

# 海洋涡旋自动探测几何方法、涡旋数据库及其应用

董昌明<sup>1</sup>, 蒋星亮<sup>1</sup>, 徐广瑞<sup>1·2</sup>, 季巾淋<sup>2,3</sup>, 林夏艳<sup>2,4</sup>, 孙文金<sup>1</sup>, 王森<sup>1</sup>

(1. 南京信息工程大学 海洋数值模拟与观测实验室, 江苏南京 210044;  
2. 国家海洋局 第二海洋研究所 卫星海洋环境动力学国家重点实验室, 浙江杭州 310012;  
3. 厦门大学 海洋与地球学院, 福建厦门 361101; 4. 浙江大学 海洋学院, 浙江舟山 316021)

**摘要:**近10 a来,海洋涡旋的自动探测和分析研究成为物理海洋学研究的前沿热点之一。本研究介绍了作者及其合作者最近几年发展的一系列基于海表面高度异常(Sea Surface Height Anomaly, SSHA)、海表温度(Sea Surface Temperature, SST)的欧拉型以及基于全球漂流浮标数据的拉格朗日型的涡旋自动探测几何方法、从欧拉型涡旋探测方法中发展出来的三维涡旋的自动探测方法和利用上述方法探测得到的结果建立的涡旋数据库。此外,本研究还介绍了涡旋数据库的应用,主要包括:分析黑潮延续体以及南加州湾的涡旋统计特征;以黑潮延伸区冷、暖两个中尺度涡旋为例,采用动态合成、带通滤波等方法,研究中纬度地区中尺度海洋涡旋对大气的强迫特征;在黑潮延续体采用合成分析方法得到了合成气旋和反气旋的三维结构并对涡旋调制下混合层深度进行探究;对涡旋诱导的输运、涡旋诱导的叶绿素变化进行的研究以及对阿拉伯海大涡进行的研究等。

**关键词:**涡旋自动探测; 涡旋数据库; 涡旋分析

中图分类号:P731

文献标识码:A

文章编号:1671-6647(2018)04-0439-15

doi:10.3969/j.issn.1671-6647.2017.04.001

海洋环流通常被认为由缓慢的大洋内部流动和较快的西边界流组成。然而,这只是时间平均下的场景,任何一张海洋表面高分辨率快照图像,比如海面高度和海面温度遥感图像,或者高分辨率的数值模拟结果,无不显示海洋充满了几公里到上百公里的涡旋。其中半径在10~100 km量级的涡旋称为中尺度涡旋,即海洋局地第一斜压罗斯贝半径的量级,而半径小于第一斜压罗斯贝半径大于边界层湍流尺度的涡旋被称为次中尺度涡旋,即0.1~10 km量级。中尺度涡旋的寿命,即从产生到衰亡,通常长达几个星期到几个月、甚至几年的时间,在其生命期中,涡旋会移动几十公里到几百公里的距离。海洋涡旋携带极大的动能,其海水运动速度是海洋平均流速度的几倍甚至高一个量级,并且具有很强的非线性。根据其旋转特征,涡旋分为气旋涡和反气旋涡,产生局地的辐聚(气旋)或辐散(反气旋),从而导致上升流(气旋)或下沉流(反气旋)。涡旋的垂向深度会影响到几十米到几百米,甚至上千米,从而将海洋深层的冷水和营养盐带到表面,或将海表暖水压到较深的海洋中。因而这些海洋中无处不在的高能量、强穿透性的海洋涡旋对海洋环流、全球气候变化、海洋生物化学过程和海洋环境变迁都起着非常大的作用,因此海洋涡旋的研究具有非常重要的科学意义和应用价值<sup>[1]</sup>。海洋中尺度和次中尺度涡旋的研究已经和正在改变人们对海洋的传统认识。随着高分辨率

收稿日期:2016-12-05

资助项目:国家自然科学基金项目——海洋中尺度涡旋的拉格朗日输运(41476022)和中纬度大气不同尺度变异过程对副热带环流的影响(41490643);全球变化与海气相互作用专项——海洋动力系统和多运动形态相互作用(GASI-03-IPOV-AI-05);南京信息工程大学人才启动项目——发展长时间序列的中国海全动力中尺度数值产品(2013r121)和发展“NUIST区域海洋多模式集成耦合系统”及其应用“江苏沿海海洋多参数观测预报系统”(2014r072);江苏省双创团队——江苏沿岸海洋环境对人为与自然变化的多尺度响应;国家重点研发计划“全球变化及应对”重点专项——全球变暖“停滞”现象辨识与机理研究(2016YFA0601803)

作者简介:董昌明(1967-),男,安徽宣城人,教授,博士生导师,主要从事物理海洋学、海洋数值模拟方面研究。

E-mail: cdong@atmos.ucla.edu

(李燕 编辑)

海洋卫星遥感技术的发展和高分辨率海洋数值模拟结果的出现,我们正处在物理海洋科学研究飞速发展和理论突破的时代,而海洋涡旋研究正是这一突破的排头兵。

海洋涡旋的研究强烈依赖于实际观测提供的真实海洋涡旋的物理特征,以及涡旋产生、发展、消亡过程和水动力条件。由于涡旋产生地点和时间上的不确定性、尺度较小、以及海洋现场观测费用昂贵等因素,使得涡旋的现场观测资料有限<sup>[2]</sup>。而高分辨率海洋卫星遥感技术的发展和高分辨率海洋数值模拟结果的出现,为海洋涡旋研究的发展和突破提供了良好的契机。人工探测涡旋具有很大的不确定性,并且任务量巨大,因此利用计算机进行海洋涡旋的自动探测是十分必要的。

Dong 等<sup>[3]</sup>根据数据的不同类别将涡旋探测方法分为欧拉(Eulerian)方法和拉格朗日(Lagrangian)方法。欧拉数据是指一个时刻的快照数据或者空间场的数据,拉格朗日数据是指水团或者物质颗粒的轨迹数据。

Dong 等<sup>[4]</sup>将基于海表浮标轨迹数据探测涡旋的拉格朗日方法分为:1)旋转方法(VG)<sup>[5-6]</sup>;2)拉格朗日随机模型法<sup>[7-8]</sup>;3)小波变换脊分析粒子位置的椭圆重构法<sup>[9]</sup>;4)根据轨迹的几何特征,螺旋轨迹的搜索方法<sup>[4]</sup>。近年来又出现了通过流线追踪探测涡旋的方法<sup>[10]</sup>。

Nencioli 等<sup>[11]</sup>将欧拉方法划分为:基于物理参数的方法,基于流场几何特征的方法以及物理参数和几何特征混合法。在基于物理参数的方法中,Okubo-Weiss(OW)参数法<sup>[12-13]</sup>应用最为广泛,如地中海海域<sup>[14]</sup>,秘鲁海域<sup>[15]</sup>,阿拉斯加海域<sup>[16]</sup>以及全球涡旋的探测<sup>[17]</sup>等。尽管 OW 方法应用很广,但它自身仍然存在缺陷<sup>[18-23]</sup>。在基于流场几何特征的方法中,Ari Sadarjoen 和 Post<sup>[8]</sup>在 2000 年时,首次提出了缠绕角法(Winding-Angle, WA),它是通过闭合曲线识别涡旋的。Nencioli<sup>[11]</sup>发展了一种新的纯粹基于涡旋流场矢量几何特征探测涡旋的方法(Vector Geometry, VG)。在将特殊的物理参数方法和几何方法混合形成的混合法中,Chaigneau 等<sup>[20]</sup>、Chelton 等<sup>[24]</sup>及 Zhang 等<sup>[25]</sup>利用 SSHA 和 SST 探测涡旋。Matsuoka 等<sup>[26]</sup>将最近的热门新兴学科机器学习与涡旋探测结合,对涡旋进行了研究。

本研究介绍作者及其合作者最近几年系统发展的一整套海洋涡旋的自动探测方法,这套基于涡旋的几何特征的涡旋探测方法可以应用到欧拉型数据(比如卫星遥感探测的海面高度计和海面海水温度资料)和拉格朗日型数据(海面浮标资料);通过涡旋的自动探测,我们可以建立涡旋数据库;本文还介绍如何利用涡旋数据库开展涡旋分析研究工作。

## 1 海洋涡旋的几何探测方法

### 1.1 欧拉型数据的几何方法

基于 SSHAA,SST 等欧拉型数据,Nencioli 等<sup>[11]</sup>提出了一种海洋涡旋的自动探测和追踪方法,该方法根据流场的几何特征来定义涡旋,尤其适用于分析高分辨率数值模式结果显示出的涡旋活动。

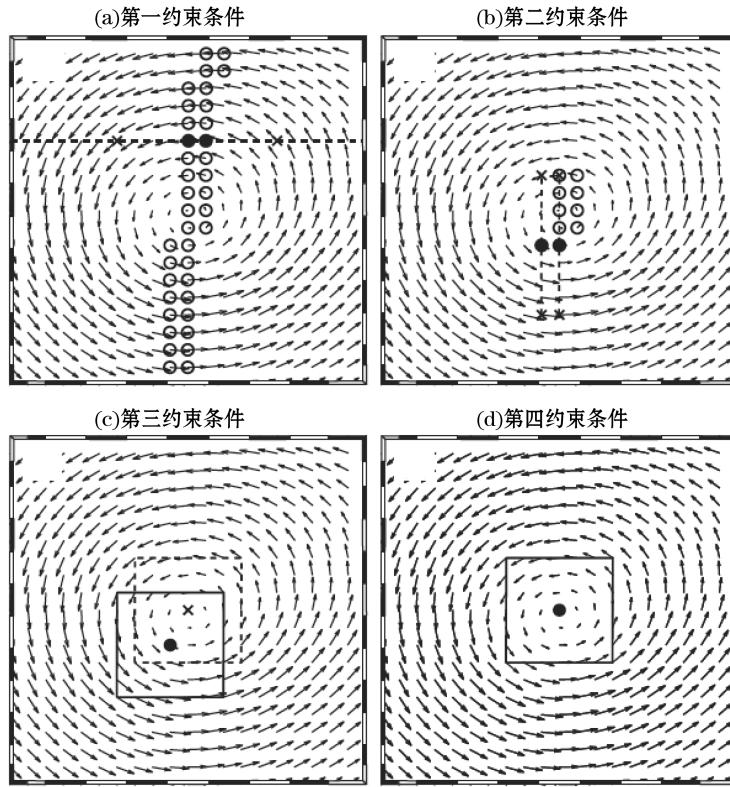
欧拉型数据的几何方法基于近似的理念,提出了与涡旋速度场的定义及涡旋速度场特征<sup>[2,27]</sup>相应的 4 个约束条件(图 1)。满足所有约束条件的点被定义为涡旋中心。这 4 个约束条件如下:

1)沿涡旋中心点东西方向的速度分量  $v$  在远离中心点的两侧数值符号相反,大小随距中心点的距离线性增加;

2)沿涡旋中心点南北方向的速度分量  $u$  在远离中心点的两侧数值符号相反,大小随距中心点的距离线性增加;

3)在选定区域内找到速度最小值点近似为涡旋中心;

4)在近似涡旋中心点附近,速度矢量的旋转方向必须一致,即 2 个相邻的速度矢量方向必须位于同一个象限或相邻的 2 个象限。



注:第一约束条件被应用到纬向(文中以虚线为例);第二和第三约束条件仅应用到满足前一条件的点;

满足第四约束条件的点极为涡旋中心

图 1 4 个约束条件应用到矢量场中<sup>[1]</sup>

Fig.1 Four constraint applied to the vectors<sup>[1]</sup>

涡旋中心一旦确定,就可以对涡旋的边界进行计算。确定涡旋中心后,求中心点局域范围内的流函数,判定最外的封闭流线为涡旋的边界。边界上的点到涡旋中心点的平均距离定义为涡旋的半径大小。了解涡旋特征的时间演化则需要对涡旋进行追踪,在  $t+1$  时刻寻找与  $t$  时刻最相近、极性相同的涡旋。搜索范围取决于数据的空间、时间分辨率,以及平均背景流场的流速。比较好的方法是用平均流速及数据的时间分辨率来估算搜索范围大小。

近 20 多 a 来,全球遥感资料日益丰富,卫星高度计数据已成为中尺度涡旋研究中使用最为广泛的资料。将基于流场几何特征的探测方法应用于卫星高度计资料,通过地转计算公式可以从海表高度异常场中得到地转流异常数据。由于地转关系在  $5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$  赤道区域不适用,因此该区域不进行探测<sup>[11]</sup>。

气旋涡(反气旋涡)可使局地海水上升(下沉),海表温度下降(上升)。从海表面温度场中推算出热成风速度矢量场(伪速度场),利用伪速度场的几何特征,可进行涡旋的识别探测,进而得到涡旋的中心、大小、涡度、移动速度及生命期等特征<sup>[3]</sup>。主要包括 4 个主要的步骤:1)计算热成风速度;2)热成风速度场中涡旋中心的识别;3)涡旋大小的计算;4)涡旋的运动轨迹。

## 1.2 拉格朗日的几何方法

拉格朗日几何方法探测涡旋<sup>[28]</sup>即利用轨迹回路的几何特征来探测涡旋。该方法使用的数据为全球漂流浮标数据<sup>[29]</sup>(Global Drifter Program, GDP),具体示例见图 2。该方法的具体步骤:

1)识别回路:利用轨迹上的点间距阈值  $D_0$  来判别浮标是否回到先前的位置,若回到先前位置,再剔除轨迹中高于惯性尺度或低于环流尺度的点,从而标记出回路,记回路上各点的平均位置为涡旋中心。

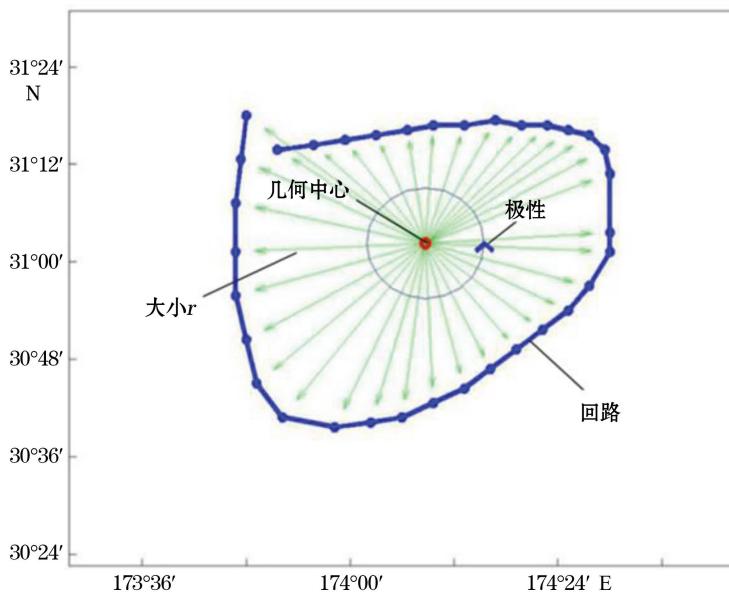
2) 确定回路的旋转角度和极性: 计算从回路中心指向回路上每个点的矢量的总角度, 若大于  $300^\circ$ , 这个部分才会被作为回路。若角度为正代表顺时针旋转, 为负代表逆时针旋转。

3) 确定回路参数: 由步骤 1 的涡旋回路确定中心、时间以及回路的旋转周期, 由步骤 2 估计出回路的极性以及大小(回路中心至回路的距离)。使用下式估计回路强度:

$$\Omega = \text{sign}(\Theta)U/\text{avg}(r), \quad (1)$$

式中,  $U$  为回路上所有点的平均剪切速度;  $\text{avg}(r)$  为  $r$  的平均值, 代表回路的大小。

4) 涡旋的追踪: 对相邻时间的两个回路进行判定, 若二者具有相同的极性且二者的距离小于平均流的平流距离, 即认为这 2 个回路为同一个涡旋的轨迹。



注: 蓝色实线是 7711687 号漂流浮标轨迹中识别的一个回路, 红色圆圈是几何中心,  
蓝色箭头显示回路的极性, 绿色矢量的长度为回路大小  $r$

图 2 识别回路图示<sup>[1]</sup>

Fig.2 An example of the loop detection<sup>[1]</sup>

该方法存在着与参数取值有关的不确定性, 在步骤 1 剔除频率过高和过低的回路时可能出现小涡旋遗漏, 误把环流当作涡旋以及把高频振荡当作涡旋等情况。实际使用时将参数设置为阈值 5 km, 截断时间为 1 d, 最大搜索时间为 90 d 时得到的结果较好。

### 1.3 三维涡旋自动探测方法

利用 1.1 节提到的涡旋探测方法, 可以得到包含涡旋各项时间和空间性质的数据集, 并在此基础上发展了三维涡旋的自动探测方法(图 3)。该方法主要是依次从表层向下追踪涡旋, 从而得到它们的三维结构<sup>[30-31]</sup>。具体步骤:

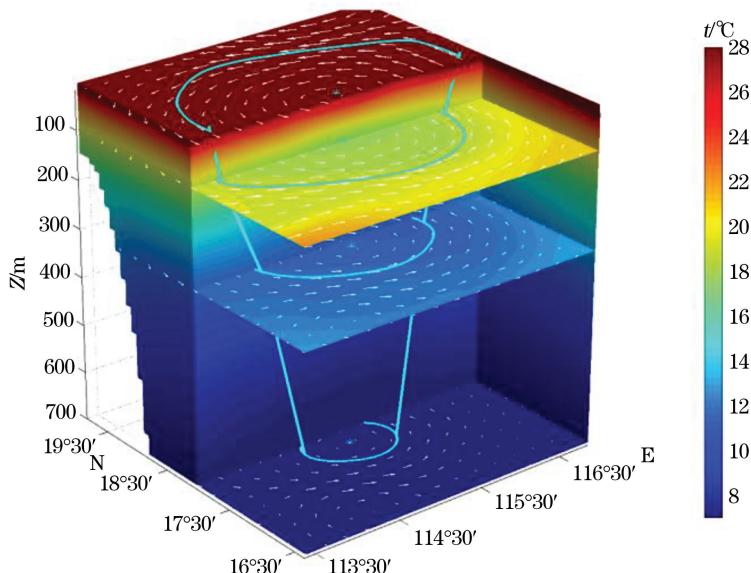
1) 通过涡旋的表层(如 10 m)信息: 涡旋中心点位置  $P_1(X_1, Y_1)$ , 出现时间( $T$ ), 涡旋半径( $R_1$ )以及涡旋极性(气旋/反气旋), 查找下一层(这里是 50 m, 之后每层间隔都是 50 m), 以涡旋中心点为圆心,  $0.25 R_1$  为半径的范围内, 相同时间是否存在相同极性的涡旋;

2) 如果在 50 m 层没有找到相应的涡旋, 则认为该涡旋的最大深度小于 50 m, 向下搜索停止。而如果相同时内, 在搜索半径里找到相同极性的涡旋, 那么就把该涡旋在这层的中心点位置  $P_2(X_2, Y_2)$ , 半径( $R_2$ ), 出现时间以及其他参数信息都保存下来;

3)接下来利用上一步得到的50 m层涡旋的中心点位置 $P_2(X_2, Y_2)$ 、半径( $R_2$ )、出现时间、极性来查找100 m处在相同时间是否存在有相同信号的涡旋。具体方法与步骤1类似,100 m层,以 $P_2(X_2, Y_2)$ 为中心,0.25  $R_2$ 为半径的范围内是否存在相同极性的涡旋;

4)重复上述的步骤直到最后一层。需要指出的是,插值的间隔以及深度取决于研究区涡旋的特征以及模式的垂向和底层分辨率。

通过这些步骤,我们得到一个垂向分辨率为50 m的离散的三维涡旋数据集。当然,如果有更多的垂向层,能够得到更为细致的涡旋垂向结构。



注:在10 m处探测到一个气旋涡,在下一层(50 m),以该涡旋的中心点为原点,在 $1/4R$ 的范围内寻找同为气旋涡的涡旋中心点,找到之后,再往下一层(100 m),直到700 m,将该涡旋的边缘连线,得到三维涡旋的结构

图3 三维涡旋探测过程示例(2000-06-05)<sup>[31]</sup>

Fig.3 An examples for three-dimensional eddy detection method(2000-06-05)<sup>[31]</sup>

## 2 海洋涡旋数据库

将上面介绍的涡旋探测方法应用到各种数据集中,可得到不同的涡旋数据库。目前已有的涡旋数据库有:由SSHA数据计算出地转流异常场得到的涡旋数据库,由SST数据计算出热成风矢量场得到的涡旋数据库以及由漂流浮标数据利用拉格朗日几何探测法得到的涡旋数据库。其中高度计SSHA数据使用的是法国AVISO(Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic)提供的卫星高度计海面高度异常场(<https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/sea-surface-height-products/global/ssha.html>)。其空间分辨率为 $(1/3)^\circ \times (1/3)^\circ$ ,时间分辨率为7 d,时间跨度为1992-10—2013-08。海表面温度SST数据由REMSS(Remote Sensing Systems)提供(<http://www.remss.com/measurements/sea-surface-temperature>),其空间分辨率为9 km,时间分辨率为1 d,时间跨度为2006—2011年。漂流浮标数据使用的是GDP数据(<http://www.aoml.noaa.gov/phod/dac/index.php>),该数据从1979年开始已经记录了超过13 000个浮标的 data,浮标在15 m深度上每隔6 h记录时间、经纬度、温度、流速等 data。

利用SSHA和SST数据建立的涡旋数据库为mat格式,不同区域的数据库分别存为一个结构体,包含8个字段,分别存储了时间(不同时间探测到的同一个涡旋的时间存为一个数组),涡旋类型(1代表气旋涡,-1代表反气旋涡),涡旋中心经纬度,形状(标记出了涡旋边缘各点经纬度信息),涡旋大小以及涡旋的强度

信息。利用 GDP 数据建立的涡旋数据集包含了涡旋大小、涡旋中心地理位置以及涡旋极性等特征。

使用 SSHA 建立的涡旋数据库可以在 <http://omolup.nuist.edu.cn/> 下载。下载时需要先注册邮箱,之后便可以选择相应的 mat 文件进行下载。同时该页面还支持涡旋分布图在线查询,点击涡旋分布图查询后输入区域与时间即可得到该时间下查询区涡旋分布图。

### 3 涡旋数据的应用

#### 3.1 表面涡旋和三维结构统计分析

随着科技的发展,自从 20 世纪 90 年代初期以来,卫星高度计就开始提供长时间序列海表高度异常数据,为研究海洋中尺度涡提供了宝贵资料。

Ji 等<sup>①</sup>利用 Nencioli 等<sup>[1]</sup>2010 年提出的基于几何特征的涡旋自动检测算法,结合 1993—2012 年卫星高度计海面高度异常数据和 Argo 温盐垂直剖面观测资料研究了黑潮延续体区域海表面上中尺度涡旋大小、极性、生命期、强度、轨迹、时间和空间分布特征(图 4),以及内部垂直结构特征,并结合统计特征分析了黑潮延续体区域涡旋的 2 种产生机制。主要成果为以下 3 部分:

1)利用欧拉方法和拉格朗日对涡旋数量进行统计,统计结果显示生命期  $\geq 4$  周的涡旋中,气旋涡和反气旋涡的数量基本相等。在此基础上分析了涡旋的半径、生命期、强度等参数的时空分布特征、涡旋的移动特征以及涡旋各项参数随着生命期的演化特征。

2)结合 Argo 温盐垂直廓线,研究涡旋对次表层温盐廓线的影响,发现气旋涡(反气旋涡)会引起 T/S 垂直廓线的负(正)异常,最大异常深度可达 380 m(350 m)。

3)结合统计特征分析了黑潮延续体区域涡旋的两种产生机制:黑潮的“蛇曲”路径不稳定脱落产生涡旋机制(不稳定过程中的非线性阶段)和水平剪切不稳定(正压不稳定)机制。即对于生命期较长的涡旋(生命期大于 50 周),较多的(反)气旋涡分布在黑潮主轴的南(北)侧;与之相反,对于生命期较短的涡旋(生命期小于 20 周),较多的(反)气旋涡分布在黑潮主轴的北(南)侧。涡旋的不对称分布与该地区涡旋产生的两种不同机制有关。水平切变不稳定(正压不稳定)产生半径小、生命期短的涡旋;黑潮路径弯曲导致半径大、生命期长的涡旋脱落。

由于观察资料的局限性,中尺度涡旋的研究一般仅局限于表面涡旋,但涡旋的三维结构对于涡旋本身的发生、维系、消亡以及垂向的能量、物质和营养盐的运输都有很大的关系,因而涡旋三维结构的研究亟待发展。现有的研究表明,涡旋的三维结构一般分为 3 种,分别为:

- 1)碗状(表面具有最大半径),主要由于表层流的不稳定或风应力旋度产生;
- 2)腰鼓状(温跃层具有最大半径),主要由于陆架斜坡与流的相互作用产生;
- 3)圆台状(底部具有最大半径),主要由于底边层流速不稳定产生。

Dong 等<sup>[30]</sup>利用分辨率为 1 km  $\times$  1 km 的嵌套区域海洋模式(ROMS)资料,结合 Nencioli 等<sup>[4]</sup>提出涡旋自动探测方法,开发了一套基于几何学的三维涡旋探测方法(1.3 节)。并利用该探测方法研究了南加州湾海域中尺度涡旋和次中尺度涡旋各项参数的三维统计特征,结果显示:在南加州湾地区,碗状、腰鼓状和圆台状的涡旋各占比 65%,20% 以及 15%。此外,Lin 等<sup>[31]</sup>结合模式数据利用上述三维涡旋探测方法,分析了南海涡旋的三维统计特征,结果表明:碗状结构的涡旋占比高达 80%。与南加州结果相比,碗状三维结构的涡旋在南海较其他类型占比略大,可能是由于南海涡旋多为表层流不稳定或因风应力旋度产生所致。

<sup>①</sup> JI J L, ZHANG B, DONG C M, et al. Oceanic eddy characteristics and generation mechanisms in the kuroshio extension region. Deep sea research Part I, 审稿中.

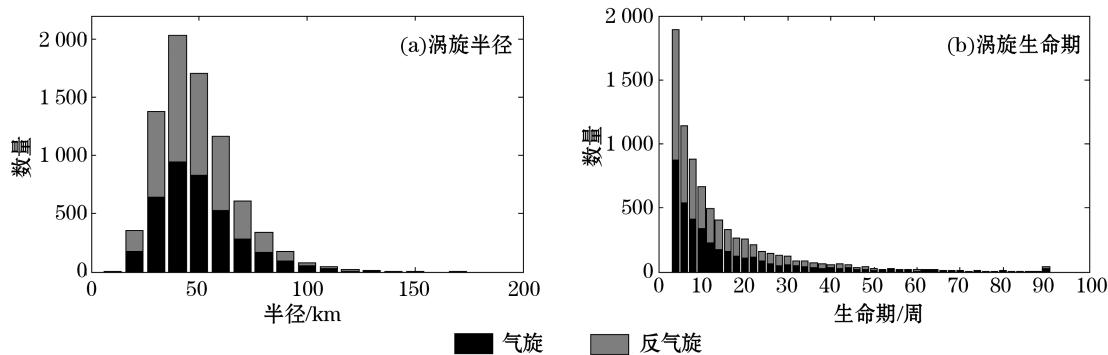


图 4 涡旋半径和涡旋生命期直方分布图

Fig.4 Histograms of eddy radii and eddy lifetime

### 3.2 大气对海洋涡旋的响应

海气相互作用是现代气候科学的研究重点方向。在热带地区研究成果卓著,但中纬度地区的海气相互作用还有待进一步探讨。

马静等<sup>[32]</sup>结合 Dong 等<sup>[28]</sup>提出的涡旋自动探测方法(1.1 节),以黑潮延伸区冷、暖两个中尺度涡旋为例,采用动态合成、带通滤波等方法,研究中纬度海区中尺度涡旋对大气的强迫作用,发现:

1) 在涡旋的动态合成图上,SST 与海表风速呈现正相关关系,暖(冷)涡会引起海表风速(10 m)正(负)异常,表明海洋对大气的强迫在日时间尺度上作用显著。此外,SST 变化引起的海表风速变化会改变大气散度和涡度,暖(冷)涡上空对应着涡度异常正(负)分布,涡旋中心则基本处于海表风无辐散区。

2) 潜热和感热通量变化与海表风速近乎同位相,因而改变大气稳定度、边界层垂直混合作用和海气边界层高度。具体表现为:SST 升高(降低)时潜热和感热通量增大(减小),大气稳定度降低(增大),边界层垂直混合作用加强(减弱),使得海气边界层增厚(变薄)。暖(冷)涡旋上空的摩擦速度、纬向扰动动量垂直输送均对应着极大(小)值,反映了湍流黏性力在高(低)SST 中心增大(减小),表明动量垂直混合机制在中小尺度海气相互作用中占主导作用。

3) 海洋中尺度涡旋能够对大气瞬变扰动强度产生的影响不仅表现在海洋-大气边界层,在自由大气中低层也有较为清晰的反映。大气瞬变扰动强度在暖(冷)涡下游上空出现极大(小)值,大尺度环流的平流作用起重要作用。此外,从能量转换的角度探讨海洋中尺度涡旋影响大气瞬变扰动的机制,发现斜压能量转换贡献显著。

同样,在基于 Dong 等<sup>[3]</sup>提出的涡旋自动探测方法(1.1 节)上,Ma 等<sup>[33]</sup>又研究了多参数对黑潮延伸区海洋涡旋的响应特征并探讨了其内在机制。结果表明,暖涡所对应的 SST 正异常能够使得海表风速增大,潜热和感热通量减弱,因而引起云中液态水含量、水汽含量和降水率增加,冷涡反之。该结果与 Frenger 等<sup>[34]</sup>得出的南大洋的结论相比,发现黑潮延伸区和南大洋大气对海洋涡旋的响应存在差异,这表明海洋涡旋对大气的影响具有区域依赖性。

一般来说,海表风速和 SST 的正相关机制有 2 种。一种是 Lindzen 和 Nigam<sup>[36]</sup>提出的海平面气压调整机制,即 SST 高(低)值区大气增暖(降温),海平面气压降低(升高);另一种是 Wallace 等<sup>[37]</sup>提出的垂直混合作用机制,即 SST 升高(降低),使得海气边界层稳定度减弱(加强),垂直混合作用加强(减弱),海表风速增大(减小)。Ma 等<sup>[34]</sup>研究结果显示:下风方向 SST 梯度与海表风散度异常呈线性相关,横风方向 SST 梯度与涡度也有着较好对应关系,表明动量垂直混合作用在海洋涡旋影响大气过程中起着重要作用。

此外,Ma 等<sup>[33]</sup>还利用 CFSR(Climate Forecast System Reanalysis,<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/climate-forecast-system-reanalysis-cfsr>)资料得到大气对海洋涡旋的响应,其结果与观测结果定性一致,但响应强度有所差别。其结果显示:SST 异常与边界层高度异常存在显著正相关关系,冷(暖)涡

上空为纬向扰动动量垂直输送负(正)异常分布,但显著差异出现在海表到850 hPa之间。表明涡旋引起的垂直速度异常能够穿越边界层。此外,SST异常与对流降水异常之间的正相关关系显著,表明海洋涡旋能够影响自由大气。但是CFSR降水量和云中液态水含量的合成分布特征与观测有所差异,可能是观测与模式之间的不匹配或者模式的动力和热力过程描述不足造成。

### 3.3 涡旋调制的边界层变化

海洋上边界中的混合层被认为是温度、盐度和密度在垂向上分布均匀的一层水体<sup>[37-39]</sup>,该层水体是海洋初级生产力及海洋生物的重要活动场所。海洋中尺度涡旋作为海洋中无处不在的现象,在水平方向上,几乎覆盖了整个海洋表面,在垂直方向上,无论海洋上层还是下层都存在中尺度涡旋活动<sup>[30-31]</sup>,其中海洋上层中尺度涡旋数目更多,对海洋混合层的影响也更大。这些海洋上层中尺度涡旋如同一颗颗漂浮在海洋中的树木一般,不断地产生、发展和消亡。海洋中的涡旋在自身的生命过程中不断与周围水体发生相互作用,并对海洋混合层进行着不间断地调制。

基于前人有关涡旋对混合层影响的工作<sup>[40-43]</sup>,我们利用该全球涡旋数据库以及Argo资料,在黑潮延续体( $140^{\circ}\sim180^{\circ}\text{E}$ ,  $28^{\circ}\sim40^{\circ}\text{N}$ )海域,采用合成分析方法给出了合成气旋和反气旋的三维结构,并探究了涡旋调制下混合层深度的变化(图5)。研究表明,气旋涡可以使得涡旋区混合层变浅,其影响在涡旋中心处最大,随着距涡旋中心距离的增加,混合层深度的异常(混合层深度减掉非涡旋区混合层的深度)逐渐变小,至涡旋边界附近逐步消失。反气旋涡可以使得涡旋区混合层加深,其变化规律与气旋涡相同,在涡旋中心位置变化最大,在边界趋近于零<sup>[44]</sup>。

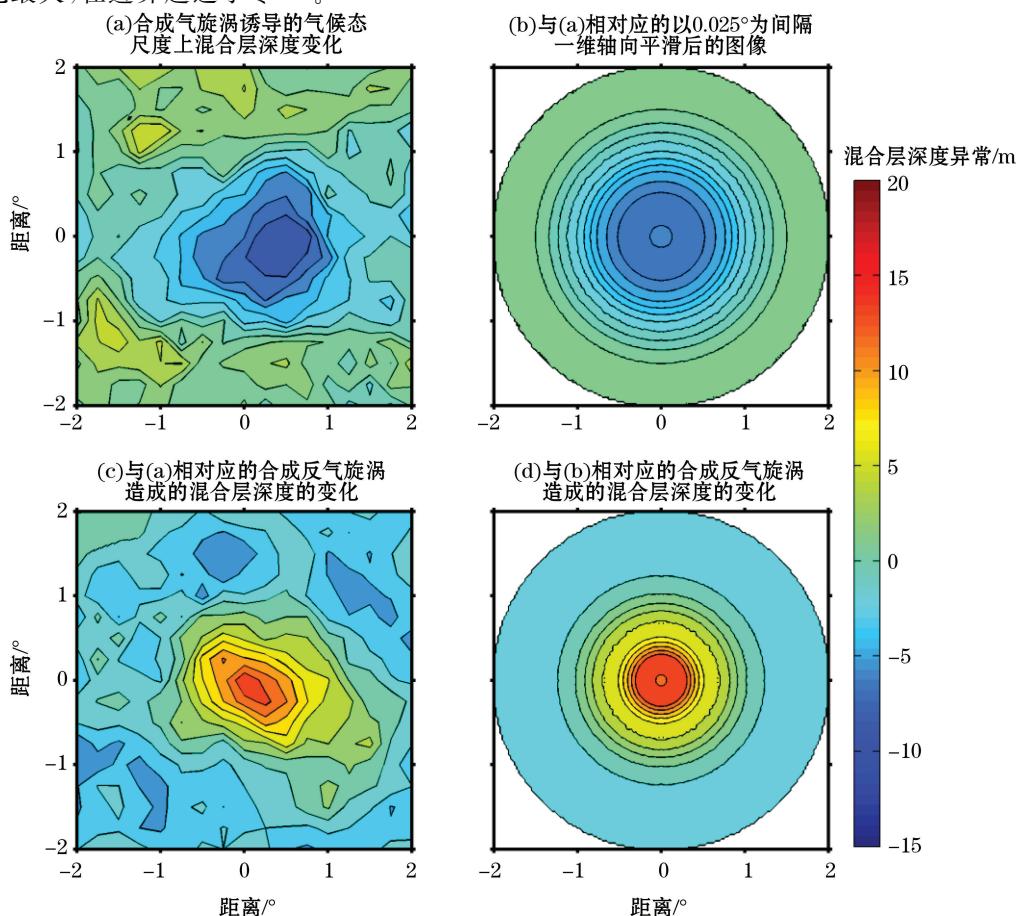


图5 涡旋调制下混合层深度变化<sup>[44]</sup>

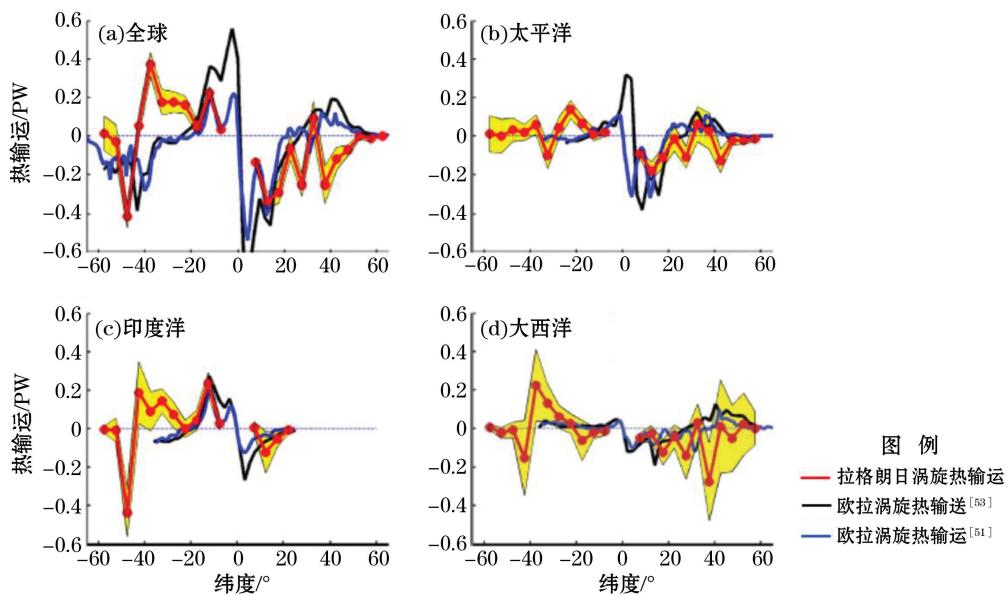
Fig.5 Eddy-induced MLD variation<sup>[44]</sup>

### 3.4 涡旋诱导的输运

20世纪90年代,关于涡旋输运的研究工作渐渐开展,主要集中于研究中尺度涡对热量、淡水、海水以及生物地球化学要素输运的贡献。中尺度涡处于大尺度到小尺度能量级串的中间环节,其地转涡动能场占表层流场总动能的80%~90%<sup>[46]</sup>。因此,中尺度涡在全球大洋的能量收支平衡中扮演着非常重要的角色,在蕴含着大量能量的同时,发挥着能量“搬运工”的作用,促进海洋中能量的水平传播,并成为其他动力过程的能量来源<sup>[46]</sup>。而在水体输运方面,Zhang等<sup>[44]</sup>认为涡致纬向水体输运的量级在30~40 Sv,与大尺度风生环流、热盐环流相当,对西边界流的输运起着重要作用。近年来随着观测的频繁,人们发现涡旋对深海沉积物输运有重要作用<sup>[47]</sup>,从而对生态环境产生深远影响<sup>[48]</sup>。海洋中尺度涡旋就像巨大的漏水水桶携带着不同于周围环境的海水在海里移动,输运热量、能量、淡水、海水和沉积物等,对海洋环流、海洋热量、全球气候变化、海洋生物与化学过程以及海洋环境变迁都起着重要作用。

观测和数值模拟的分析结果表明,涡致热输送是全球或区域海洋总热输送的重要组成部分<sup>[49-52]</sup>。在一些特殊区域,甚至可以与时间平均的热输送相匹敌,如热带、南极绕极流区和黑潮延伸区等<sup>[51,53]</sup>。我们在拉格朗日框架下计算全球的热盐输运<sup>[54]</sup>,图6是全球涡致经向热输运的分布情况。由于赤道附近(5°S~5°N)地转平衡近似不再成立,所以在区域内没有进行涡致输送的估算。将前人<sup>[51,53]</sup>利用海洋模式模拟数据估算得到的结果叠加到图中(图6中黑色和蓝色线),可以看出我们的结果和前人的结果在量级(0.1 PW,其中1 PW=10<sup>15</sup> W)和纬向空间分布上都具有较好的一致性。当然,仍然存在一些差异,这些估算的差异主要来自两个方法的一些不确定性。我们估算方法的不确定性和涡旋中含有的垂向温盐数据的时间和空间的采样频率有关。

图6显示全球涡致输运的主要特点是,在热带有一个辐聚区,而在副热带与副极地则有一个辐散区,即南北半球涡致热输送在热带向赤道方向运动,从而向赤道源源不断地输送热量。这种辐聚辐散的空间分布结构在3个大洋都是显著的,而且在全球叠加中更加明显。涡致输运的大小占热带海洋经向热输送的20%~30%,但方向相反<sup>[55]</sup>。尽管在一些格点内,我们的估算值与前人结果相比,存在约10%的差异,但在总体范围内具有很好的一致性。这就意味着涡旋运动对热输送的贡献是非常重要的。



注:涡旋热输送的不确定范围由黄色阴影表示

图6 拉格朗日涡旋热输运和欧拉涡旋热输运比较<sup>[54]</sup>

Fig.6 Comparison with model results for eddy-induced heat transport<sup>[54]</sup>

### 3.5 涡旋诱导的叶绿素变化

海洋涡旋对海洋中营养盐和浮游植物的运输及分布都起着十分重要的作用。海洋涡旋对海表面叶绿素浓度的影响存在多种机制:1)涡旋对其周围和边缘水体中的叶绿素具有搅拌作用,进一步对浮游植物产生平移效应<sup>[24,56-57]</sup>;2)在涡旋形成的过程中通常会携带一些小水团,从而使得水团中的营养盐和叶绿素等物质发生平移<sup>[58-60]</sup>;3)涡旋加强过程中,在涡旋中心会产生上升流或下沉流,通常被称作“艾克曼抽吸”,可以导致水体中的叶绿素等物质在垂直方向上发生输运,即在气旋涡中心叶绿素浓度升高,反气旋涡中心叶绿素浓度降低<sup>[56-58,61]</sup>;4)海表流场与涡旋的相互作用会在局地产生“涡致艾克曼抽吸”,这同样导致垂直方向上的叶绿素输运<sup>[58,62]</sup>;5)涡旋流场中的一些扰动会引起非地转流,这些非地转流也会在局地造成营养盐和浮游植物的垂直输运<sup>[63]</sup>。

目前较多的研究成果发现涡旋中心的“艾克曼抽吸”会导致营养盐和叶绿素等物质的垂直输运,进而提高了海表叶绿素浓度<sup>[64]</sup>;许多研究在大洋不同区域的反气旋涡边缘发现叶绿素浓度高值区,如白令海<sup>[65]</sup>,南极绕流区<sup>[66]</sup>,Pegasitikos 海湾<sup>[67]</sup>,冰岛海盆<sup>[68]</sup>以及南海<sup>[48]</sup>。有人认为这是由于反气旋涡边缘产生的沿等密度面的上升流将高营养盐的海水输送到海表,形成叶绿素高浓度区<sup>[65-67]</sup>。也有人认为这是由于反气旋涡内部的径向动量不平衡使得涡旋内部的叶绿素向边缘移动形成高浓度区<sup>[48]</sup>。

Dong 等<sup>②</sup>分析了 2003—2010 年间北太平洋区域 241 380 个海洋涡旋,发现约 1% 的涡旋边缘出现叶绿素的高值区(图 7),其中气旋涡 1 286 个,反气旋涡 1 506 个。也就是说,除前人提到的反气旋涡边缘出现叶绿素质量浓度正异常外,还在气旋涡的边缘发现了叶绿素呈现环状分布特征。通过分析,提出了诱发叶绿素环状结构的 3 种动力机制:1)中尺度涡旋边缘产生的对称不稳定,使得次表层水体中的叶绿素和营养盐等物质发生垂向输运,进而在海表面涡旋的边缘导致叶绿素质量浓度的正异常,形成叶绿素环状结构;2)涡旋边缘的上升流将海洋深层的营养盐和叶绿素输送到海表面,在涡旋边缘导致出现叶绿素的正异常;3)涡旋周围的平流是涡旋影响叶绿素分布的主要机制<sup>[9,58]</sup>,在涡旋边缘处旋转运动使得叶绿色和浮游植物沿着涡旋边缘输运,而且涡旋边缘会形成次中尺度锋面,导致涡旋内部和外部的叶绿素质量浓度存在差异。

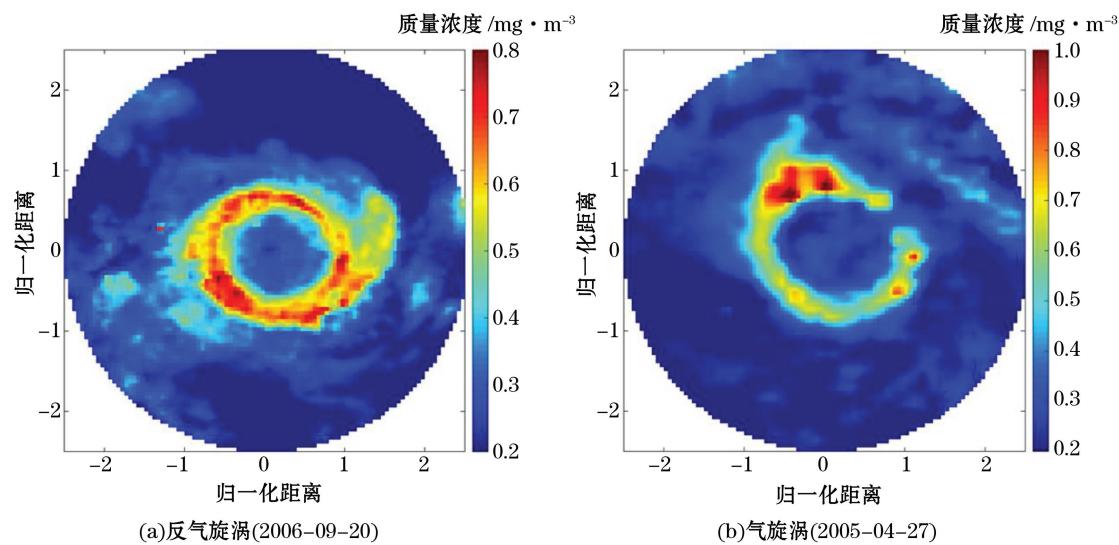


图 7 叶绿素环状结构<sup>②</sup>

Fig.7 Chlorophyll Rings<sup>②</sup>

<sup>②</sup> DONG C M, XU G J, LIU Y, et al. Chlorophyll rings around oceanic eddies, 审稿中.

### 3.6 特殊涡旋:阿拉伯海的大涡

19世纪70年代末期,由英国和美国科学家合作完成的印度洋实验获取了大量索马里海域的实测水文数据,Bruce等对观测资料进行分析发现,每年索马里海盆北部都存在一个巨大的涡旋<sup>[69-70]</sup>。5月初,一支较弱的沿岸流开始形成,并跨越赤道由南向北流动。5月下旬,沿岸的西南季风开始形成,东非沿岸流向北流动,抵达3°N时,开始向赤道回流,形成一个顺时针旋转的反气旋涡。同时在沿岸风的驱动下,一支连续的西边界流(索马里流)开始形成,并继续向北流动。6月,西南季风逐渐增强,最大风速可达14 m/s,最北端可抵达9°N,当索马里海流向北流动,到达5°~10°N时,将产生一个巨大的顺时针旋转的中尺度大涡旋(Great Whirl, GW)<sup>[70-71]</sup>。8—9月,西南季风继续增强,GW进入成熟期,形成一个自身封闭的顺时针环流,此时涡旋内部的海水很少与周围水团进行水体交换。10—11月,西南季风开始减弱,此时GW也随之慢慢消亡,如图8所示<sup>[71-73]</sup>。

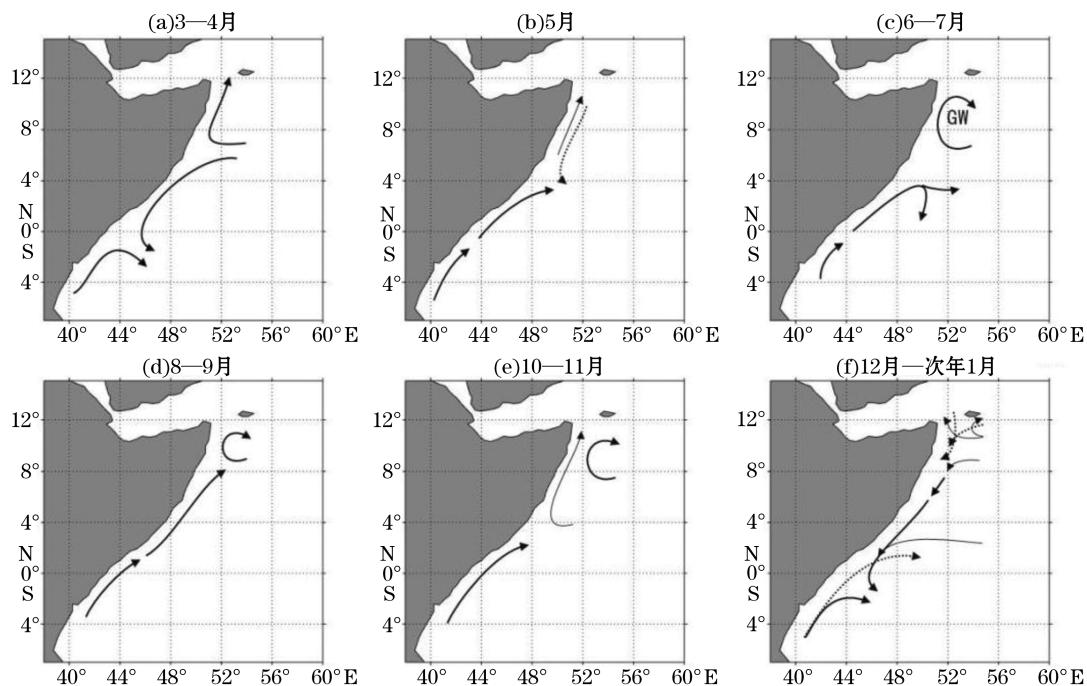


图8 大涡旋生成和发展周期示意图<sup>[73]</sup>

Fig.8 The schematic figure to illustrate the generation, evolving and decaying cycle of a GW<sup>[73]</sup>

关于大涡旋产生机制的研究已有多年,西传的罗斯贝波、索马里岸线45°倾斜、西边界流的不稳定性和Findlater大气急流引起的风应力旋度被众多海洋学者认为是产生大涡旋的几种产生机制<sup>[74-79]</sup>。关于大涡旋的消亡机制,一直备受争议,海洋内部的斜压不稳定、大涡旋与周边涡旋的相互作用、以及罗斯贝波的影响都可能成为大涡旋最终消亡的原因。

由于资料的限制,大涡旋年际变化并未得到充分的研究。卫星高度计资料可以确定大涡旋的中心位置,Beal等人利用1993—2010年共18 a的AVISO卫星高度计资料对大涡旋进行统计分析发现,大涡旋北侧的平均位置接近9°N,涡旋中心的平均位置约为(53°E, 8°N)。大涡旋的平均生命周期约为(166±30) d,在每年的4—6月期间生成,平均生成时间约为每年05-23前后28 d,在每年的11月初消亡,平均消亡时间约在每年11-03前后23 d<sup>[73-74]</sup>。

## 4 结 语

本文介绍了针对欧拉型数据和拉格朗日型数据,海洋涡旋探测和追踪的方法。基于海洋涡旋数据库,对海表面涡旋进行了统计分析,发现涡旋的3种三维结构,还发现涡旋能够影响大气瞬变扰动强度,气旋涡和反气旋涡对于海洋混合层调制作用不同。在拉格朗日框架下计算全球的热盐输运,讨论了涡旋边缘出现叶绿素环状结构分布的动力机制。其中涡旋诱导的输运、混合和次中尺度过程为目前海洋涡旋研究的热点和前沿,仍需更加深入的研究。

### 参考文献(References):

- [1] DONG C M. Oceanic eddy detection and analysis[M]. Beijing: Science Press, 2015. 董昌明. 海洋涡旋探测与分析[M]. 北京:中国科学出版社, 2015.
- [2] DICKEY T, NENCIOLI F, KUWAHARA V, et al. Physical and bio-optical observations of oceanic cyclones west of the island of Hawai'i[J]. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 2008, 55(10-13):1195-1217.
- [3] DONG C M, LIU Y, LUMPKIN R, et al. A scheme to identify explicit loops from trajectories of ocean surface drifters[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2011, 28(9): 1167-1176.
- [4] DONG C, MCWILLIAMS J C, HALL A, et al. Numerical simulation of a synoptic event in the Southern California Bight[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2011, 116(C5): C05018.
- [5] VENEZIANI M, GRIFFA A, GARRAFFO Z D, et al. Lagrangian spin parameter and coherent structures from trajectories released in a high-resolution ocean model[J]. Journal of Marine Research, 2005, 63(4): 753-788.
- [6] GRIFFA A, LUMPKIN R, VENEZIANI M. Cyclonic and anticyclonic motion in the upper ocean[J]. Geophysical Research Letters, 2008, 35(1): L01608, doi:10.1029/2007GL032100.
- [7] LANKHORST M. A self-contained identification scheme for eddies in drifter and float trajectories[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2006, 23(11): 1583-1592, doi:10.1175/JTECH1931.1.
- [8] BERON-VERA F J, OLASCOAGA M J, GONI G J. Oceanic mesoscale eddies as revealed by Lagrangian coherent structures[J]. Geophysical Research Letters, 2008, 35(12): L12603, doi :10.1029/2008GL033957.
- [9] LILLY J M, GASCARD J-C. Wavelet ridge diagnosis of time-varying elliptical application to an oceanic eddy[J]. Nonlinear Processes in Geophysics, 2006, 13(5): 467-483.
- [10] ASHKEZARI M D, HILL C N, FOLLETT C N, et al. Oceanic eddy detection and lifetime forecast using machine learning methods[J]. Geophysical Research Letters, 2016, 43(23): 12234-12241.
- [11] NENCIOLI F, DONG C, DICKEY T, et al. A vector geometry based eddy detection algorithm and its application to high-resolution numerical model products and High-Frequency radar surface velocities in the Southern California Bight[J]. Journal of Atmospheric & Oceanic Technology, 2010, 27: 564-579, doi:10.1175/2009JTECHO725.1.
- [12] OKUBO A. Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularities such as convergences[J]. Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts, 1970, 17(3): 445-454, doi:10.1016/0011-7471(70)90059-8.
- [13] WEISS. The dynamics of enstrophy transfer in two-dimensional hydrodynamics[J]. Nonlinear Phenomena, 1991, 48(2-3): 273-294, doi:10.1016/0167-2789(91)90088-q.
- [14] ISERN-FONTANET J, GARCIA-LADONA E, FONT J, et al. Identification of marine eddies from altimetric maps[J]. Journal of Atmospheric & Oceanic Technology, 2003, 20(5): 772-778.
- [15] PENVEN P, ECHEVIN V, PASAPERA J, et al. Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach[J]. Journal of Geophysical Research, 2005, 110(C10): C10021, doi:10.1029/2005JC002945.
- [16] HENSON S, THOMAS A. A census of anticyclonic eddies in the Gulf of Alaska[J]. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 2008, 55(2): 163-176.
- [17] CHELTON D B, SCHLAX M G, SAMELSON R M. Summertime coupling between sea surface temperature and wind stress in the California Current System[J]. Journal of Physical Oceanography, 2007, 37(3): 495-517.
- [18] CHELTON D B, GAUBE P, SCHLAX M G, et al. The influence of nonlinear mesoscale eddies on near-surface oceanic chlorophyll[J]. Science, 2011, 334(6054): 328-332.

- [19] ARI SADARJOEN I, POST F H. Detection, quantification, and tracking of vortices using streamline geometry[J]. Computers & Graphics, 2000, 24(3): 333-341.
- [20] CHAIGNEAU A, GIZOLME A, GRADOS C. Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns[J]. Progress in Oceanography, 2008, 79(2-4): 106-119, doi:10.1016/j.pocean.2008.10.013.
- [21] BASDEVANT C, PHILIPOVITCH. On the validity of the “Weiss criterion” in two-dimensional turbulence[J]. Physica Section D: Non-linear Phenomena, 1994, 73(1-2): 17-30, doi :10.1016/0167-2789(94)90222-4.
- [22] DOGLIOLI A M, BLANKE B, SPEICH S, et al. Tracking coherent structures in a regional ocean model with wavelet analysis: Application to Cape Basin eddies[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2007, 112: C05043.
- [23] HENSON S, THOMAS A. A census of anticyclonic eddies in the Gulf of Alaska[J]. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 2008, 55(2): 163-176.
- [24] CHELTON D B, SCHLAX M G, SAMELSON R M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies[J]. Progress in Oceanography, 2011, 91(2): 167-216.
- [25] ZHANG C H, LI H L, LIU S T, et al. Automatic detection of oceanic eddies in reanalyzed SST images and its application in the East China Sea[J]. Science China Earth Sciences, 2015, 58(12): 2249-2259.
- [26] MATSUOKA D, ARAKI F, INOUE Y, et al. A new approach to ocean eddy detection, tracking, and event visualization-application to the Northwest Pacific Ocean[J]. Procedia Computer Science, 2016, 80: 1601-1611.
- [27] OLSON D. Rings in the ocean[J]. Earth and Planetary Sciences, 1991, 19(19): 283-311.
- [28] DONG C M, NENCIOLI F, LIU Y, et al. An automated approach to detect oceanic eddies from satellite remotely sensed sea surface temperature data[J]. Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE, 2011, 8:1055-1059.
- [29] LUMPKIN R, PAZOS M. Measuring surface currents with Surface Velocity Program drifters: the instrument, its data, and some recent results[M]//Lagrangian Analysis and Prediction of Coastal and Ocean Dynamics, Cambridge, Eng: Cambridge University Press, 2007: 39-67.
- [30] DONG C M, LIN X Y, LIU Y, et al. Three-dimensional oceanic eddy analysis in the Southern California Bight from a numerical product [J]. Journal of Geophysical Research, 2012, 117(C7): 92-99.
- [31] LIN X Y, DONG C M, CHEN D K, et al. Three-dimensional properties of mesoscale eddies in the South China Sea based on eddy-resolving model output[J]. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papes, 2015, 99: 46-64.
- [32] MA J, XU H M, DONG C M. Atmospheric response to mesoscale oceanic eddies over the Kuroshio Extension: Case analyses of warm and cold eddies in winter[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2014, 38 (3): 438-452. 马静,徐海明,董昌明. 大气对黑潮延伸区中尺度海洋涡旋的响应—冬季暖、冷涡个例分析[J]. 大气科学进展, 2014, 38(3): 438-452.
- [33] MA J, XU H M, DONG C M, et al. Atmospheric responses to oceanic eddies in the Kuroshio Extension region[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2015, 120: 6313-6330.
- [34] FRENGER I, GRUBER N, KNUTTI R, et al. Imprint of Southern Ocean eddies on winds, clouds and rainfall[J]. Nature Geoscience, 2013,6(8): 608-612.
- [35] LINDZEN R, NIGAM S. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1987, 44(17): 2418-2435.
- [36] WALLACE J, MITCHELL T, DESER C. The influence of sea surface temperature on sea surface wind in the eastern equatorial Pacific: Seasonal and interannual variability[J]. Journal of Climate, 1989, 2: 1492-1499.
- [37] KARA A, ROCHFORD P, HURLBURT H. An optimal definition for ocean mixed layer depth[J]. Journal of Geophysical Research, 2000,105(C7): 16803-16821.
- [38] DE BOYER M, MADEC G, FISCHER A, et al. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2004,109(C12): C12003.
- [39] HOLTE J, TALLEY L. A new algorithm for finding mixed layer depths with applications to Argo data and subantarctic mode water formation[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2009, 26(9): 1920-1939.
- [40] BOCCALETTI G, FERRARI R, FOXKEMPER B. Mixed layer instabilities and restratification[J]. Journal of Physical Oceanography, 2007, 37(9): 2228.
- [41] KOUKETSU S, TOMITA H, OKA E, et al. The role of meso-scale eddies in mixed layer deepening and mode water formation in the western North Pacific[J]. Journal of oceanography, 2012, 68(1): 63-77.
- [42] NURSER A, ZHANG J W. Eddy-induced mixed layer shallowing and mixed layer/thermocline exchange[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2000, 105(C9): 21851-21868.
- [43] ZHANG Z G, WANG W, QIU B. Oceanic mass transport by mesoscale eddies[J]. Science, 2014, 345(6194): 322-324.

- [44] SUN W, DONG C, WANG R, et al. Vertical structure anomalies of oceanic eddies in the Kuroshio Extension region[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2017, 122(2): 1476-1496.
- [45] GRACHEV Y, KOSHL Y. Synoptic eddy field in the POLYMODE area[J]. *Polymode News*, 1979, 69: 1-13.
- [46] XU C, SHANG X D, HUANG R X. Horizontal eddy energy flux in the world oceans diagnosed from altimetry data[J]. *Scientific Reports*, 2014(4): 5316.
- [47] ZHANG Y W, LIU Z F, ZHAO Y L, et al. Mesoscale eddies transport deep-sea sediments[J]. *Scientific Reports*, 2014(4): 5937-5937.
- [48] ZHANG W, XUE H, CHAI F, et al. Dynamical processes within an anticyclonic eddy revealed from argo floats[J]. *Geophysical Research Letters*, 2015, 42(7): 2342-2350.
- [49] STAMMER D. On eddy characteristics, eddy transports, and mean flow properties[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1998, 28(4): 727-739.
- [50] QIU B, CHEN S. Eddy-induced heat transport in the subtropical North Pacific from Argo, TMI and altimetry measurements[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2005, 35(20): 458-473.
- [51] VOLKOV, LEE D L, FU T, et al. Eddy-induced meridional heat transport in the ocean[J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(20): L20601.
- [52] WANG W, HUANG R X. Wind energy input to the surface waves[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2004, 34(5): 1276-1280.
- [53] JAYNE S, MAROTZKE J. The oceanic eddy heat transport[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2002, 32(12): 3328-3345.
- [54] DONG C M, MCWILLIAMS J C, LIU Y, et al. Global heat and salt transports by eddy movement[J]. *Nature Communications*, 2013, 5(2): 3294.
- [55] LARGE W, YEAGER S. The global climatology of an interannually varying air-sea flux data set[J]. *Climate Dynamics*, 2009, 33(2-3): 341-364.
- [56] SIEGEL D, COURT D, MENZIES D, et al. Satellite and in situ observations of the bio-optical signatures of two mesoscale eddies in the Sargasso Sea[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2008, 55(10-13): 1218-1230.
- [57] SIEGEL D, PETERSON P, MCGILLICuddy D, et al. Bio-optical footprints created by mesoscale eddies in the Sargasso Sea[J]. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(13): L13608.
- [58] GAUBE P, MCGILLICuddy D, CHELTON D, et al. Regional variations in the influence of mesoscale eddies on near-surface chlorophyll[J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 2014, 119(12): 8195-8220.
- [59] LEHAHN Y, DOVIDIO F, LEVY M, et al. Long range transport of a quasi isolated chlorophyll patch by an Agulhas ring[J]. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(16): 239-255.
- [60] EARLY J, SAMELSON R, CHELTON D. The evolution and propagation of quasigeostrophic ocean eddies[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2011, 41(8): 1535-1555.
- [61] MCGILLICuddy D, ROBINSON A, SIEGEL D, et al. Influence of mesoscale eddies on new production in the Sargasso Sea[J]. *Nature*, 1998, 394(6690): 263-266.
- [62] GAUBE P, CHELTON D, STRUTTON P, et al. Satellite observations of chlorophyll, phytoplankton biomass, and Ekman pumping in nonlinear mesoscale eddies[J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 2013, 118(12): 6349-6370.
- [63] MARTIN A, RICHARDS K. Mechanisms for vertical nutrient transport within a North Atlantic mesoscale eddy[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2001, 48(4-5): 757-773.
- [64] XIU P, CHAI F. Modeled biogeochemical responses to mesoscale eddies in the South China Sea[J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 2011, 116(C10): 1790-1797.
- [65] MIZOBATA K, SAITO S, SHIOMOTO A, et al. Bering Sea cyclonic and anticyclonic eddies observed during summer 2000 and 2001 [J]. *Progress in Oceanography*, 2002, 55(1): 65-75.
- [66] KAHRU M, MITCHELL B, GILLE S, et al. Eddies enhance biological production in the Weddell-Scotia Confluence of the Southern Ocean[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(14): 116-130.
- [67] PETIHAKIS G, TRIANTAFYLLOU G, KORRES G, et al. Ecosystem modelling: Towards the development of a management tool for a marine coastal system part-II, ecosystem processes and biogeochemical fluxes[J]. *Journal of Marine Systems*, 2012, 94(8): e42247.
- [68] GODØO, SAMUELSEN A, MACAULAY G, et al. Mesoscale eddies are oases for higher trophic marine life[J]. *PloS One*, 2012, 7(1): e30161.
- [69] BRUCE J, FIEUX M, GONELLA J. A note on the continuance of the Somali eddy after the cessation of the Southwest monsoon[J]. *Oceanologica Acta*, 1981, 4(1): 7-9.
- [70] BRUCE J. Eddies off the Somali Coast during the Southwest Monsoon[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1979, 84(C12): 7742-7748.
- [71] SCHOTT A, JULIAN P. The monsoon circulation of the Indian Ocean[J]. *Progress in Oceanography*, 2001, 51(1): 1-123.

- [72] SCHOTT A. Monsoon response of the Somali Current and associated upwelling[J]. Progress in Oceanography, 1983, 12(3): 357-381.
- [73] BEAL L, DONOHUE K. The Great Whirl: Observations of its seasonal development and interannual variability[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2013, 118(1): 1-13.
- [74] BEAL L, HORMANN V, LUMPKIN R, et al. The response of the surface circulation of the Arabian Sea to monsoonal forcing[J]. Journal of Physical Oceanography, 2013, 43(9): 2008-2022.
- [75] WIRTH A, WILLEBRAND J, SCHOTT F. Variability of the Great Whirl from observations and models[J]. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 2002, 49(7): 1279-1295.
- [76] MCCREARY J, KUNDU P. A numerical investigation of the Somali Current during the Southwest Monsoon[J]. Journal of Marine Research, 1988, 46(1): 25-58.
- [77] LUTHER M, O'BRIEN J. Modelling the variability of the Somali Current[J]. Elsevier Oceanography Series, 1989, 50: 373-386.
- [78] FINDLATER J. A major low-level air current near the Indian Ocean during the northern summer[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1969, 95(404): 362-380.
- [79] RAO R, KUMAR G, RAVICHANDRAN M, et al. Interannual variability of Kelvin wave propagation in the wave guides of the equatorial Indian Ocean, the coastal Bay of Bengal and the southeastern Arabian Sea during 1993—2006[J]. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 2010, 57(1): 1-13.

## Automated Eddy Detection Using Geometric Approach, Eddy Datasets and Their Application

DONG Chang-ming<sup>1</sup>, JIANG Xing-liang<sup>1</sup>, XU Guang-jun<sup>1,2</sup>, JI Jin-lin<sup>2,3</sup>,  
LIN Xia-yan<sup>2,4</sup>, SUN Wen-jin<sup>1</sup>, WANG Sen<sup>1</sup>

(1. Oceanic Modeling and Observation Laboratory, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China; 2. State Key Laboratory of Satellite Ocean Environment Dynamics, Second Institute of Oceanography, SOA, Hangzhou 310012, China; 3. College of Ocean and Earth Sciences, Xiamen University, Xiamen 361101, China; 4. Ocean College, Zhejiang University, Zhoushan 316021, China)

**Abstract:** Last decade has witnessed quick development in the oceanic eddy detection and analysis, which has become one of the hot topics in the oceanography community. This paper presents a series of Euler automated eddy detection methods based on SSHA (sea surface height anomaly) and SST (sea surface temperature), and a series of Lagrangian automated eddy detection methods based on global drifter data. The three-dimensional automated eddy detection method is based on the Euler methods. The methods are developed by the authors and their collaborators during the recent years and they build an eddy datasets based on the results from the automated eddy detection methods mentioned above. The application of the datasets are also discussed: the study of eddy statistical analysis in the Kuroshio extension area and South California Bay; the study of atmospheric responses to oceanic eddies in mid-latitude by dynamic synthesis and band-pass filtering in the case of two warm and cold mesoscale eddies in the Kuroshio extension area; the study of eddy-modulated surface mixed layer by analyzing the three-dimensional structure of synthetic cyclonic eddy and anticyclonic eddy in the Kuroshio extension area which are given by synthetic analysis method; the studies of eddy-induced transports, effects of eddies on chlorophyll concentrations and the large eddy in the Arabian Sea.

**Key words:** automated eddy detection; eddy datasets; eddy analysis

**Received:** December 5, 2016