究所牵头实施的中国大洋 45 航次获得了中东太平洋 10°N 断面等海域水文、生物、化学、地质及多金属结核资源等综合学科的调查数据。本文将主要基于水文及生化资料, 揭示该海域的水团组成, 为后续我国在该海域实施海底多金属结核资源勘探开发的环境影响评价提供水文技术支持。

2　数据与方法

2.1　使用数据

实测温盐及生化数据主要基于中国大洋 45 航次的 CTD 观测获取, 观测站位见图 1。CTD 采集数据时下放与回收速度控制在 0.8 m/s, 温盐数据时间采样间隔 1/8 s, 经滤波、延时校准、剔除异常值、垂向平均等严格质控步骤处理后, 最后形成垂向 1 m 间隔的标准数据。

再分析温盐及海流数据采用美国马里兰大学(UMD)和美国德州农工大学(TAMU)共同研制开发的简单海洋数据同化资料 SODA3.3.1 月平均海洋数据集[22–23], 时间范围是 2004 年 1 月至 2015 年 12 月, 本文使用其气候态月平均数据, 网格空间分辨率为 1°×1°, 垂向分辨率 50 层。下载网址: http:www.soda.umd.edu。

WOA13 数据集为美国国家海洋数据中心(Na-

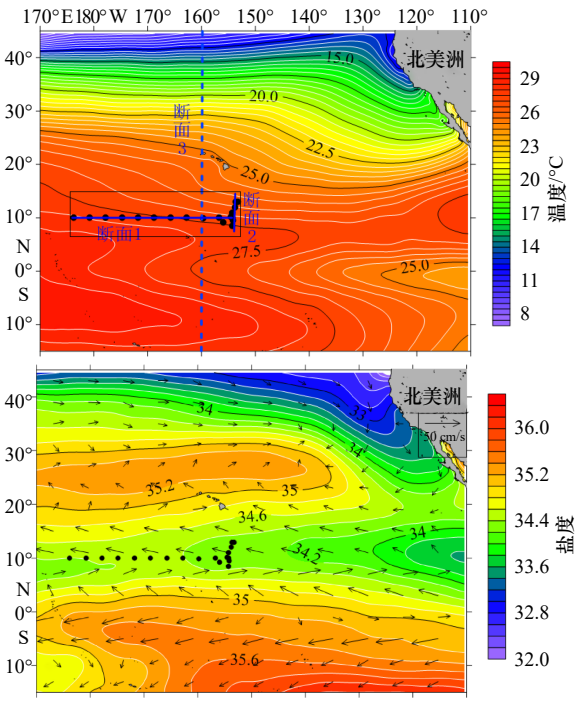

图 1　调查海域年平均的水文要素分布

Fig. 1　The distribution of annual average hydrological factors in the investigation sea area

tional Oceanographic Data Center, NODC)海洋气候实验室发布的产品。该产品融合了众多历史观测数据，本文使用其气候态月平均数据集，空间分辨率 1°×1°，垂向自海表至 1 500 m 水深，共计 57 层。下载网址：https://www.nodc.noaa.gov。

NASA 于 1999 年 6 月 19 日发射 QuickSCAT 卫星升入太空，该卫星装载了“海洋风场”的微波散射计。卫星运行时间为 1999–2009 年，数据空间分辨率为 0.25°×0.25°。QuickSCAT 卫星遥感测风资料的可靠性得到了充分认可并得到广泛应用[24]，本文采用其月平均风场数据，并处理成气候态月平均数据。数据下载网址：http://www.ssmi.com。

2.2 水团分析方法

在确定水团个数时，基于水团浓度混合理论中的混合曲线的确定法，具体原理为：由于温盐曲线的两端各对应于一个水团，所以，若混合曲线的凸角个数为 N，那么，参与混合的水团个数应为 N+2[1]。

各水团核心值的确定，依浓度混合理论，取两端点及凸角极值点所对应的温、盐值。但为避免测量误差或考虑代表性，也有学者建议用平均极值点[5]。

确定水团边界时，依据两个无界水团的混合理论[1]。该理论只考虑铅直方向上的一维的混合。对于铅直方向的一维混合，若不考虑平流和压缩性，可将水温和盐度的扩散方程简化为下式，

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=K_\theta\frac{\partial^2\theta}{\partial z^2}, \tag{1}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t}=K_S\frac{\partial^2 S}{\partial z^2}. \tag{2}$$

以两个无界水团 m1 和 m2 在铅直方向上叠置的简单模式，讨论一维混合问题，假设初始条件 $t=0$ 为下式，

$$0<z<\infty:\theta=\theta_1,S=S_1, \tag{3}$$

$$-\infty<z<0:\theta=\theta_2,S=S_2. \tag{4}$$

边界条件 $t=0$ 为下式，

$$K_\theta\frac{\partial\theta}{\partial z}|_{z=0+}=K_\theta\frac{\partial\theta}{\partial z}|_{z=0-}, \tag{5}$$

$$K_S\frac{\partial S}{\partial z}|_{z=0+}=K_S\frac{\partial S}{\partial z}|_{z=0-}. \tag{6}$$

假设温度和盐度扩散系数相同，则在水团边界处 $z=0$，开始混合后，水团边界处温、盐值分别为下式，

$$\theta=\frac{1}{2}(\theta_1+\theta_2), \tag{7}$$

$$S=\frac{1}{2}(S_1+S_2). \tag{8}$$

上述式中，θ 表示位温；S 表示盐度；z 表示垂直方向；K_θ 表示温度扩散系数；K_S 表示盐度扩散系数。

上述使用的无界水团的混合理论，虽然要求的条件比较理想，但对解释大洋水团分布变化是有成效的。不少研究工作或是文献仍在引用无界水团混合理论[8–9, 25–26]。

3 结果分析

调查测站主要位于 10°N 断面和 154°W 断面(图 1a 中断面 1 和断面 2)。10°N 调查断面位于西向的北赤道流(10°～20°N)和东向的北赤道逆流(3°～10°N)交汇区[27–28]。表层年平均温度介于 26.50～28.50℃，受热带辐合带影响[29]，该纬度带常年存在降雨，年平均盐度介于 34.20～34.60，低于南北两侧盐度值。

3.1 调查海域水团特性

水团的浓度混合理论中，基于混合曲线的确定法可以确定水团个数[4–5]。将该方法应用到航次所有观测站位的温盐 *T-S* 点聚图中(图 2a)，可以发现该温盐混合曲线有 4 个显著的拐点，即图中 B、C、D、E，故观测海域自海表至海底由 6 个水团构成。水团核心分别对应 A、B、C、D、E、F。

同时，分析包含观测站位的海区(图 1a 黑框)所有 WOA13 的气候态年平均的 *T-S* 点聚图(图 2b)。A、B、C、D、E、F 6 个水团核心仍旧可以清楚的显示。

由图 2 温盐混合曲线可知，每个测站均由 6 个水团构成。计算出每个测站 6 个水团的核心值，再将两个无界水团的混合理论分别应用每个测站垂向上下相邻的两个水团，根据上下相邻的两个水团的核心值即可计算出 6 个水团各自的边界，各相邻水团边界为图 3 和图 4 虚线位置。

由图 3 可知，表层水团影响范围大致为 50 m 以浅。该水团温度相对均匀，温度值大于 28℃；盐度呈自西向东逐渐降低，盐度范围介于 33.06～34.60。次表层(50～120 m)水团为调查海域盐度最高的水团。该水团位于温跃层内，温度可由上界的 28℃ 降到下界的 18℃。盐度分布呈自西向东递减。核心层盐度最大值 35.09，温度 23.20℃。该水团的深度呈现出自西向东抬升的态势，这与热带太平洋温跃层自西向东变浅一致。120～180 m 层水团较 50～120 m 层的温度和盐度均降低，温度范围介于 12～18℃，盐度范围介于 34.18～34.60。该水团的深度仍自西向东抬升。180～400 m 层的水团温度变化开始放缓，该深度范围内温度由 12℃ 降到 9℃，盐度较相邻上层水团有所增加，变化范围为 34.60～34.74，盐度分布呈自西向东增加。400～1 500 m 层的水团温盐变化都较小，温度介于 2.8～9℃，盐度值较上层有所降低，介于 34.50～

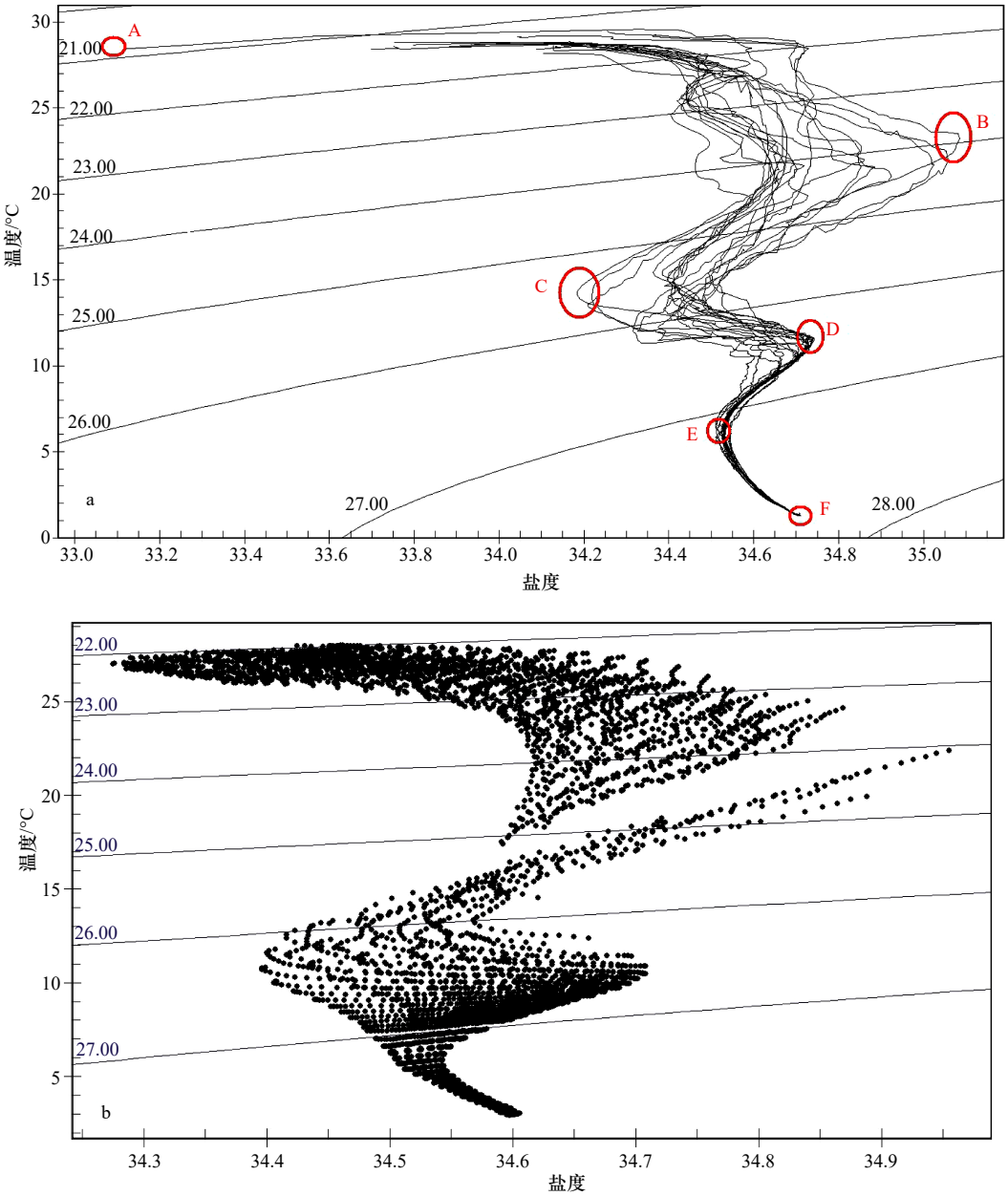

图 2　调查测站温盐数据 *T-S* 点聚图

Fig. 2　The *T-S* diagrams for temperature and salinity data of the survey stations

a. 实测数据; b. WOA13 数据集

a. Survey data; b. WOA13 data set

34.60。底层水团的深度介于 1 500～6 000 m, 温度值介于 0.9～2.8℃, 盐度较上层水团又有微弱增加, 介于 34.60～34.71。

调查海域最东侧的 154°W 断面 6 个水团的分布范围大致同 10°N 断面一致(图 3, 图 4)。差异之处为次表层高盐水团温度和盐度强度均降低, 且深度范围略有变浅, 介于 50～100 m, 温盐值分别介于 17.0～25.5℃ 和 34.50～34.86。表明该水团的势力越往东越弱, 并不断抬升。154°W 断面 100～180 m 层的水团南北盐度差异较大, 12°N 以北盐度低, 盐度值小于 34.30, 12°N 以南盐度相对较高, 介于 34.40～34.50, 但温度差异不大。180～400 m 层的水团盐度越靠南盐度值越高。

3.2　水团形成机理分析

前述 6 个水团的构成及叠置的成因是什么? 调查海域位于东部赤道热带海域, 处于热带辐合带控制下, 降雨丰富, 表层水团低盐特征符合东部赤道–热带水团, 且观测温盐范围及深度与前人关于该水团特征

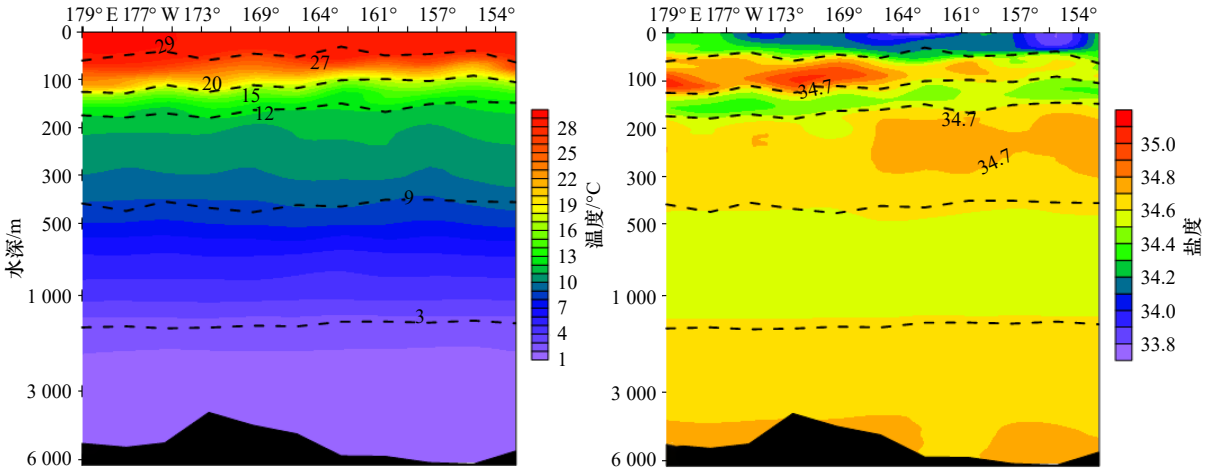

图 3 10°N 断面观测数据水文要素垂向分布

Fig. 3 The distribution of survey hydrological factors at 10°N section

虚线代表水团边界位置

The dotted lines represent the boundary position of the water mass

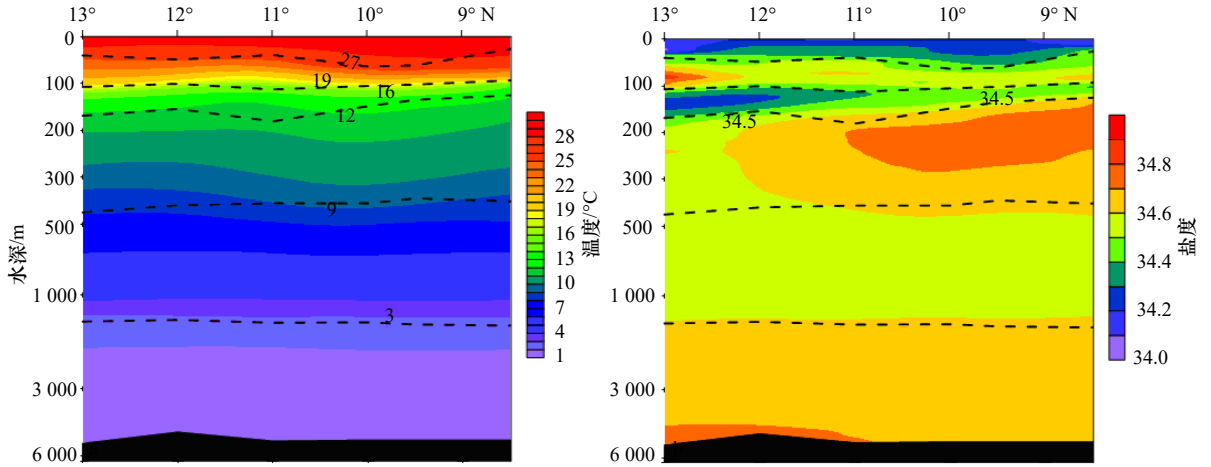

图 4 154°W 断面观测数据水文要素垂向分布

Fig. 4 The distribution of survey hydrological factors at 154°W section

虚线代表水团边界位置

The dotted lines represent the boundary position of the water mass

的研究一致[1, 12]。

关于中东太平洋热带海域次表层水团的组成，前人研究[2]划分的较为粗糙，仅指出该海域次表层主要被太平洋赤道水团占据，该水团纵跨 10°S～20°N，赤道附近深度约 200～400 m，温度介于 8～15℃，盐度介于 34.60～35.15。对照实测数据发现次表层高盐水团深度（50～120 m）明显浅于该水团，且温度（18～28℃）显著高于该水团的温度。故应为其他水团组成。已有研究成果揭示了太平洋次表层水团存在经向迁移[2,10,16]。该水团是否为其他海域的次表层水输运而来？分析位于调查海域中部的调查期间（10 月）160°W 经向断面，即图 1 中断面 3 的温盐特征（图 5），来探讨太平洋次表层水团的经向运动。

20 ℃ 等温线和 34.60 等盐线代表调查数据揭示的次表层水团的边界，分析该温盐等值线的沉降和抬升等变化，SODA 和 WOA13 两套数据集（图 5）均揭示该 10°N 断面次表层水团来源可以追溯到约 15°～30°N 的亚热带辐聚带海域。该海域表层高温高盐的海水受亚热带辐聚带作用而沉降，沉降过程中并向低纬方向伸展，在次表层被称为北太平洋中央水[2, 10,16]。且该水团为北太平洋盐度最高的水团。北太平洋中央水核心层自形成后沉降并向南运动到达 20°N 沉降达到最深，约 220 m，此后在向南运动中水团开始抬升，在 9°N 附近区域抬升达到最高，34.60 等盐线上升至 100 m 左右。结合北太平洋中央水运动路径及温盐特性，可以发现调查数据揭示的次表层水团（深度

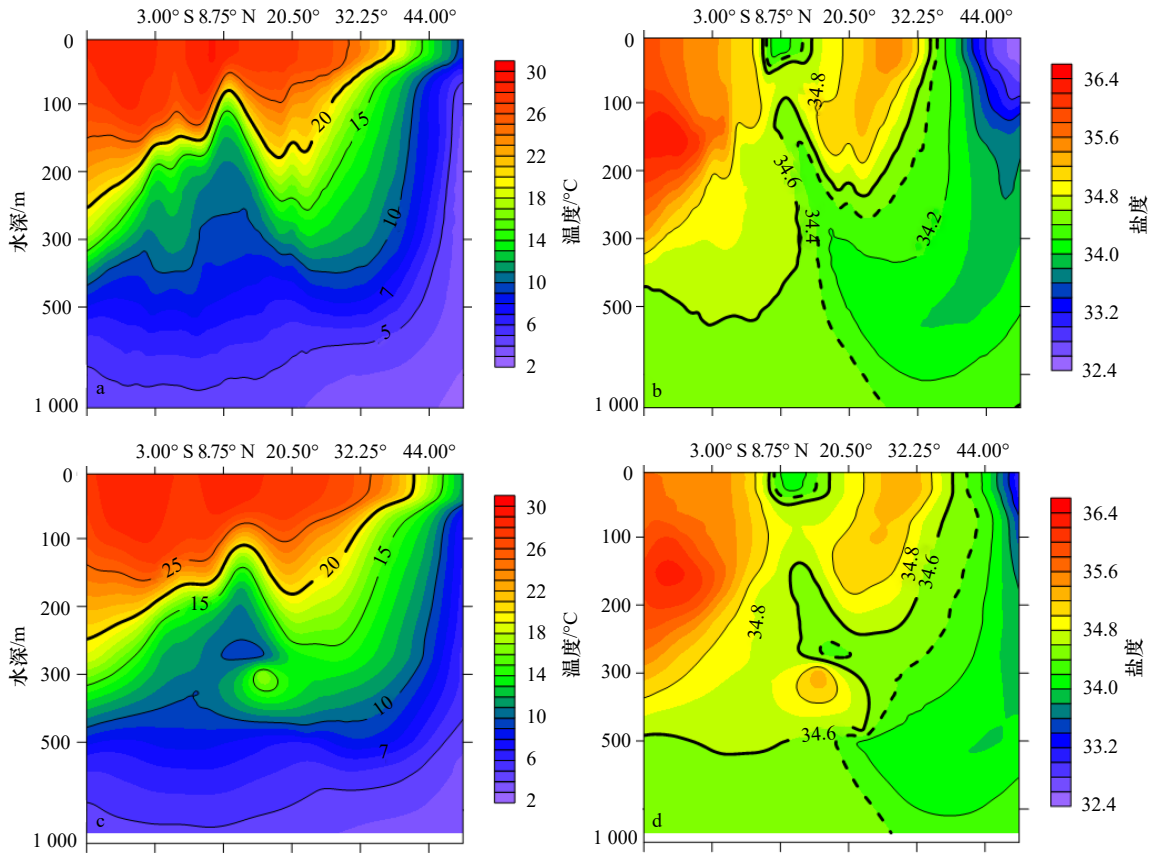

图 5　10 月 160°W 断面水文要素垂向分布

Fig. 5　The distribution of hydrological factors at 160°W section in October

a 和 b 图数据来源于 SODA3.3.1; c 和 d 图数据来源于 WOA13

Data of a and b are derived from SODA3.3.1; data of c and d are derived from WOA13

范围 50～120 m)即为该水团。

此外, 南太平洋中央水团形成及运动过程与北太平洋中央水团类似, 在南太平洋亚热带辐聚带海域形成并沉降, 向低纬方向扩展并越过赤道[2]。在 9°N 附近区域抬升达到最高, 但从图 5b、图 5d 可以发现南太平洋中央水团势力范围更大沉降深度更深, 9°N 附近区域 34.60 等盐线深度超过 300 m, 温盐特征及深度范围均符合调查数据揭示的 180～400 m 层水团, 故该层水团为南太平洋中央水团。一个有趣的现象是该抬升区域的北太平洋中央水和南太平洋中央水之间约 150～250 m 层夹杂着低盐水, 盐度值介于 34.20～34.60, 温度值介于 15～20℃, 从该低盐水等值线分布可知源地位于 33°～38°N 间, 依据其温盐特性及水团源地判别为加利福尼亚流系水团[30], 调查数据揭示的 120～180 m 层水团温盐特征符合该低盐水团。

由图 5 可知, 40°N 以北海域表层低温低盐的太平洋亚北极中层水团[12] 在降温增密作用下也发生沉降, 沉降过程中并向低纬扩展, 并在 9°N 附近区域微弱抬升。温度小于 10℃ 的亚北极水团占据着 300～1 000 m 的水层。调查数据揭示的 400～1 500 m 层水团温盐特征与该水团一致。

对比温盐特性, 1 500～6 000 m 温盐差异很小的底层水团为太平洋深层水团[11−13]。

综上可知, 调查数据揭示的 6 个水团自上而下分别为东部赤道–热带水团、北太平洋中央水团、加利福尼亚流系水团、南太平洋中央水团、太平洋亚北极水团和太平洋深层水团。问题是为何北太平洋中央水团、加利福尼亚流系水团、南太平洋中央水团和太平洋亚北极水团等会在 9°N 附近区域抬升? 图 5 温盐等值线的分布揭示该海域存在显著的上升流。为研究上升流的成因, 分析中东太平洋海域风应力旋度的分布及变化(图 6)。

分别以 1 月、4 月、7 月、10 月代表冬、春、夏、秋 4 个季节。从图 6 可以发现, 冬、春季节赤道至 9°N 的纬度带存在显著的风应力正值区, 夏、秋季节正的风应力旋度区向北移动且强度增强, 10°N 纬度带位于中心区。常年持续的正风应力旋度将持续诱发 9°～10°N 纬度带上升流出现, 进而出现图 5 中

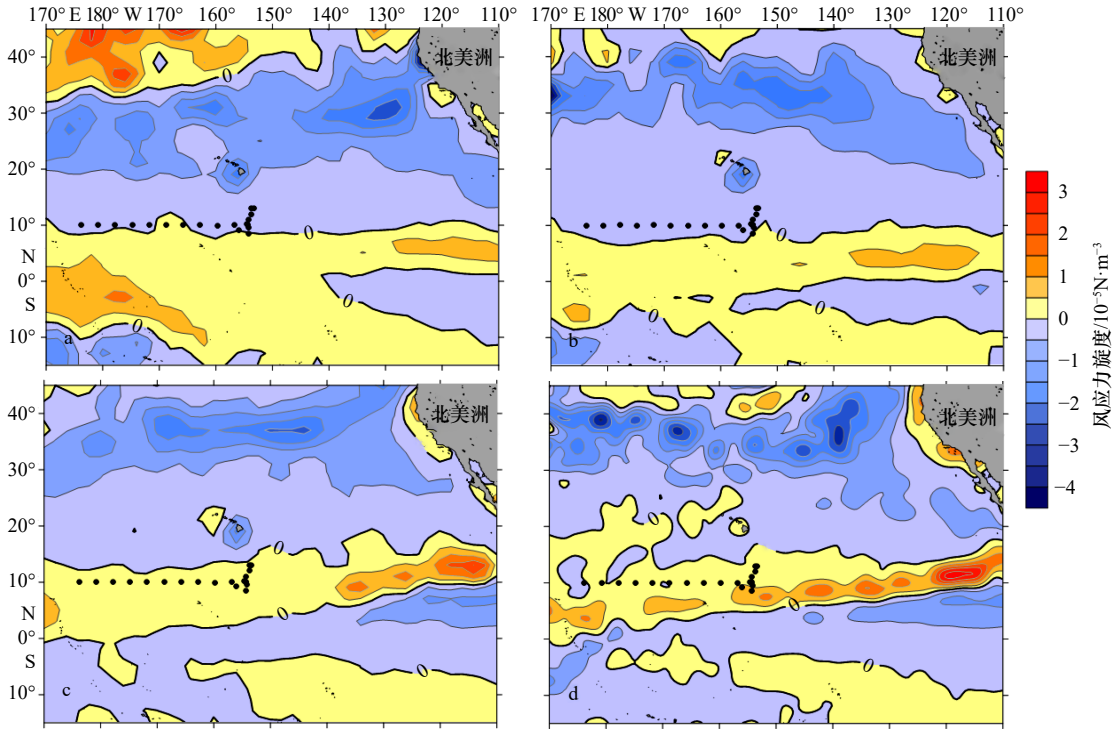

图 6 中东太平洋海域风应力旋度分布

Fig. 6 The distribution of the wind stress curl in the central and eastern Pacific

a–d 分别为冬季、春季、夏季、秋季; 风速计算数据来源于 QuickSCAT

a–d represent winter, spring, summer, autumn, respectivily. Data of wind are derived from QuickSCAT

9°～10°N 海域北太平洋中央水团、加利福尼亚流系水团、南太平洋中央水团和太平洋亚北极水团经向运动至此时被抽吸至次表层的现象。前人的研究指出赤道太平洋上升流区域主要集中在日界线以东以赤道为中心的南北 2°纬度带内，且上升流范围多在表层，约 60 m 以浅[17–19]。而本文的研究发现 9°～10°N 海域次表层存在较强的上升流。图 1 显示 10°～18°N 区域为西向的北赤道流，2°～10°N 区域为东向的赤道逆流，9°～10°N 海域流场为辐散结构，流场的结构使得表层应该也存在上升流，可能只是强度小于次表层，使得图 5 的盐度等值线在表层并未显示出明显的抬升。

9°～10°N 纬度带为何常年存在正的风应力旋度？原因是 10°N 为热带辐合带生成的边界层临界纬度值，该纬度带常年存在的辐合带产生的上升气流是正的风应力旋度及上升流生成的原因。该区域的上升流位置及形成机理均不同于赤道上升流。

3.3 水团的季节变化

图 7 和图 8 揭示了 160°W 断面盐度的季节变化。由图 7 和图 8 可知，SODA 和 WOA13 两套数据集均显示表层的东部赤道热带水团季节变化较为显著。仍以盐度 34.60 为水团边界，该水团的厚度冬季（1 月代表）最大，约 80 m，春、秋季次之，夏季最薄，仅 30 m 左右。

表层之下的北太平洋中央水团、加利福尼亚流系水团、南太平洋中央水团和太平洋亚北极水团等的结构及扩展路径的季节变化非常微小，强度略有差异，与前人研究结论一致[20]。

4 讨论

4.1 生化指标识别大洋水团

海洋学者研究发现不同水团中溶解氧、叶绿素等生化要素含量存在着明显的差异，并把这些生化要素作为指标来识别水团，尤其是识别近海的水团非常有效[31–32]。开阔大洋中生化要素可否作为指标来进行识别水团？图 9 为 10°N 调查断面叶绿素浓度与溶解氧浓度的分布。

由图 9a 可知，叶绿素浓度最大值（>0.5 mg/m^3）介于约 100～150 m 层，最大值深度自西向东不断抬升。由图 9b 可知，溶解氧浓度最大值介于 80～120 m 层，最大值大于 4.5 mL/L，120～180 m 层溶解氧浓度迅速减小，至 180 m 层降到 1.0 mL/L，200～600 m 为溶解氧浓度最小值层，浓度小于 0.5 mL/L。600 m 至底层，溶解氧浓度开始逐渐增加。

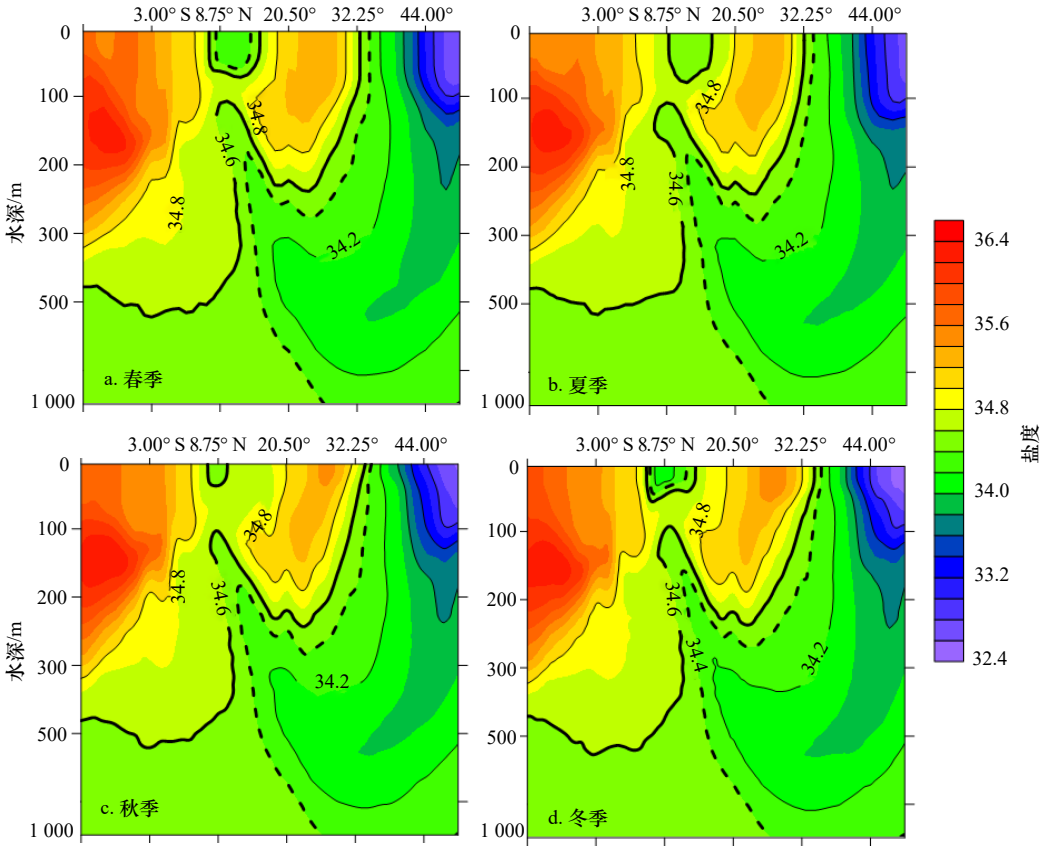

图 7　160°W 断面盐度季节分布(数据来源于 SODA3.3.1)

Fig. 7　The seasonal distribution of salinity at 160°W section(data from SODA3.3.1)

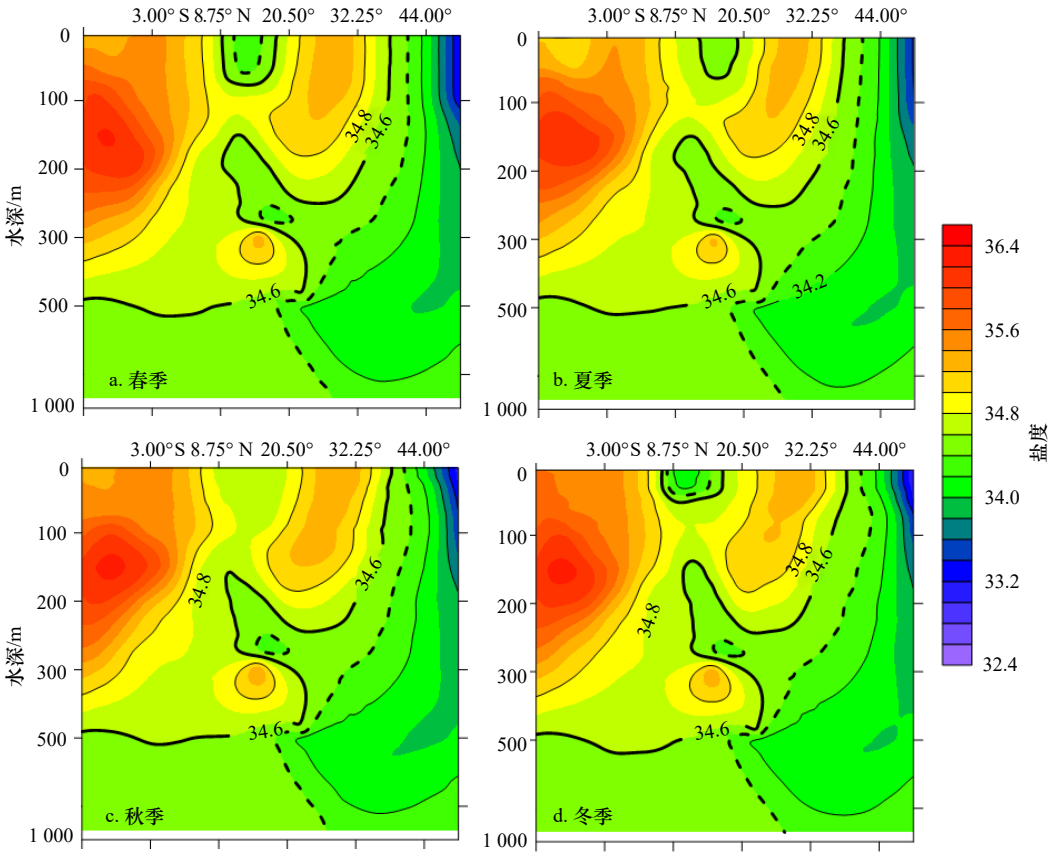

图 8　160°W 断面盐度季节分布(数据来源于 WOA13)

Fig. 8　The seasonal distribution of salinity at 160°W section(data from WOA13)

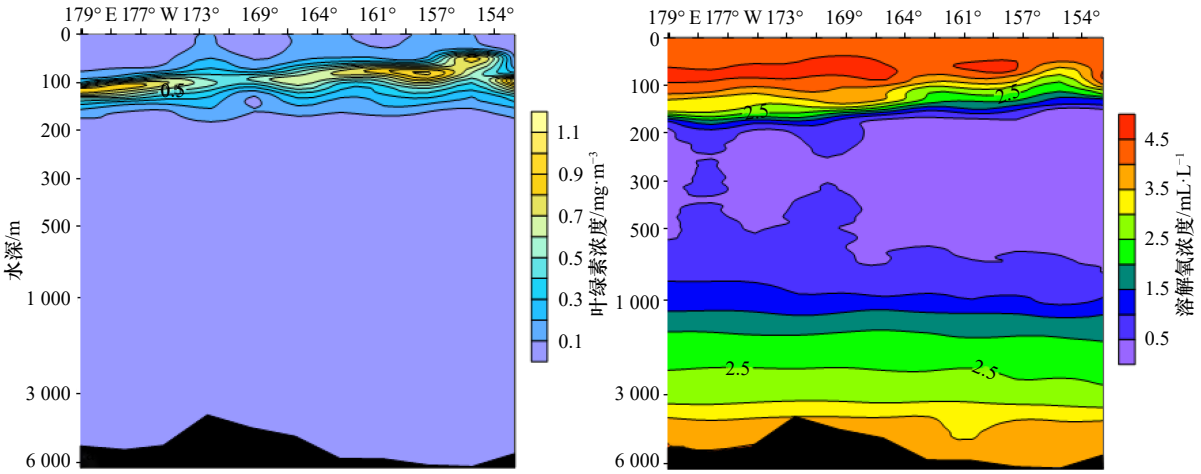

图 9 10°N 断面调查数据生化要素垂向分布

Fig. 9 The distribution of survey biochemical elements at 10°N section

结合前述水团分析可知，叶绿素浓度最大值层及溶解氧浓度最大值层基本上与次表层的北太平洋中央水团相对应，溶解氧浓度最低的 200～600 m 水层与南太平洋中央水对应。虽然北太平洋中央水和南太平洋中央水均为高盐水，但溶解氧浓度却为两个极端。此外，其他水团溶解氧浓度也有各自的特征。因此，生化要素在识别北太平洋热带海域的一些水团中是有效的。

4.2 大洋水团与边缘海水团的差异

同纬度的南海及孟加拉湾等热带边缘海，受季风控制及陆地边界约束，海盆内部的水团结构相对简单，多由 3～4 个组成，尤其是次表层水结构单一。而广阔的太平洋失去陆地边界等条件的约束，各个水团可以自由的运动，包括跨赤道运动。再加上赤道热带海域常年稳定的信风等动力条件，最终使得调查海域出现 6 个水团自上而下的叠置分布。

5 结论

（1）本文基于实测温盐等理化数据，结合再分析及遥感等数据，利用水团的浓度混合分析等方法，揭示了中东太平洋热带海域 10°N 断面水团组成自上而下分别为东部赤道–热带水团、北太平洋中央水团、加利福尼亚流系水团、南太平洋中央水团、太平洋亚北极水团和太平洋深层水团。

（2）受热带辐合带影响，9°～10°N 附近海域常年持续的正风应力旋度诱发上升流出现，北太平洋中央水团、加利福尼亚流系水团、南太平洋中央水团和太平洋亚北极水团 4 个通风潜沉水团在经向运动过程中在 10°N 附近被抽吸至次表层和中层，并散布在不同深度。该机制揭示了热带中东太平洋水团与北太平洋副热带、亚极地和南太平洋副热带海区中上层水团之间的循环过程，对认识北太平洋高-中-低纬度间物质和能量的交换和再分配具有重要意义。

（3）调查海域仅东部赤道热带水团存在季节变化，厚度冬季最大，夏季最小。其他水团季节差异非常微小。

致谢：感谢参与中国大洋 45 航次的全体调查队员和“向阳红 03”船全体船员对观测数据获取的辛苦付出！

参考文献：

[1] 李凤岐, 苏育嵩. 海洋水团分析[M]. 青岛: 中国海洋大学出版社, 2001.
Li Fengqi, Su Yusong. Analyses of Water Masses in Oceans[M]. Qingdao: Ocean University of China Press, 2001.

[2] Sverdrup H U, Johnson M W, Fleming R H. The Oceans, their Physics, Chemistry, and General Biology[M]. New York: Prentice-Hall, 1946: 1–1087.

[3] Reid J L Jr. Intermediate Waters of the Pacific Ocean[M]. Baltimore, Maryland: Johns Hopkins Press, 1965: 1–85.

[4] Mamaev O I. Temperature-Salinity Analysis of World Ocean Waters[M]. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing, 1975.

[5] 毛漢礼, 任允武, 万国銘. 应用T-S关系定量地分析浅海水团的初步研究[J]. 海洋与湖沼, 1964, 6(1): 1−22.
Mao Hanli, Ren Yunwu, Wan Guoming. A preliminary investigaton on the application of using T-S diagrams for a quantitative analysis of the watermass in the shallow water area[J]. Oceanologia et Limnologia Sinica, 1964, 6(1): 1−22.

[6] 苏育嵩. 划分变性水团边界的温盐点聚对照法与东海西部海区变性水团的分析[J]. 海洋学报, 1980, 2(1): 1−16.

Su Yusong. The TS-comparison method for determining the boundary of modified water-masses and the analysis of modified water-masses in the western area of the East China Sea[J]. Haiyang Xuebao, 1980, 2(1): 1−16.

[7] 袁业立, 李惠卿. 黄海冷水团环流结构及生成机制研究——Ⅰ.0阶解及冷水团的环流结构[J]. 中国科学:B辑, 1993, 23(1): 93−103.
Yuan Yeli, Li Huiqing. On the circulation structure and formation mechanism of the cold water mass of the Yellow Sea (I)—zero-order solution and circulation structure[J]. Science in China: Series B, 1993, 23(1): 93−103.

[8] 袁延茂, 李磊, 郝秀敏, 等. 基于PHC3.0数据集的北冰洋水团分析[J]. 海洋测绘, 2011, 31(4): 67−69.
Yuan Yanmao, Li Lei, Hao Xiumin, et al. Analysis on the water masses in the Arctic ocean based on the PHC3.0 data sets[J]. Hydrographic Surveying and Charting, 2011, 31(4): 67−69.

[9] 王冬, 黄洪亮, 张钟哲, 等. 2013年夏季普里兹湾水团分析[J]. 海洋科学进展, 2016, 34(2): 216−225.
Wang Dong, Huang Hongliang, Zhang Zhongzhe, et al. Analysis of water masses in Prydz Bay of Antarctica in the summer of 2013[J]. Advances in Marine Science, 2016, 34(2): 216−225.

[10] Pickard G L, Emery W J. Descriptive Physical Oceanography: An Introduction[M]. 5th ed. Oxford: Pergamon Press, 1990.

[11] Kawabe M, Fujio S. Pacific ocean circulation based on observation[J]. Journal of Oceanography, 2010, 66(3): 389−403.

[12] Talley L D, Pickard G L, Emery W J, et al. Descriptive Physical Oceanography: An Introduction[M]. 6th ed. London: Academic Press, 2011.

[13] Emery W J, Dewar J S. Mean temperature-salinity, salinity-depth and temperature-depth curves for the North Atlantic and the North Pacific[J]. Progress in Oceanography, 1982, 11(3): 219−256.

[14] 李绪录. 热带西太平洋8°N断面上部的水团特征及其对厄尔尼诺的响应[J]. 台湾海峡, 1993, 12(1): 41−47.
Li Xulu. Water mass features in the upper part of section along 8°N in western tropical Pacific Ocean and their responses to El Niño and anti-El Niño[J]. Journal of Oceanography in Taiwan Strait, 1993, 12(1): 41−47.

[15] Montgomery R B. Water characteristics of Atlantic Ocean and of world ocean[J]. Deep Sea Research, 1958-1959, 5(2/4): 134−148.

[16] Kawai H. Hydrography of the Kuroshio Extension[M]//Stommel H, Yoshida K. Kuroshio: Its Physical Aspects. Tokyo: University of Tokyo Press, 1972: 235–352

[17] 苏京志, 张人禾. 赤道太平洋近表层上升流的估计[J]. 热带海洋学报, 2008, 27(4): 32−37.
Su Jingzhi, Zhang Renhe. An estimate of near-surface upwelling in equatorial Pacific[J]. Journal of Tropical Oceanography, 2008, 27(4): 32−37.

[18] Weisberg R H, Qiao Lin. Equatorial upwelling in the Central Pacific estimated from moored velocity profilers[J]. Journal of Physical Oceanography, 2000, 30(1): 105−124.

[19] Wyrtki K. An estimate of equatorial upwelling in the Pacific[J]. Journal of Physical Oceanography, 1981, 11(9): 1205−1214.

[20] 陈上及, 杜兵. 西赤道太平洋上层水水团的软划分[J]. 海洋学报, 1990, 12(4): 405−415.
Chen Shangji, Du Bing. Soft division of upper water masses in the western equatorial Pacific[J]. Haiyang Xuebao, 1990, 12(4): 405−415.

[21] 周广庆, 李崇银. 西太平洋暖池次表层海温异常与ENSO关系的CGCM模拟结果[J]. 气候与环境研究, 1999, 4(4): 346−352.
Zhou Guangqing, Li Chongyin. Simulation on the relation between the subsurface temperature anomaly in western Pacific and ENSO by using CGCM[J]. Climatic and Environmental Research, 1999, 4(4): 346−352.

[22] Zhang Min, Zhou Lei, Fu Hongli, et al. Assessment of intraseasonal variabilities in China Ocean Reanalysis (CORA)[J]. Acta Oceanologica Sinica, 2016, 35(3): 90−101.

[23] Carton J A, Chepurin G A, Chen Ligang. SODA3: a new ocean climate reanalysis[J]. Journal of Climate, 2018, 31(17): 6967−6983.

[24] Liu W T. Progress in scatterometer application[J]. Journal of Oceanography, 2002, 58(1): 121−136.

[25] 路季平. 空间流系中水团不定常混合的理论分析[J]. 山东海洋学院学报, 1965(1): 1−14.
Lu Jiping. Theoretical analysis of unsteady mixing of water-masses in space flow system[J]. Journal of Ocean University of China, 1965(1): 1−14.

[26] 路季平. 积分变换及其在物理海洋学中的应用[M]. 北京: 海洋出版社, 1984.
Lu Jiping. Integral Transformation and its Application in Physical Oceanography[M]. Beijing: China Ocean Press, 1984.

[27] Qiu Bo, Lukas R. Seasonal and interannual variability of the North Equatorial Current, the Mindanao Current, and the Kuroshio along the Pacific western boundary[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 1996, 101(C5): 12315−12330.

[28] Yu Zuojun, McCreary J P Jr, Kessler W S, et al. Influence of equatorial dynamics on the Pacific north equatorial countercurrent[J]. Journal of Physical Oceanography, 2000, 30(12): 3179−3190.

[29] Philander S G H, Gu D, Lambert G, et al. Why the ITCZ is mostly north of the equator[J]. Journal of Climate, 1996, 9(12): 2958−2972.

[30] Tsuchiya M. Upper waters of the intertropical Pacific Ocean[J]. Baltimore: Johns Hopkins Press, 1968, 4: 1−50.

[31] 李福荣. 春末黄东海域溶解氧分布与水团关系[J]. 青岛海洋大学学报, 1995, 25(2): 255−263.
Li Furong. On the relationship between the distribution of dissolved oxygen and water masses in the Yellow Sea and East China Sea late in spring[J]. Journal of Ocean University of Qingdao, 1995, 25(2): 255−263.

[32] 李佳俊, 沈萍萍, 谭烨辉, 等. 南海东北部浮游植物对氮、磷加富的响应及与不同水团的关系[J]. 海洋学报, 2015, 37(10): 88−99.
Li Jiajun, Shen Pingping, Tan Yehui, et al. Phytoplankton responses to nitrogen and phosphorus enrichment in relation to different water masses[J]. Haiyang Xuebao, 2015, 37(10): 88−99.

Analysis of water masses at the 10°N section in the tropical central and eastern Pacific

Zhang Lei[1], Tian Yongqing[2], Pan Aijun[2], Chen Hangyu[2], Zhou Xiwu[2], Wan Xiaofang[2], Lin Hui[2], Huang Hao[2]

(1. *Department of Military Oceanography and Hydrography*, *PLA Dalian Naval Academy*, *Dalian* 116018, *China*; 2. *Third Institude of Oceanography*, *Ministry of Natural Resources*, *Xiamen* 361005, *China*)

Abstract: Based on the survey data of temperature and salinity, concentration mixture analysis method is used to analyze water masses at 10°N section in the tropical central and eastern Pacific. From top to bottom, the water masses are the Eastern Equatorial Tropical Water Mass (E-ETWM), the North Pacific Central Water (NPCW), the California Current System waters (CCS), the South Pacific Central Water (SPCW), the Pacific Subarctic Water Mass (PSWM) and the Pacific Deep Water (PDW). It is found that the upwelling is induced by the constant positive wind stress curl throughout the year in the sea area from 9°N to 10°N under the influence of the intertropical convergence zone (ITCZ), then the four ventilated subduction water masses of the NPCW, the CCS, the SPCW and the PSWM are pumped into the subsurface and intermediate layer and distributed at different levels. Previous studies have only pointed out that the above four water masses will sink and move towards the equator after the formation of surface ventilation. This study further clarify the dynamic mechanism of the four water masses moving equatorwards as it subduction. What's more, we reveal their corresponding depths at the 10°N section in the tropical central and eastern Pacific. The results reveal the cycling process between the tropical central and eastern Pacific water masses and the upper and intermediate layer water masses in the subtropical, subpolar regions in the North Pacific and subtropical region in South Pacific, which are of great scientific value to understand the exchange and redistribution of matter and energy between high, middle and low latitudes in the North Pacific.

Key words: central and eastern Pacific; concentration mixture analysis method; water masses; upwelling