

# Review on Mesoscale Eddy Studies in the Kuroshio Extension Region\*

Xiao Zhang<sup>1,2</sup>, Yinglai Jia<sup>1</sup>, Hui Shen<sup>1</sup>, Longjing Chen<sup>1</sup>, Yang Liu<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>Physical Oceanography Laboratory & Ocean-Atmospheric Interaction and Climate Laboratory, Ocean University of China, Qingdao

<sup>2</sup>Meteorological Observatory, Taiyuan Satellite Launch Center, Taiyuan

<sup>3</sup>The Meteorological Observatory of Unit 92886, Chinese People's Liberation Army (PLA), Qingdao

Email: zhangxiao.ouc@gmail.com

Received: Oct. 29<sup>th</sup>, 2012; revised: Nov. 25<sup>th</sup>, 2012; accepted: Dec. 4<sup>th</sup>, 2012

**Abstract:** The Kuroshio Extension (KE) region is the key region in mid-latitude ocean-atmosphere interaction where mesoscale eddies achieve their largest magnitude. Mesoscale eddies' interaction with the mean flow plays a critical role in Kuroshio meander dynamics. Anticyclonic eddies prevailing in Kuroshio recirculation region are crucial to North Pacific subtropical mode water formation. This paper summarizes works on spatial-temporal characteristics of mesoscale eddies and their interaction with the local wind in the KE region. The characteristics of these eddies, such as spatial distribution, migration speed, water mass structure were intensively studied. The mechanism of the eddy formation was known as the baroclinic instability. The seasonal cycle of the eddy kinetic energy, which has a maximum in summer, is proved. The three dimensional structure, the nonlinearity, the temporal variation, the available gravitational potential energy of mesoscale eddies in the KE region will be the focus of near future study. The interaction between nonlinear eddies and local wind will be investigated to advance the understanding of the role of eddies in the mid-latitude ocean-atmosphere interaction.

**Keywords:** Kuroshio Extension; Ocean Eddies; Wind Stress; Ocean-Atmosphere Interaction; Temporal Variation

## 黑潮延伸体区域海洋涡旋研究进展\*

张笑<sup>1,2</sup>, 贾英来<sup>1</sup>, 沈辉<sup>1</sup>, 陈隆京<sup>1</sup>, 刘洋<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>中国海洋大学物理海洋教育部重点实验室, 海洋-大气相互作用实验室, 青岛

<sup>2</sup>中国太原卫星发射中心气象台, 太原

<sup>3</sup>中国人民解放军 92886 部队气象台, 青岛

Email: zhangxiao.ouc@gmail.com

收稿日期: 2012 年 10 月 29 日; 修回日期: 2012 年 11 月 25 日; 录用日期: 2012 年 12 月 4 日

**摘要:** 黑潮延伸体区域是中纬度海洋-大气相互作用的关键区域, 也是海洋涡旋最活跃的区域之一, 该区域海洋涡旋不仅对黑潮延伸体区域海洋急流及锋面变化起着重要影响, 还是北太平洋副热带模态水生成的重要因素, 并在中纬度大气-海洋相互作用过程中起着关键性的作用。本文对近年来有关黑潮延伸体区域海洋涡旋的研究进行了综述, 探讨了海洋涡旋的生成及分布特征、移动及时间变化特征及其物理机制等方面的研究进展, 并讨论了海洋涡旋在年代际和季节时间尺度上变化机制的异同, 以及局地海面风应力对海洋涡旋的影响, 为今后黑潮延伸体区域海洋涡旋方面的研究提供背景资料。

**关键词:** 黑潮延伸体; 海洋涡旋; 海面风应力; 海洋-大气相互作用; 时间变化特征

### 1. 引言

黑潮延伸体是指太平洋西边界流在(35°N, 140°E)附近与日本海岸分离以后进入北太平洋的水体, 该水体向东流动, 具有惯性射流的性质, 表现为“蛇曲”

\*基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(G2012CB417401); 国家自然科学基金项目(41176004)。

(meanders), 并不断有涡旋脱落<sup>[1]</sup>。黑潮延伸体区域一般定义为(32°N~38°N, 140°E~180°E), 在日本以东, 黑潮延伸体呈现两个大弯曲形态, 其脊线分别位于144°E和150°E, 有研究称其大弯曲形态可看作是因地形扰动(伊豆海脊, Izu Ridge)形成的 Rossby 驻波<sup>[2]</sup>, 也有研究认为是由黑潮流轴不稳定引起的涡旋扰动所形成<sup>[3]</sup>。在159°E附近, 黑潮延伸体遇到 Shatsky 海脊并开始分成两支, 其主体继续向东, 其另一分支向东北延伸到40°N, 成为副极地环流的一支。在171°E以东, 在跨过 Emperor 海山之后, 黑潮延伸体流幅变宽, 呈现多急流的形态(Joyce and Schmitz, 1988<sup>[4]</sup>)体的南侧和北侧, 各存在一个再循环水区域。其中其南侧的再循环水在1987年由 Pedlosky 提出, 是为了消耗黑潮作为西边界流北上引起环境涡度的减小而形成的, 其北侧的再循环水在深层(1000米附近)较明显, 主要为涡旋驱动, 于近期引起学者的重视(Qiu et al., 2008<sup>[5]</sup>)。

黑潮延伸体区域是中纬度海洋-大气相互作用的关键区域, 从年际及年代际时间尺度上看, 黑潮延伸体区域的海表温度变化对大气环流起着重要的调整作用<sup>[6]</sup>。黑潮延伸体区域既是海洋锋面最强的区域之一, 又是海洋涡旋最活跃的区域之一, 黑潮延伸体区域还是太平洋区域涡旋动能最大的几个区域之一(Scharffenberg, 2008<sup>[7]</sup>)。近年来, 随着卫星高度计资料、ARGO 浮标资料的丰富, 以及高分辨率海洋数值模式模拟及同化能力的提高, 越来越多的学者们开始关注该海域海洋锋面和海洋涡旋的相互作用。该区域海洋涡旋对黑潮延伸体区域海洋急流的形态及时间变化起着重要的调整作用<sup>[8]</sup>, 是北太平洋副热带模式水生成的重要因素<sup>[9-11]</sup>, 另外, 该区域海洋锋面及涡旋活动引起的 SST 的变化对大气边界层、海面风场的变化也起着重要作用<sup>[12]</sup>。

黑潮延伸体区域海洋涡旋根据其生成机制的不同大致可分为两类: 一类是因太平洋中部的风应力旋度变化引起的<sup>[13,14]</sup>, 具有明显的波动特性, 但是对热量和位涡运输的影响较小, 主要在年代际时间尺度上与黑潮流轴发生相互作用; 另一类从黑潮延伸体脱离而来, 可看作是封闭的独立个体, 能够有效的保持水团性质, 并输运热、盐和位涡, 甚至生物化学特性如营养盐和浮游生物, 在该区域热量和位涡的交换中起着关键性的作用<sup>[15]</sup>。本文将分析总结有关黑潮延伸体

区域海洋涡旋的国内外研究现状, 分析其来源、分布及时间变化特征, 并讨论其生成、移动及时间变化的物理机制等方面的研究进展。

## 2. 黑潮延伸体区域海洋涡旋的来源及特征

黑潮在(35°N, 140°E)与日本海岸分离以后进入北太平洋, 在离开日本海岸后, 因再循环水的加入, 黑潮流量显著增加, 不稳定性增强, 因此该区域是海洋涡旋最活跃的区域之一<sup>[16,17]</sup>。

关于黑潮延伸体区域海洋涡旋的来源, 前人利用卫星高度计、XBT 温盐观测资料、ADCP 资料等, 结合数值模式进行了研究, 发现一部分海洋涡旋(或海平面高度异常信号)水平尺度较大(纬向尺度约400~1200公里), 因太平洋中部的风应力旋度变化而产生, 具有 Rossby 波动的特性<sup>[13,14]</sup>。Qiu and Chen<sup>[14]</sup>利用风应力旋度驱动下的1&1/2层约化重力模式证明该类海洋涡旋是因太平洋中部风应力旋度变化而产生的, 当 PDO 指数是正值时, 阿留申低压加强并偏南, 正的风应力旋度异常在东太平洋(160°W附近)激发出负的 SSH 异常信号, 并向西传播, 该负 SSH 异常信号减弱黑潮延伸体区域的黑潮流速, 使黑潮流轴处于不稳定模态, 并使黑潮流轴向南偏移, 并和 Shatsky 海隆的浅水区相遇, 易激发扰动, 因此在该年份(比如1996~2001, 2005~至今), 黑潮延伸体区域涡旋动能较强; 当 PDO 指数是负值时, 阿留申低压减弱, 负的风应力旋度异常激发出正的 SSH 异常信号, 该 SSH 正异常信号加强了黑潮流速, 使黑潮流轴转换为稳定模态, 并向北偏移, 在该年份(比如2001~2005), 黑潮延伸体区域涡旋动能较弱。关于上述海洋涡旋, 因其以波动信号为主, 上述海洋涡旋造成的温度及速度异常主要限制在上200米以内的季节性温跃层内部<sup>[18]</sup>, 对海洋物质输运及垂向环流变化影响较小, 对热量和位涡运输的影响较小, 前人主要关注其对海洋表层信号, 比如海平面高度、海表温度等的影响, 年代际时间尺度上和黑潮延伸体区域的海洋锋面及其上空的大气产生相互作用, 以及其带来的气候效应。

另一部分海洋涡旋主要是从黑潮延伸体中脱落而来<sup>[19-21]</sup>, 据 Olson et al. 1991 年的定义, 这些因不稳定机制而从急流弯曲中脱落下来的涡旋可称为“rings”, 即形成环形的强的海洋环流, 它们携带着其源头急流的各项特性, 可移动上百, 甚至上千公里,

生命史可长达数月甚至数年。与波动不同，这类涡旋不仅传送能量，而且传送质量及水团性质。并且在涡旋移动过程中向外辐射波动能量。

这部分海洋涡旋属于大尺度强涡：直径约 400~500 km(远大于局地的 Rossby 变形半径(40 公里))，能够引起约 200 米以上的温跃层深度变化，以及约为 15~20 cm/s 的表层流速<sup>[22]</sup>；因反气旋式暖涡多出现在黑潮延伸体北侧冷水区，将黑潮的暖水携带向北极，气旋式冷涡多出现在黑潮延伸体流轴及其南侧暖水区<sup>[23]</sup>，将黑潮延伸体北侧的冷水带向其南侧(该区域海洋涡旋分布参见图 1<sup>[24]</sup>)，其水团性质和其周围的水体有显著不同，因此，具有很强的非线性特征<sup>[15]</sup>。这一类海洋涡旋可看作是封闭的独立个体，能够有效的保持水团性质，运输热、盐和位涡，甚至生物化学特性如营养盐和浮游生物，在该区域热量和位涡的交换中起着关键性的作用。

但是，较早期的研究结果由于资料限制，多基于个例分析，缺乏对海洋涡旋空间分布和时间变化特征的认识。近期随着卫星高度计资料及其它海洋观测资料的增多，学者们越来越重视对海洋涡旋的研究。利用最新的融合卫星观测资料，结合 ARGO 观测结果，利用 Okubo<sup>[25]</sup>-Weiss<sup>[26]</sup>方法确定涡旋轨迹，Itoh and Yasuda<sup>[27]</sup>利用卫星高度计资料，详细讨论了黑潮延伸体区域海洋涡旋的涡度、半径、数量和寿命等特征，发现反气旋涡多出现在黑潮延伸体北侧，而气旋涡则多出现在黑潮流轴及南侧。发现大部分较强的涡旋是从黑潮流轴脱离而来，在 160°E 以东的涡旋以向西移动为主，在黑潮流轴以北涡旋移动速度约 1~2 cm/s，

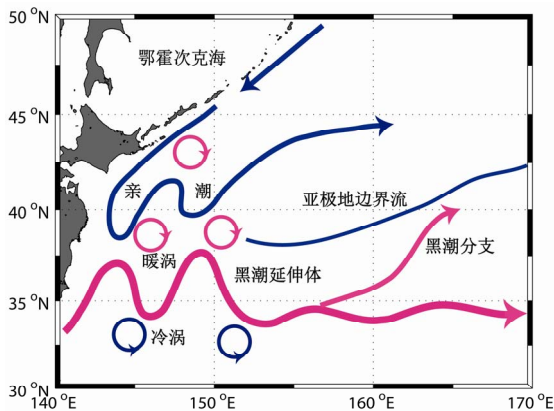


Figure 1. Distribution of warm and cold eddies in the Kuroshio-Oyashio Region

图 1. 黑潮 - 亲潮流系暖涡和冷涡分布示意图

流轴以南移动速度约 1~5 cm/s。另外，Itoh and Yasuda<sup>[24]</sup>利用 AVISO 的海平面高度和 ARGO 资料研究了黑潮延伸体区域海洋涡旋的水团性质，发现 85% 以上的反气旋涡具有高盐暖核，在黑潮延伸体北侧多为反气旋式暖涡，寿命较长，黑潮流轴及其南侧多为气旋式冷涡，强度较强。上述两篇文章主要讨论了多年平均态下涡旋的动力和热力特征，关于黑潮延伸体区域海洋涡旋的时间变化特征，比如季节、年际变化特征，还需要收集更多的观测资料，并结合对海洋涡旋的个例分析来进行讨论。

Chelton et al.<sup>[15]</sup>利用其提出的从 SSH 资料中确定海洋涡旋的新方法(该方法不同于 Okubo-Weiss 方法，避免了对 SSH 的差分，从而减少了误差)，结合新的融合卫星结果<sup>[28]</sup>，研究了全球海洋涡旋的强度及非线性特征，发现黑潮延伸体区域是全球最强的涡旋(SSH 变化超过 10 cm)分布最多的区域之一，该区域的海洋涡旋具有很强的非线性特征( $U/c > 10$ )。非线性指数 ( $U/c$ )是区分波动信号和海洋涡旋的重要指标， $U/c$  是涡旋最大旋转速度和涡旋移动速度之比(其中  $U$  是涡旋最大旋转速度， $c$  是涡旋移动速度)。  $U/c$  代表海洋涡旋的非线性指数，是标示涡旋非线性程度的量度。  $U/c \geq 1$  时，涡旋旋转速度大于涡旋中心的移动速度，这说明涡旋内部以围绕其中心旋转的流速为主，这样的涡旋具有强的封闭性，能够有效的保持水团性质。  $U/c < 1$  时，涡旋中心的移动速度较涡旋旋转速度为大，这说明涡旋自身的旋转特性较弱，这样的涡旋类似于波动信号，主要传播海平面高度及温度异常信号等。通过计算非线性指数，可将封闭性强的涡旋与类波动的涡旋区别开来。Chelton et al.<sup>[15]</sup>的工作为今后黑潮延伸体区域涡旋的研究指明了一个新的方向，即针对海洋涡旋的研究，不能仅从海平面高度、海表温度等海洋表层变化信号来考察涡旋变化特征，还应考察其垂直流场结构、温盐、位涡等的垂向分布。通过涡旋的非线性特征来给海洋涡旋分类，考察不同非线性特征的涡旋，在动力、热力、时间变化特征、甚至是和局地大气或风场的相互作用方面存在怎样的异同。

总之，黑潮延伸体区域的涡旋一部分从黑潮延伸体急流弯曲中脱离而来，具有较强的非线性特征，关于该区域海洋涡旋生成的物理机制，多数学者认为是黑潮流轴的不稳定性质所造成<sup>[18,29,30]</sup>。其中黑潮延伸体的弯曲具有斜压不稳定的特征，容易产生涡旋。

Wood<sup>[31]</sup>1988 年也指出,斜压不稳定为急流弯曲的增长提供能量和雷诺应力,将涡旋动能转化为平均动能,并加强了急流。利用卫星观测数据, Tai and White<sup>[29]</sup>1990 年计算了雷诺应力,利用观测资料证实了斜压不稳定的作用是加强急流。另一部分是太平洋中部的风应力旋度激发并西传而来,具有较强的波动性质,主要在年代际时间尺度上影响黑潮。关于上述两类涡旋的来源及分布,以有较成熟的研究成果,但因海洋深层观测资料的缺乏,海洋涡旋垂直流场结构以及温盐、位涡等的垂向分布尚缺乏认识,还有待进一步研究。

### 3. 黑潮延伸体区域海洋涡旋的移动特征及物理机制

从黑潮延伸体急流弯曲中脱落的海洋涡旋在黑潮延伸体区域生成后大多向西移动,移动速度约为 1~6.8 cm/s<sup>[32,33]</sup>。Ichikawa and Imawaki<sup>[33]</sup>曾比较过涡旋的移动速度和第一斜压模 Rossby 波速的关系,发现涡旋移动速度约 5 cm/s,略大于波速(据 Chelton 2010,该区域 Rossby 波速为 2 cm/s),可见,决定涡旋移动速度的因素可能除  $\beta$  效应外还存在其他原因。另外,海脊地形的存在可使海洋涡旋耗散减弱,并影响其移动速度<sup>[32]</sup>。

关于涡旋移动的物理机制,其本质上和 Rossby 波的移动机制类似。我们首先回顾一下 Rossby 波的移动机制。海洋中的 Rossby 波为了满足位涡守恒,其传播速度是向西的,比如一个负异常的海平面高度波动信号,对应一个正旋度的气旋式扰动,其西侧的流场向南运动,因南侧科氏参数  $f$  小,为保持位涡守恒 $\left(\frac{f+\zeta}{H}\right)$ ,需要流体厚度  $H$  减小或相对涡度增大,这两个结果均是使得该波动信号向西移动。Rossby 波西移的速度可表达为:  $\beta R_d^2$ , 其中  $R_d$  是 Rossby 变形半径。

在没有背景流场的情况下,关于海洋涡旋在  $\beta$  作用下移动的物理机制, Nof<sup>[34]</sup>1981 年研究了反气旋涡的移动,发现小 Rossby 数(约 0.1)的反气旋涡在  $\beta$  作用下西移,速度是第一斜压模 Rossby 波速的  $1/3(1/3\beta R_d^2)$ ,而较强 Rossby 数(约为 1)的反气旋涡旋(相对涡度和科氏参数  $f$  的量级相当)比线性涡旋移动速度快,速度约为  $2/3\beta R_d^2$ 。Chelton et al.<sup>[15]</sup>2011

年的观测结果也表明涡旋移动速度比大尺度的 Rossby 波速要慢 25%,证实了上述理论结果。Cushman et al.<sup>[35]</sup>1990 年进一步扩展了他们的工作,发现气旋涡和反气旋涡均西移,涡旋在移动过程中还和底层流发生相互作用,在西移的过程中还产生南北向的移动速度。其中反气旋涡还有向赤道移动的趋势,气旋涡有向极地移动的趋势。Van Leeuwen<sup>[36]</sup>的研究指出,涡旋水体整体移动造成的科氏力和涡旋旋转速度的  $\beta$  效应引起的作用力相反并相平衡,因此涡旋向西移动。其中,反气旋涡旋南侧指向北的科氏力小于其北侧指向南的科氏力,即因  $\beta$  效应造成的力指向南,该力和涡旋西移而产生的指向北的科氏力相平衡(反气旋涡内部水体西移引起的科氏力向北,而反气旋涡周围水体补偿性东移引起的科氏力西南,但因反气旋涡内部水体比周围水体深,小于反气旋涡旋引起的向北的科氏力),在上述两力的影响下,反气旋涡向西移动(见图 2)。而对于气旋涡,涡旋旋转速度的  $\beta$  效应引起的作用力指向北,但因气旋涡内部水体较周围水体浅,气旋涡水体向西移动受到的总的科氏力指向南(因周围水体向东流),因此气旋涡也向西移动。

另外,海洋涡旋的移动也受背景流、海面风应力的影响。其中,关于黑潮延伸体区域背景流对涡旋移动的影响, Cushman-Roisin et al.<sup>[37]</sup>1993 年发现向西的涡旋移动和向东的流轴弯曲相抵消。Van Leeuwen<sup>[36]</sup>2007 年利用约化重力模式,对该问题进行了深入研究,发现在约化重力假定下(涡旋内包含的水体主要限制在海洋上层),因向东的背景流的多普勒效应(指向东)和温跃层梯度带来的伪  $\beta$  效应(指向西)一阶近似假定下相抵消,因此背景流对涡旋的移动基本不存在影响,黑潮延伸体区域的涡旋仍以向西移动为主。

而关于风应力对涡旋移动速度的影响, Nof et al.<sup>[38]</sup>的研究结果显示,风应力对反气旋涡底部的界面切应力对反气旋式暖涡具有动量输入的作用,仅改变其移动速度和方向,不改变其强度:对于近乎封闭的非线性非常强的反气旋涡(非线性强涡),风应力引起的 Ekman 通量必须在涡旋底部形成界面切应力来平衡风应力的作用。这种情况下,涡旋应该看作是一个稳定而闭合的整体,地转偏向力对其内部流场的作用因其流场闭合而相互抵消,只剩下因涡旋移动速度而产生的科氏力,和界面切应力、风应力三力相平衡,影响着涡旋的移动方向和速度,其移动速度为

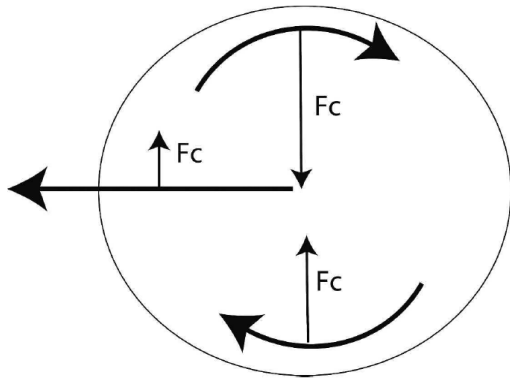


Figure 2. Force balance on an anticyclone in the Northern Hemisphere

图 2. 北半球反气旋涡中力的平衡

$2(\tau/\rho)(\sin \alpha)/fH$ , 其中  $\tau$  是风应力,  $\rho$  是流体密度,  $\alpha$  是风应力和涡旋移动速度间的夹角,  $f$  是科氏参数,  $H$  是涡旋最大深度。

对于黑潮延伸体区域, 第一斜压模 Rossby 波速为 2~3 cm/s(Chelton2010), 海洋涡旋, 以半径为 90 km 的反气旋涡为例(见 Itoh2009<sup>[39]</sup>), 其深度约 300~500 米, 取约化重力 0.03, 根据 Nof<sup>[34]</sup>1981 的研究结果, 其移动速度应小于为 3 cm/s。Itoh2009 指出, 在黑潮流轴以北, 反气旋涡移动速度约 2 cm/s, 和理论值一致。黑潮延伸体区域冬季西风大小约 0.2~0.3 帕斯卡。然而按照 Nof<sup>[40]</sup>2011 年的最新结果显示, 风应力造成的涡旋向南的移动速度约为 2~3 cm/s, 和其向西的移动速度相当。而夏季黑潮延伸体区域风应力很小, 对涡旋移动几乎没有影响。因此, 该区域海洋涡旋的南北向移动速度可能存在季节变化。

总之, 黑潮延伸体区域海洋涡旋主要是向西移动, 黑潮背景流场的平流作用和其温跃层梯度倾斜的地形  $\beta$  效应相抵消, 因此涡旋的西移主要由  $\beta$  效应决定。另外, 海面风场的季节及年际变化对其的影响尚不清楚。

#### 4. 黑潮延伸体区域海洋涡旋时间变化特征及其物理机制

关于黑潮延伸体区域海洋涡旋的时间变化特征, 前人的研究主要集中在季节变化和年代际变化两个方面。

7、8 月份最大, 是由黑潮再循环水在夏季增强造成的(在黑潮延伸体区, 流量已不受 Sverdrup 关系限制, 黑潮延伸体流量和流轴位置有关<sup>[41]</sup>, 偏北的流轴

位置对应较大的流速)Tatebe and Yasuda<sup>[42]</sup>2001 年通过分析卫星高度计资料发现黑潮延伸体上游秋冬季流轴最平直偏南, 秋冬季流量最小, 春夏季流轴最弯曲偏北, 春夏季流量最大。

在黑潮延伸体区域, 日本以南的黑潮蛇形摆动(meander)、黑潮延伸体处的黑潮流轴、以及黑潮延伸体在 159°E 附近分叉的位置(Shatsky Rise 海脊附近), 均具有明显的季节变化特征<sup>[43]</sup>。可见, 黑潮延伸体流轴存在夏季强春季弱的季节变化特点, 但是前人的研究工作中缺乏对其季节变化形成机制的研究和解释。

关于该区域海洋涡旋的季节变化特征, 由于缺乏对海洋涡旋的海洋调查资料, 前人的工作主要利用卫星高度计资料, 从涡旋动能(Eddy Kinetic Energy, EKE)的时间变化方面来解释, 发现黑潮延伸体区域涡旋动能在夏季强冬季弱<sup>[29,44]</sup>。利用“平行轨道方法(parallel track method)”, 利用多个卫星的数据, 取近似同一时刻不同卫星但相互平行的轨道上的海平面高度数据, 计算地转流场, 以提高地转流场的计算精度), Scharffenberg and Stammer<sup>[45]</sup>根据 2002~2005 年间四个卫星同时工作获得的高度计资料, 计算得到了地转流场, 也揭示了 EKE 夏季强冬季弱的特点, 并指出风场的季节变化通过引起海洋的正压响应而影响 EKE 的季节变化。但是, 尽管 EKE 能够很好的描述海洋涡旋的能量变化, 对黑潮延伸体区域来说, 却存在局限性。利用 2 年的 KESS (Kuroshio Extension System Study, 黑潮延伸体区域研究)观测资料, Waterman et al.<sup>[8]</sup>研究了黑潮延伸体区域涡旋和黑潮流轴的相互作用, 发现涡旋使黑潮流速增强并加强了流轴两侧的再循环, 涡旋引起的涡旋动能变化在黑潮流轴两侧的 EKE 总变化中(EKE 的总变化由锋面弯曲、涡旋、波动、不稳定共同引起)所占比重为 38%, 可见, 黑潮延伸体区域 EKE 变化并不仅仅是涡旋所造成的, 黑潮流轴中 23~50 天左右的不稳定波、黑潮锋面的蛇形摆动(meander)等因素也会造成 EKE 的变化。因此, 对于黑潮延伸体区域海洋涡旋的季节变化特征不能仅通过 EKE 的变化特征来推断。另外, 涡旋有效重力位能(available gravitational potential energy)比涡旋动能大一个量级<sup>[45,46]</sup>, 也是表征涡旋变化及其对背景环流、能量输运及耗散所起作用的一个重要物理量, 今后对海洋涡旋开展研究时, 应同时展开对涡旋有效重力位能的研究。黑潮延伸体流轴的季节变化和该区域涡旋

动能夏季强冬季弱的季节变化特点之间是否存在关联,也值得进一步研究。

关于该区域海洋涡旋季节变化的物理机制,前人的研究工作主要探讨了涡旋动能(EKE)季节变化的物理机制,发现 EKE 的空间分布及低频变化和底地形密切相关<sup>[47,48]</sup>。但是,底地形本身并不存在季节变化,其对 EKE 季节变化的影响是通过调制黑潮流轴的不稳定性质来完成的。也有学者提出黑潮延伸体区域 EKE 季节变化原因可能和从黑潮上游传播而来的扰动有关,该扰动到达黑潮延伸体后东传,并在夏季信号最大,可能是黑潮延伸体上游季节变化的触发机制。(Mizuno and White, 1983<sup>[2]</sup>, Qiu et al., 1991<sup>[23]</sup>)。另外,再循环水的季节变化也可能是黑潮延伸体上游季节变化的原因(Tatebe and Yasuda, 2001<sup>[42]</sup>)。

关于该区域黑潮流轴和海洋涡旋的年代际变化特征, Qiu 分别于 2005 和 2010 指出,当 PDO 指数是正值时,阿留申低压加强并偏南,正的风应力旋度异常在东太平洋(160°W 附近)激发出负的 SSH 异常信号,并向西传播,该负 SSH 异常信号减弱黑潮延伸体区域的黑潮流速,使黑潮流轴处于不稳定模态,并使黑潮流轴向南偏移,并和 Shatsky 海隆的浅水区相遇,易激发扰动,因此在该年份(比如 1996~2001, 2005~至今),黑潮延伸体区域涡旋动能较强;当 PDO 指数是负值时,阿留申低压减弱,负的风应力旋度异常激发出正的 SSH 异常信号,该 SSH 正异常信号加强了黑潮流速,使黑潮流轴转换为稳定模态,并向北偏移,在该年份(比如 2001~2005),黑潮延伸体区域涡旋动能较弱<sup>[18,49]</sup>。

比较年代际时间尺度上和季节时间尺度上变化机制的异同发现,在年代际时间尺度上,涡旋动能的增强发生在黑潮流速偏弱时,那时黑潮流轴偏南,和较浅的地形相遇,发生不稳定,使得涡旋动能增强(比如 1996~2001, 2005~至今)。而季节变化时间尺度上,涡旋动能的增强发生在黑潮流速大,流轴偏北时(夏秋季),与年代际时间尺度上的机制并不相同。Greatbatch et al.<sup>[50]</sup>2010 年通过计算雷诺应力,发现黑潮延伸体区域季节变化尺度上动能的传输从涡旋指向平均流,因此,季节变化时间尺度上,涡旋活动的增强会导致黑潮流速增强,可解释为何 EKE 强的季节流速大,但涡旋动能为何在夏季增强,机制仍然不清楚。

同样作为西边界流的延伸体,湾流延伸体区域却

不存在明显的涡旋动能的季节变化,这是否暗示黑潮延伸体区域涡旋动能的季节变化和局地风场的季节变化有关?另外,随着对该区域海洋-大气相互作用认识的提高,近期的研究工作开始关注局地风场对海洋涡旋的影响:风场中的 30 天以内的高频变化会影响再循环水中的涡旋生成的不稳定性质,从而影响涡旋的形态;强的台风有时会引起冷涡,并使黑潮弯曲加大。可见,局地风场对海洋涡旋的影响十分显著。但是,历来关于黑潮延伸体区域的涡旋的生成机制,多数人认为是黑潮流轴的不稳定机制所造成;关于该区域海洋涡旋的移动及时间变化特征,学者大多从涡旋和背景流场相互作用的角度来分析。目前来看,尚缺乏对局地风场在黑潮延伸体区域海洋涡旋生成、移动及时间变化中所起作用的认识。因此,开展局地风场在黑潮延伸体区域海洋涡旋的季节内及季节变化中所起作用的研究是非常必要的。

## 5. 研究展望

黑潮延伸体区域是中纬度海洋-大气相互作用的关键区域,也是海洋涡旋最活跃的区域之一。近年来,随着卫星高度计资料、ARGO 浮标资料的丰富,以及高分辨率海洋数值模式模拟及同化能力的提高,关于海洋环流及其与大气相互作用方面的研究,逐渐由大尺度(环流尺度)向中尺度(锋面及涡旋尺度)过渡;随着海洋垂向观测资料及同化资料的增多,对于海洋涡旋的认识,也不再局限于海洋表面,而是更多地关注其垂直结构、水团特性、以及其造成的动能及势能的改变。

另外,黑潮延伸体区域海洋涡旋的生成率、移动速度、大小及强弱等特征是否存在季节变化?其季节变化特征是否和涡旋动能夏季强冬季弱的季节变化特征一致?影响海洋涡旋季节变化特征的物理机制有哪些?局地海面风是否能够对海洋涡旋的各项特征(比如生成及移动特征)产生影响?该海域海洋涡旋的年际及年代际变化特征如何?等问题尚不清楚,相关的研究工作亟待展开。

## 参考文献 (References)

- [1] B. Qiu. Kuroshio Extension variability and forcing of the Pacific Decadal Oscillations: Responses and potential feedback. *Journal of Physical Oceanography*, 2003, 33: 2465-2482.

- [2] K. Mizuno, W. B. White. Annual and interannual variability in the Kuroshio current system. *Journal of Physical Oceanography*, 1983, 13(10): 1847-1867.
- [3] H. E. Hurlburt, E. J. Metzger. Bifurcation of the Kuroshio extension at the Shatsky rise. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103(C4): 7549-7566.
- [4] T. M. Joyce, W. J. Schmitz. Zonal velocity structure and transport in the Kuroshio extension. *Journal of Physical Oceanography*, 1988, 18(11): 1484-1494.
- [5] B. Qiu, S. Chen, P. Hacker, et al. The Kuroshio extension northern recirculation gyre: Profiling float measurements and forcing mechanism. *Journal of Physical Oceanography*, 2008, 38: 1764-1779.
- [6] B. Qiu. The Kuroshio extension system: Its large-scale variability and role in the midlatitude ocean-atmosphere interaction. *Journal of Oceanography*, 2002, 58(1): 57-75.
- [7] M. G. Scharffenberg, D. Stammer. Annual variations of geostrophic currents and eddy kinetic energy inferred from TOPEX/Poseidon and Jason-1 tandem mission data. *Ocean Sciences Meeting, Orlando, 3-7 March 2008*.
- [8] S. Waterman, N. G. Hogg and S. R. Jayne. Eddy-mean flow interaction in the Kuroshio extension region. *Journal of Physical Oceanography*, 2011, 41: 1182-1208.
- [9] A. J. Pan, Q. Y. Liu. Mesoscale eddy effects on the wintertime vertical mixing in the formation region of the North Pacific Subtropical Mode Water. *Chinese Science Bulletin*, 2005, 50(17): 1949-1956.
- [10] B. Qiu, S. Chen and P. Hacker. Effect of mesoscale eddies on Subtropical Mode Water variability from the Kuroshio extension system study (KESS). *Journal of Physical Oceanography*, 2007, 37(4): 982-1000.
- [11] S. Nishikawa, H. Tsujino, K. Sakamoto, et al. Effects of mesoscale eddies on subduction and distribution of Subtropical Mode Water in an eddy-resolving OGCM of the Western North Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 2010, 40: 1748-1765.
- [12] R. J. Small, S. P. Deszoeke, S. P. Xie, et al. Air-sea interaction over ocean fronts and eddies. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 2008, 45: 274-319.
- [13] X. Lin, W. Xing, L. Qiang, et al. An amplification mechanism of intraseasonal long rossby wave in subtropical ocean. *Journal of Oceanography*, 2005, 61(2): 369-378.
- [14] B. Qiu, S. Chen. Eddy-mean flow interaction in the decadal modulating Kuroshio Extension system. *Deep Sea Research*, 2010, 57(13-14): 1098-1110.
- [15] D. B. Chelton, M. G. Schlax and R. M. Samelson. Global observations of nonlinear mesoscale eddies. *Progress in Oceanography*, 2011, 91(2): 167-216.
- [16] W. B. White, J. P. McCreary. On the formation of the Kuroshio meander and its relationship to the large-scale ocean circulation. *Deep Sea Research*, 1976, 23(1): 33-47.
- [17] I. Yasuda, K. Okuda and M. Hirai. Evolution of a Kuroshio warm-core ring—Variability of the hydrographic structure. *Deep Sea Research*, 1992, 39(1): S131-S161.
- [18] B. Qiu, S. M. Chen. Variability of the Kuroshio Extension jet, recirculation gyre and mesoscale eddies on decadal time scales. *Journal of Physical Oceanography*, 2005, 35(11): 2465-2482.
- [19] K. Kitano. Some properties of the warm eddies generated in the confluence zone of the Kuroshio and Oyashio currents. *Journal of Physical Oceanography*, 1975, 5: 245-252.
- [20] T. Waseda, H. Mitsudera, B. Taguchi, et al. On the eddy-Kuroshio interaction: Meander formation process. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108(C7): 3220.
- [21] Y. Miyazawa, T. Kagimoto, X. Y. Guo, et al. The Kuroshio large meander formation in 2004 analyzed by an eddy-resolving ocean forecast system. *Journal of Geophysical Research*, 2008, 113(C10): C10015.
- [22] N. Ebuchi, K. Hanawa. Mesoscale eddies observed by TOLEX-ADCP and TOPEX/Poseidon altimeter in the Kuroshio recirculation region south of Japan. *Journal of Oceanography*, 2000, 56(1): 43-57.
- [23] B. Qiu, K. A. Kelly and T. M. Joyce. Mean flow and variability in the Kuroshio extension from Geostat altimetry data. *Journal of Geophysical Research*, 1991, 96(C10): 18491-18507.
- [24] S. Itoh, I. Yasuda. Water mass structure of warm and cold anticyclonic eddies in the western boundary region of the subarctic North Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 2010, 40(12): 2624-2642.
- [25] A. Okubo. Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularities such as convergences. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 1970, 17(3): 445-454.
- [26] J. Weiss. The dynamics of enstrophy transfer in 2-dimensional hydrodynamics. *Physica D: Nonlinear Phenomena*, 1991, 48(2-3): 273-294.
- [27] S. Itoh, I. Yasuda. Characteristics of mesoscale eddies in the Kuroshio—Oyashio Extension region detected from the distribution of the sea surface height anomaly. *Journal of Physical Oceanography*, 2010, 40(5): 1018-1034.
- [28] D. B. Chelton, M. G. Schlax, R. M. Samelson, et al. Global observations of large oceanic eddies. *Journal of Geophysical Research*, 2007, 34(15): Article ID: L15606.
- [29] C. K. Tai, W. B. White. Eddy variability in the Kuroshio Extension as revealed by GEOSAT altimetry: Energy propagation away from the jet, Reynolds stress, and seasonal cycle. *Journal of Physical Oceanography*, 1990, 20(11): 1761-1777.
- [30] C. Xu, X.-D. Shang and R. X. Huang. Estimate of eddy energy generation/dissipation rate in the world ocean from altimetry data. *Ocean Dynamics*, 2011, 61(4): 525-541.
- [31] R. A. Wood. Unstable waves on oceanic fronts: Large amplitude behavior and mean flow generation. *Journal of Physical Oceanography*, 1988, 18(5): 775-787.
- [32] N. Ebuchi, K. Hanawa. Trajectory of mesoscale eddies in the Kuroshio recirculation region. *Journal of Oceanography*, 2001, 57(4): 471-480.
- [33] K. Ichikawa, S. Imawaki. Life history of a cyclonic ring detached from the Kuroshio Extension as seen by the Geosat altimeter. *Journal of Geophysical Research*, 1994, 99(C8): 15953-15966.
- [34] D. Nof. On the beta-induced movement of isolated baroclinic eddies. *Journal of Physical Oceanography*, 1981, 11: 1662-1672.
- [35] B. Cushman-Roisin, E. P. Chassignet and B. Tang. Westward motion of mesoscale eddies. *Journal of Physical Oceanography*, 1990, 20(5): 758-768.
- [36] P. J. van Leeuwen. The propagation mechanism of a vortex on the beta plane. *Journal of Physical Oceanography*, 2007, 37(9): 2316-2330.
- [37] B. Cushman-Roisin, L. J. Pratt and E. Ralph. A general theory for equivalent barotropic thin jets. *Journal of Physical Oceanography*, 1993, 23(1): 91-103.
- [38] W. K. Dewar, G. Flierl. Some effects of the wind on rings. *Journal of Physical Oceanography*, 1987, 17: 1653-1667.
- [39] S. Itoh, I. Yasuda. Characteristics of mesoscale eddies in the Kuroshio—Oyashio Extension Region detected from the distribution of the sea surface height anomaly. *Journal of Physical Oceanography*, 2009, 40(5): 1018-1034.
- [40] D. Nof, Y. L. Jia, E. P. Chassignet, et al. Fast wind-induced migration of Leddies in the South China Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 2011, 41: 1683-1693.
- [41] M. A. Clifford, C. W. Horton. Baroclinic transport of the Kuroshio Extension between 141°E and 165°E. *Journal of Geophysical Research*, 1992, 97(C8): 12527-12533.
- [42] H. Tabebe, I. Yasuda. Seasonal axis migration of the Upstream Kuroshio Extension associated with standing oscillations. *Journal of Geophysical Research*, 2001, 106: 16685-16692.
- [43] B. Qiu. Recirculation and seasonal change of the Kuroshio from altimetry observations. *Journal of Geophysical Research*, 1992, 97(C11): 17801-17811.
- [44] AVISO. SSALTO/DUACS user handbook: (M)SLA and (M)ADT near-real time and delayed time products. Paris: Centre National d'Etudes Spatiales (CNES), 2008: 32.

- [45] M. G. Scharffenberg, D. Stammer. Seasonal variations of the large-scale geostrophic flow field and eddy kinetic energy inferred from the TOPEX/Poseidon and Jason-1 tandem mission data. *Journal of Geophysical Research*, 2010, 115: Article ID: C02008.
- [46] R. X. Huang. *Ocean circulation, wind-driven and thermohaline processes*. Cambridge: Cambridge University Press, 2010: 806.
- [47] S. Aoki, S. Imawaki and K. Ichikawa. Baroclinic disturbances propagating westward in the Kuroshio Extension region as seen by a satellite altimeter and radiometers. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100: 839-855.
- [48] L. P. Wang, C. J. Koblinsky. Low-frequency variability in regions of the Kuroshio Extension and the Gulf Stream. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100(C9): 18313-18331.
- [49] B. Taguchi, B. Qiu, M. Nonaka, et al. Decadal variability of the Kuroshio extension: Mesoscale eddies and recirculations. *Ocean Dynamics*, 2010, 60(3): 673-691.
- [50] R. J. Greatbatch, X. M. Zhai, J. D. Kohlmann, et al. Ocean eddy momentum fluxes at the latitudes of the Gulf Stream and the Kuroshio extensions as revealed by satellite data. *Ocean Dynamics*, 2010, 60(3): 617-628.