

东海黑潮流量的年际和年代际变化*

齐继峰^{1,2,3} 尹宝树^{1,2} 杨德周^{1,2} 徐振华^{1,2}

(1. 中国科学院海洋研究所 青岛 266071; 2. 中国科学院海洋环流与波动重点实验室 青岛 266071;
3. 中国科学院大学 北京 100049)

提要 本文基于日本气象厅 1956—2005 年间在东海 PN 断面获得的观测资料, 结合 NCEP 风场资料, 研究了东海黑潮流量的年际和年代际变化特征, 并探讨了西北太平洋风场和太平洋年代际振荡(PDO)对黑潮流量年际和年代际变化的影响。结果表明, 东海黑潮流量基本服从正态分布, 主要集中在 19—33Sv 范围内, 其多年平均值为 24.30Sv(1Sv=10⁶m³/s); 季平均、冬、夏季黑潮流量都存在着显著的年际和年代际变化。东海黑潮流量输送具有长期的线性增强趋势, 在 1956—2005 年间它们分别增加了 8.73Sv、9.86Sv 和 9.38Sv。相关与合成分析结果表明, 黑潮源区和东海黑潮流域上空的经向风异常是黑潮流量年际变化的重要影响因素, 而 PDO 则对黑潮流量的年代际变化有重要作用。

关键词 东海; 黑潮; 经向风; 年际变化; 年代际变化

中图分类号 P731 **doi:** 10.11693/hyhz20140100025

黑潮是北太平洋的西边界流, 也是世界著名的洋流之一。它起源于菲律宾以东海域, 沿台湾以东流向东北进入东海, 然后穿越吐噶喇海峡流出东海, 最终经日本以南海域汇入北太平洋。黑潮具有流速强、流量大、高温、高盐等特性, 将低纬度海域的高温、高盐水输送到中纬度区域, 从而成为影响北太平洋海洋环境和气候变化的重要因素。通常, 将流经冲绳海槽区段的黑潮称之为东海黑潮。东海黑潮的存在与变异, 不仅直接影响整个东海及其邻近海域的环流系统和水文状况, 而且对我国东南沿海地区的海洋生态环境、渔业资源等均有显著影响。此外, 东海黑潮流量的年际变化直接影响我国夏季的大气环流和降水(黄荣辉, 1996)。因此, 深入开展黑潮变异机制研究既有重要的学术意义, 又有明显的现实意义。

自 20 世纪 80 年代以来, 国内外学者对东海黑潮流量的基本特征和变化规律进行了许多研究, 取得了许多有益的研究成果。管秉贤(1982)基于 1955—1979 年间的调查资料, 发现东海黑潮流量具有春夏季大、秋冬季小的特征, 而 Yuan 等(1994)根据

1986—1992 年的中日黑潮联合调查资料得出, 东海黑潮流量夏季最大, 秋季最小。Ichikawa 等(1993)也认为黑潮流量夏季最大。不仅如此, 黑潮流量的季节变化还存在年际差异。刘勇刚等(1998, 1999, 2000)认为, 在 1992—1994 年间, 东海黑潮流量夏季最大, 秋季最小, 但在 1995 年却变为春季最大, 夏季最小。此外, 东海黑潮流量还存在明显的年际变化。但由于所用的资料不同, 得到的结果存在较大差异。例如, 张兴法(1981)认为, 东海黑潮流量的主要周期为 3a 和 8—9a, 而 Saiki(1982)却认为, 黑潮流量的主周期为 8a 和 5.5a。后来, 汤毓祥等(1994)用稍多一些的资料得出, 东海黑潮流量的主周期为 1.8a 和 8a。由于黑潮热输送变异对我国夏季降水有重要影响(翁学传等, 1996; 张启龙等, 1999), 因此东海黑潮热输送的基本特征和变化规律也已引起了人们的重视。张启龙等(2008)和 Zhang 等(2012)认为, 东海黑潮热输送存在显著的年际和年代际变化, 并在 1976 年前后经历了一次气候跃变。

受资料的限制, 以往的研究大都集中在黑潮的

*中科院创新项目, KZCX2-EW-209 号; 中科院先导专项 A 项目, XDA11020104 号, XDA11020305 号; 全球变化和海气相互作用(专项国际合作项目), GASI-03-01-01-02 号。齐继峰, 博士研究生, E-mail: qijifeng80@163.com

通讯作者: 尹宝树, 博士生导师, 研究员, E-mail: bsyin@qdio.ac.cn

收稿日期: 2014-01-15, 收修改稿日期: 2014-02-24

季节和年际变化方面,而对黑潮年代际和长期变化的研究却极少。在年际和年代际尺度上,黑潮流量的季节差异如何?其驱动机制是什么?这些科学问题迄今尚不清楚,值得深入研究。显然,利用更长时间序列的观测资料分析东海黑潮流量的长期变化规律,对预报黑潮变异并研究其对我国近海海洋环境和气候的影响具有重要的科学意义。本文拟利用东海 PN 断面的长期观测资料和 NCEP 风场数据,系统研究东海黑潮流量的年际和年代际变化特征以及长期变化趋势,并探讨风场和 PDO 对黑潮流量的影响,以期研究西北太平洋变异对我国近海海洋环境的影响提供科学依据。

1 资料与分析方法

本文采用藤原伊佐美(1981)和日本长崎气象台计算得出的 1956—2005 年春、夏、秋、冬四季通过 PN 断面的黑潮流量(图 1),计算零面取为 $700 \times 10^2 \text{hPa}$ 。PN 断面位于东海琉球群岛的冲永良部岛西北方(图 1),呈西北、东南走向(西起 $30^\circ 30' \text{N}$, $124^\circ 30' \text{E}$,东至 $27^\circ 30' \text{N}$, $128^\circ 15' \text{E}$,与纬度成 37° 交角),横切冲绳海槽,与黑潮主轴垂直,是东海黑潮中观测最系统的标准断面,故而对研究东海黑潮流速和流量变化特征极具代表性。

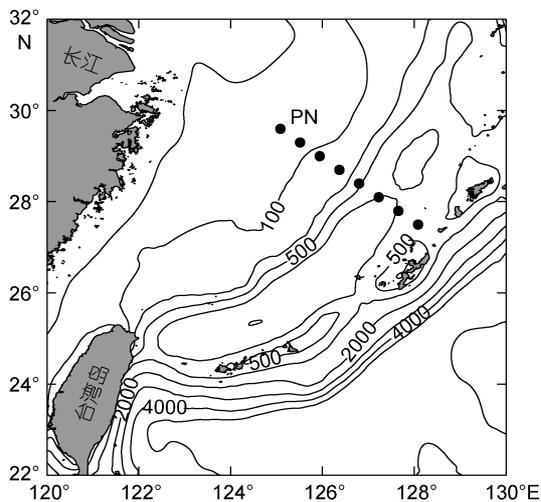


图 1 PN 断面示意图,等值线为水深
Fig.1 The location of the PN section

本文选用了 1955 年 1 月至 2005 年 12 月间美国国家环境预报中心(NCEP)发布的全球再分析风场资料。该资料是将用不同手段获得的气象观测资料进行同化处理研制而成的全球气象资料数据库,其中包括 17 层(1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250,

200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10hPa)的风速、温度、相对湿度以及位势高度等大气环境参数,网格点数为 144×73 ,水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$,资料覆盖范围为: $90^\circ \text{N}—90^\circ \text{S}$, $0^\circ \text{E}—357.5^\circ \text{E}$ 。本文选用了西北太平洋 ($0^\circ \text{N}—50^\circ \text{N}$, $100^\circ \text{E}—180^\circ \text{E}$)850hPa 风场资料。

本文使用了美国华盛顿大学提供的太平洋年代际振荡(PDO)指数。PDO 指北太平洋 20°N 以北的月平均 SST 异常进行经验正交函数分析 EOF 所得到的第一模态的时间系数,当北太平洋中部 SST 异常冷而北美西岸 SST 异常暖,且北太平洋海平面气压(SLP)异常低时,相应的 PDO 指数为正值,称 PDO 暖相位,反之 PDO 指数则为负值,称 PDO 冷位相,该指数能较好地反映北太平洋大尺度海洋年代际变化特征。

文中还运用最大熵谱分析法分析黑潮流量的主要变化周期,利用逐步回归分析法研究黑潮流量的长期变化趋势,并用相关分析法探讨风场和 PDO 对黑潮流量的影响。

2 东海黑潮流量的基本特征与季节差异

为了便于论述黑潮流量的基本特征,表 1 给出了 1956—2005 年间东海黑潮流量的统计结果。可以看到,黑潮流量的多年季平均(即春、夏、秋、冬四个季节代表月的平均)值为 24.30Sv ($1 \text{Sv} = 10^6 \text{m}^3/\text{s}$),标准差为 3.58Sv 。但流量的季节变幅相对较小,基本呈现为夏季大、秋季小的季节特征,这与 Yuan 等(1994)的结果较为一致。而且,从图 2 可以看到,黑潮流量基本服从正态分布,流量值主要集中在 $19—33 \text{Sv}$ 范围内,其中 $27—28 \text{Sv}$ 流量值出现的频率最高,在 178 次的观测中共出现了 21 次。

另一方面,从表 1 还可看出,黑潮流量的季平均最大值为 30.83Sv ,出现在 2005 年,而最小值为 16.56Sv ,见于 1957 年。在四个季节中,最大流量值冬季最大,为 35.10Sv (2002 年),夏季次之,为 33.70Sv (2005 年),而春、秋季最小,均为 33.10Sv ,分别出现在 1977 年和 2005 年;最小流量值冬季最小,为 6.70Sv (1974 年),夏季次之,为 11.87Sv (1968 年),而春、秋季最大,分别为 20.20Sv 和 18.30Sv ,分别见于 1993 年和 1974 年。这表明,东海黑潮流量的年际变化幅度非常大,其中,季平均最大变幅高达 14.27Sv ,而在四个季节中,冬季流量的变幅最大,最大变幅高达 28.40Sv ,超过了多年平均值,其次为夏季,为 21.83Sv ,而秋季和春季均较小,分别为 14.80Sv 和 12.90Sv 。

表 1 PN 断面黑潮流量(单位: Sv)
Table 1 Kuroshio volume transport on the PN section (in Sv)

项目	多年平均	标准偏差	最大值	最大值时间	最小值	最小值时间	最大变幅
冬季	24.73	5.79	35.10	2002	6.70	1974	28.40
春季	24.97	3.45	33.10	1977	20.20	1993	12.90
夏季	25.91	4.97	33.70	2005	11.87	1968	21.83
秋季	24.27	3.72	33.10	2005	18.30	1974	14.80
季平均	24.30	3.58	30.83	2005	16.56	1957	14.27

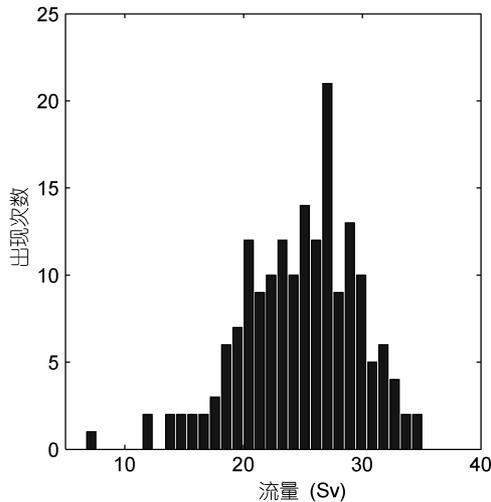


图 2 1956—2005 年间黑潮流量频率分布
Fig.2 The frequency distribution of the Kuroshio volume transport (KVT) through section PN during 1956—2005

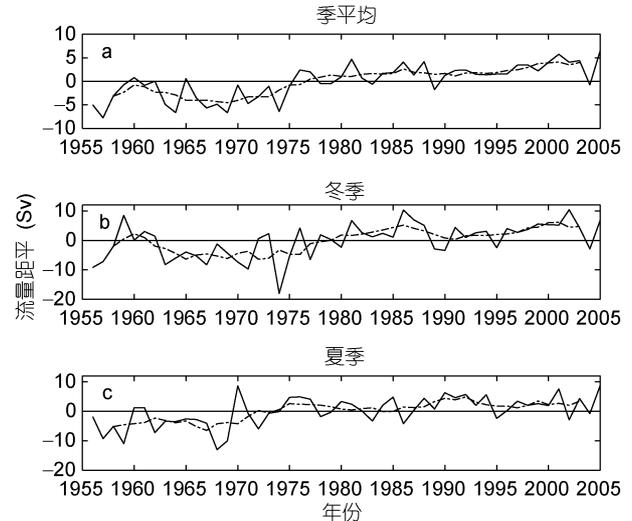


图 3 黑潮流量距平年际变化(实线)和年代际变化(虚线)
Fig.3 Inter-annual (solid line) and inter-decadal variations (dashed line) of the KVT anomalies

3 东海黑潮流量的年际变化

为了全面揭示东海黑潮流量的年际变化, 本节首先论述季平均流量的年际变化, 然后再讨论冬、夏季流量年际变化的差异。

3.1 季平均黑潮流量的年际变化

图 3a 为东海黑潮季平均流量距平的年际变化(实线)。可以看到, 黑潮流量的年际变化较为显著。其中, 在 1976 年以前, 流量多为负距平, 而在 1976 年以后则多为正距平; 最大正距平为 6.53Sv, 出现在 2005 年, 而最大负距平则为 -7.74Sv, 见于 1957 年, 两者相差 14.27Sv。

依据各年流量距平值与其多年平均值的标准偏差, 可将东海黑潮流量正距平值大于标准差($\sigma=3.58$)的年份定义为强年, 而将负距平值小于负标准偏差($\sigma=3.58$)的年份定义为弱年。于是, 1981, 1986, 1988, 2000, 2001, 2002, 2003 和 2005 年皆为黑潮流量的强年, 而 1956, 1957, 1963, 1964, 1967, 1968, 1969, 1971 和 1974 年则为黑潮流量的弱年。显然, 黑潮流量的强年主要发生在 1976 年以后, 而弱年则多发生在

1976 年以前。这意味着, 黑潮流量可能在 1976 年前后发生了一次气候跃变。这一问题将在下一节专门讨论。

为了进一步了解东海黑潮流量的年际振荡周期, 我们对黑潮季平均流量距平序列进行了最大熵谱分析。结果表明: 黑潮季平均流量的主周期依次为 5.3a、24.9a 和 3.6a。显然, 黑潮流量不仅存在着 3—5a 的年际变化, 而且还具有约 25a 的年代际变化, 这些变化周期与张兴法、Saiki 和汤毓祥等人所得结论有明显的不同, 这可能与研究资料时间序列长短有关。黑潮流量 3—5a 的振荡周期, 与 ENSO 和黑潮大弯曲的主周期相近(余帆, 2008)。

3.2 冬、夏季黑潮流量的年际变化

如图 3b、c 所示, 黑潮流量的年际变化具有明显的季节差异。其中, 冬季流量的最大正距平为 10.37Sv, 出现在 2002 年, 而最大负距平为 -18.03Sv, 发生在 1974 年, 两者相差 28.40Sv; 夏季流量的最大正距平为 8.76Sv, 最大负距平为 -13.04Sv, 分别发生在 2005 年和 1968 年, 两者相差 21.80Sv。显然, 冬季黑潮流量的年际变化强于夏季。最大熵谱分析结果表明, 冬

季流量的主周期依次为 2.7a、20a 和 3.5a，而夏季流量的主周期则为 14.7a、3a 和 5.1a。这表明，在年际尺度上，冬、夏季黑潮流量的振荡周期有所不同，前者为 2a 和 3.5a，而后者则为 3a 和 5a。由此可见，冬季黑潮流量的年际振荡强度和频率皆高于夏季。

根据前面介绍的判别方法，分别确定出冬、夏季黑潮流量的强年和弱年。其中，1959、1981、1986、1987、2002 和 2005 年为冬季流量的强年，而 1956、1957、1963、1964、1967、1970、1971、1974 和 1977 年则为其弱年；1970、1990、1992、1994、2001 和 2005 年为夏季流量的强年，而 1957、1958、1959、1962、1968、1969 和 1972 则为其弱年。由此可见，冬、夏季流量的强年(或弱年)皆存在着较大差异。

4 东海黑潮流量的年代际和长期变化

本节重点分析东海黑潮流量的年代际变化特征和长期变化趋势。同样，先分析季平均流量的变化情况，然后再讨论冬、夏季流量的变化差异。

4.1 年代际变化

图 3 中虚线为经 5 年滑动平均滤波后得到的季平均和冬、夏季东海黑潮流量的年代际变化曲线。如图 3 所示，黑潮季平均流量的年代际变化较为显著，在 20 世纪 70 年代中期以前，季平均流量多为负距平，即黑潮偏弱；而在 70 年代中期以后则多为正距平，即黑潮偏强。从前面的分析可知，黑潮季平均流量的年代际变化周期约为 25a。那么，在 20 世纪 70 年代中期前后黑潮是否经历了一次气候跃变？为此，本文采用滑动的 t 检验法(丁裕国等, 1998)，对黑潮季平均流量距平序列进行诊断分析。结果表明，1976 年的 t 统计值为 5.770，超过了 0.01 的信度(2.878)检验。因此可以认为，东海黑潮季平均流量在 1956—2005 年的 50 年间于 1976 年前后经历了一次由弱到强的气候跃变。在跃变前的 1956—1976 年间，黑潮流量偏少，其距平平均值为 $-3.0Sv$ ，而在跃变后的 1977—2005 年间，黑潮流量则偏强，其距平平均值为 $2.17Sv$ 。这与西太平洋暖池和北太平洋 SST 的年代际气候跃变发生的时间相吻合(于淑秋等, 2002; 张启龙等, 2004)。

此外，由图 3 还可看出，虽然冬、夏季黑潮流量的年代际变化趋势与季平均流量较为一致，但两者间仍然存在许多差异。首先，在变化周期方面，冬季流量的年代际变化周期为 20a，与季平均流量较为接近，而夏季则为 14.7a，与季平均流量相差甚远；其次，在气候跃变时间方面，冬季流量在 1976 年前后

发生了一次气候跃变，与季平均流量相同，而夏季流量却在 1970 年前后发生了气候跃变，不同于季平均和冬季流量。

4.2 长期变化趋势

综上所述可知，东海黑潮流量不仅具有显著的年际变化，而且还有明显的年代际变化。那么，东海黑潮流量的长期变化趋势如何？为此，本文利用逐步回归分析法来讨论这个问题。

将 1956—2005 年间的季平均、冬季和夏季东海黑潮流量时间序列分别视为由时间 t 为自变量构成的一些简单函数的线性组合(丁裕国等, 1998)，即：

$$f(t) = c_0 + c_1t + c_2t^2 + c_3t^3 + c_4t^4 + c_5t^{1/2} + c_6t^{-1} + c_7t^{-1/2} + c_8t^{-2} + c_9e^{-t} + c_{10} \ln t \quad (1)$$

其中， t 是以年为单位的时间变量，起始时间为 1956 年，即 $t=1, 2, 3, \dots, 50$ ； $c_0 - c_{10}$ 为回归系数。

根据式(1)，利用逐步回归分析法分别对季平均、冬季和夏季黑潮流量进行求解。经过逐步计算，得到了季平均、冬季和夏季东海黑潮流量的最佳回归方程，分别如下：

$$\text{季平均流量: } f(t) = 19.76 + 0.1781t \quad (2)$$

$$\text{冬季流量: } f(t) = 19.52 + 0.2012t \quad (3)$$

$$\text{夏季流量: } f(t) = 20.03 + 0.1914t \quad (4)$$

由式(2)—(4)可知，季平均、冬季和夏季东海黑潮流量的长期变化趋势近似为一线性函数，这表明黑潮流量在最近 50 年间整体上呈现为明显的线性上升趋势。图 4 给出了各黑潮流量的长期变化趋势曲线(虚

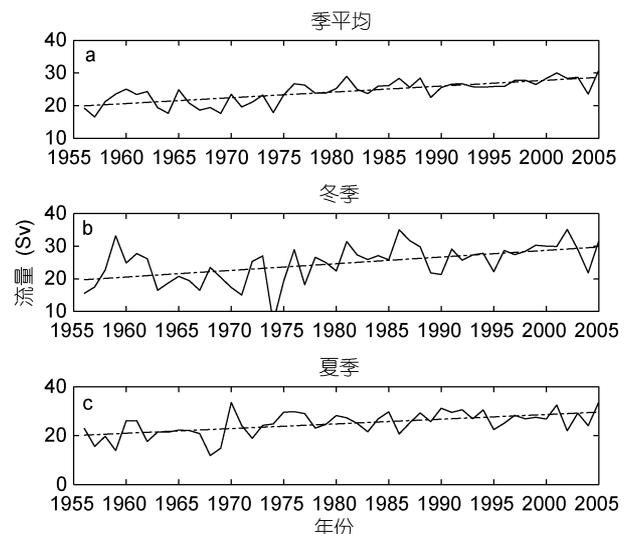


图 4 东海黑潮流量输送的年际变化和长期变化趋势(虚线)
Fig.4 The inter-annual variations (solid line) and long-term trend (dash line) of the KVT in the East China Sea

线为长期变化趋势，实线为实测流量的年际变化)。显然，自 20 世纪 50 年代中期以来，东海黑潮流量处于缓慢的递增趋势。在 1956—2005 年间，季平均、冬季和夏季黑潮流量分别增加了 8.73Sv、9.86Sv 和 9.38Sv。显然，冬季流量的增幅最大，夏季次之，而季平均最小。

5 讨论

由以上分析可知，东海黑潮流量具有较显著的年际和年代际变化，而且这些变化都存在明显的季节差异。本节将重点讨论引起这些变化的驱动机制。

管秉贤(1982)认为，北太平洋夏威夷群岛邻近海域的风应力旋度与黑潮流量变化存在较好的遥相关，即当风应力旋度增大时，黑潮流量增强；反之则减弱。姚静娴等(1992)指出，西北太平洋上空风应力场变异会引起海平面的起伏，进而影响北赤道流强度的改变，最终导致东海黑潮流量发生变化。余帆(2008)的研究结果表明，东海黑潮表层流量不仅受到局地风的影响，还受到北太平洋内区(20°N—28°N, 150°E—130°W)的非局地风的影响。但应指出的是，以往的研究主要集中在黑潮年平均流量的变异机制方面，而对冬、夏季黑潮流量的驱动机制却很少涉及。因此，本文重点探讨冬、夏季东海黑潮流量年际和年代际变化的可能原因。

5.1 年际变化的可能原因

已有研究表明，经向风应力对年平均黑潮流量变化具有重要影响。于是，本文利用西北太平洋 850hPa 风场资料来探讨经向风异常对冬、夏季东海黑潮流量年际变化的影响。结果表明，夏季东海黑潮流量与同年 6 月份的经向风异常具有很好的相关性(图 5a)，其中在黑潮源区的菲律宾附近和东海黑潮流域存在着较高的正相关区，相关系数都在 0.40 以上，最大值出现在菲律宾以东海域，为 0.60(超过了 99% 的信度检验)。图 5b 是冬季黑潮流量与上一年 12 月份经向风异常间的相关场。可以看到，在台湾以东海域存在一个较高的负相关区，最大值为-0.36(超过了 99% 的信度检验)。管秉贤(1982)研究发现北太平洋副热带上空风应力涡度变化对东海黑潮流量的变动存在着约一年的超前影响，与本文结论有所不同。

为进一步研究经向风异常对黑潮流量的影响，本文分别对夏季黑潮流量强年和冬季黑潮流量弱年的经向风异常进行合成分析，结果如图 6 所示。不难看出，在黑潮流量强年的 6 月份，黑潮流域上空盛行

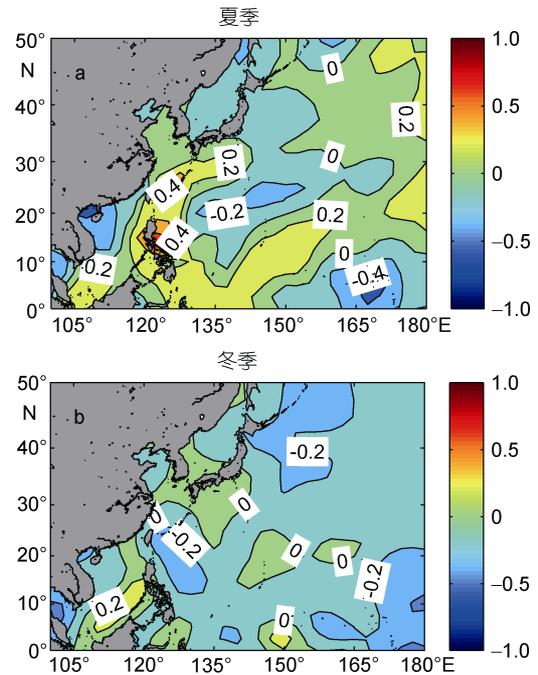


图 5 东海黑潮流量与经向风的相关系数分布
a. 夏季东海黑潮流量与 6 月经向风间的相关场; b. 冬季黑潮流量与上年 12 月经向风间的相关场

Fig.5 Distribution of correlation coefficients between the KVT and meridional wind anomaly fields: a: summer KVT and meridional wind anomaly in June; b: winter KVT and meridional wind anomaly in December of the previous year

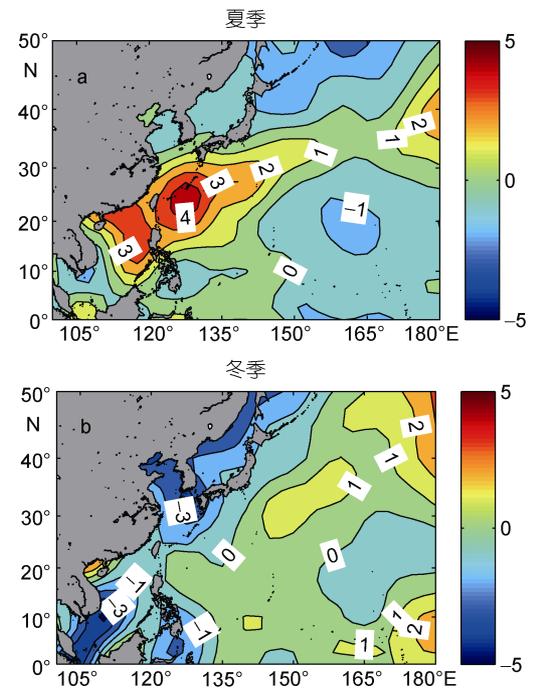


图 6 东海黑潮流量强(a)、弱年(b)经向风距平场
a. 6 月经向风距平; b. 12 月经向风距平

Fig.6 Distributions of meridional wind anomalies in stronger KVT years (a: in June) and weaker KVT years (b: in December)

偏南风(正异常), 强南风区(距平值大于 4m/s)出现在台湾以东海域(图 6a); 在冬季黑潮流量弱年的上一年 12 月份, 东海及其邻近海域皆盛行偏北风(负异常), 强北风区(距平值小于 -3m/s)位于东海及其邻近海域(图 6b)。可从物理意义上解释经向风异常对黑潮流量的具体影响过程。夏季, 当台湾以东上空盛行偏南风时, 风向与黑潮的流向一致, 有利于黑潮流速增强, 从而导致黑潮流量增大; 冬季, 东海上空盛行偏北风时, 风向与黑潮的流向相反, 使得黑潮流速变弱, 从而导致黑潮流量减小。如果从地理位置上将东海上空的经向风称作局地风, 而将黑潮源区(从菲律宾以东至台湾以东区域)上空的经向风视为非局地风的话, 那么东海黑潮流量的年际变异既受局地风的影响, 又受非局地风的作用。比较而言, 夏季黑潮流量的年际变化主要是由局地和而非局地风异常共同引起的, 而冬季黑潮流量的年际变化则可能与局地风异常有关。这与管秉贤(1982)、姚静娴和王宗山(1992)等关于局地风和非局地风影响区域的结论有所不同。

5.2 年代际变化的可能原因

张启龙等(2008)的研究发现, 东海黑潮的热输送与太平洋年代际振荡(PDO)有较好的相关性。那么, 冬、夏季东海黑潮流量是否也与 PDO 有联系? 为此, 我们分别对冬、夏季流量与各月 PDO 指数进行了超前与滞后相关分析。结果表明, 上一年冬季(2月)PDO 指数与当年冬季流量距平间存在着较密切的正相关, 相关系数为 0.45, 而经过 5 年滑动平均后两者间的相关系数高达 0.75, 均超过了 99% 的信度检验; 春初(3月)PDO 指数与当年夏季流量距平间的相关系数为 0.35, 而经过 5 年滑动平均后两者间的相关系数为 0.56, 也超过了 99% 的信度检验。图 7 分别给出了冬季(2月)和春初(3月)PDO 指数的年际和年代变化曲线。对比图 7a 和图 3b 可知, 冬季 PDO 指数的年代际变化趋势与黑潮流量比较一致, 而初春 PDO 指数的年代际变化(图 7b)与夏季黑潮流量(图 3c)较一致。这似乎表明, PDO 对冬季黑潮流量的年代际变化具有约一年的超前影响, 而对夏季黑潮流量则有 4—5 个月的超前影响。但其具体的影响过程拟另文讨论。

6 结论

本文利用日本气象厅 1956—2005 年间在 PN 断面获得的观测资料, 并结合 NCEP 风场数据, 研究了东海黑潮流量的年际、年代际和长期变化特征及其季节差异, 并探讨了冬、夏季黑潮流量的年际和年代际

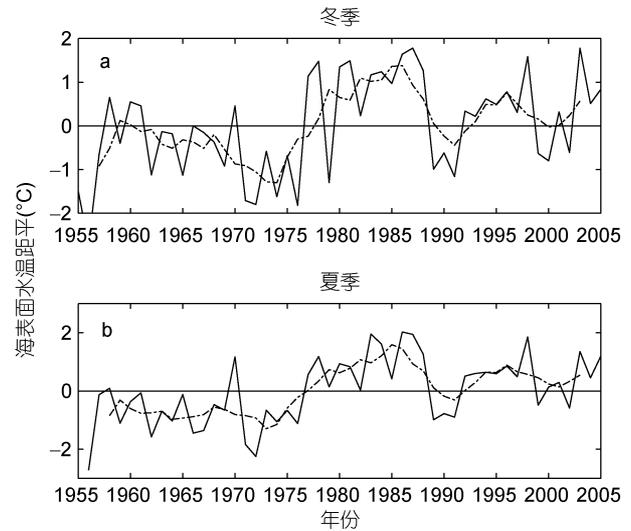


图 7 冬季和夏季的 PDO 指数年际(实线)和年代际变化(虚线, 5 年滑动平均)

Fig.7 The inter-annual (solid line) and inter-decadal variations (bashed line) of the Pacific Decadal Oscillation index in winter and summer

变化机制, 得到的研究结果主要如下。

(1) 东海黑潮流量基本服从正态分布, 流量主要集中在 $19\text{—}33\text{Sv}$ 范围内, 其多年平均值为 24.30Sv 。流量的季节变化主要表现为夏强(25.91Sv)秋弱(24.27Sv)。但在四个季节中, 黑潮流量的年际变幅夏季最大, 冬季次之, 春、秋季最小。

(2) 东海黑潮季平均流量具有 3—5 a 的年际变化, 而冬、夏季黑潮流量的年际变化有所不同。冬季流量的主周期为 2.7a 和 3.5a, 而夏季流量则为 3a 和 5.1a。相关与合成分析表明, 夏季黑潮流量的年际变化主要是由同年 6 月黑潮流域经向风异常引起的, 而冬季黑潮流量的年际变化则可能与上一年 12 月份的东海局地经向风异常有关。

(3) 东海黑潮季平均流量具有明显的年代际变化, 并在 1976 年前后经历了一次由弱到强的气候跃变。比较而言, 冬季黑潮流量的年代变化和气候跃变时间与季平均黑潮流量比较一致, 而夏季黑潮流量却与之不同。相关分析表明, 冬季黑潮流量的年代际变化主要是由上一年冬季的 PDO 引起的, 而夏季黑潮流量的年代际变化则与当年春初的 PDO 有关。

(4) 自 20 世纪 50 年代中期以来, 季平均、冬季和夏季东海黑潮流量皆呈现较强的线性增强趋势。在 1956—2005 年间, 各流量分别增加了 8.73Sv 、 9.86Sv 和 9.38Sv 。显然, 冬季流量的增幅最大, 夏季流量次之, 季平均流量最小。

参 考 文 献

- 丁裕国, 江志红, 1998. 气象数据时间序列信号处理. 北京: 气象出版社, 18—50
- 于淑秋, 林学椿, 2002. 北太平洋海洋的气候跃变及其对气候效应. 热带气象学报, 18(4): 265—275
- 刘勇刚, 袁耀初, 1998. 1992 年东海黑潮的变异. 海洋学报, 20(6): 1—11
- 刘勇刚, 袁耀初, 1999. 1993 和 1994 年东海黑潮的变异. 海洋学报, 21(3): 15—29
- 刘勇刚, 袁耀初, 2000. 1995 年东海黑潮的变异. 海洋学报, 22(增刊): 39—51
- 汤毓祥, 林葵, 田代知二, 1994. 关于东海黑潮流量某些特征的分析. 海洋与湖沼, 25(6): 643—651
- 余帆, 2008. 东海黑潮上层环流季节、年际变化与局地风应力的关系. 青岛: 中国海洋大学硕士学位论文, 42—45
- 张兴法, 1981. 东海黑潮强度的长周期变化与西北太平洋副热带高压关系的研究. 海洋研究, 1: 26—29
- 张启龙, 侯一筠, 齐庆华等, 2008. 东海黑潮热输送变异与径向风异常. 海洋科学进展, 26(2): 126—134
- 张启龙, 翁学传, 侯一筠等, 2004. 西太平洋暖池表层暖水的纬向运移. 海洋学报, 26(1): 33—39
- 张启龙, 翁学传, 程明华, 1999. 华北地区汛期降水与热带西太平洋暖池和黑潮的关系. 高原气象, 18(4): 575—583
- 姚静娴, 王宗山, 1992. 北太平洋环流与风应力场关系的初步探讨. 海洋学报, 14(4): 124—127
- 翁学传, 张启龙, 杨玉玲等, 1996. 东海黑潮热输送及其与黄淮平原区汛期降水的关系. 海洋与湖沼, 27(3): 237—245
- 黄荣辉, 1996. 中国气候灾害的分布和变化. 北京: 气象出版社, 1—20
- 管秉贤, 1982. 东海黑潮流量的变动及其原因分析. 中国海洋湖沼学会水文气象学会学术会议(1980)论文集. 北京: 科学出版社, 103—116
- 藤原伊佐美, 1981. 東シナ海の海況. 海洋科学, 13(4): 264—270
- Ichikawa H, Beardsley R C, 1993. Temporal and spatial variability of volume transport of the Kuroshio in the East China Sea. Deep-Sea Res I, 40(3): 583—605
- Saiki M, 1982. Relation between the geostrophic flux of the Kuroshio in the eastern China Sea and its large meanders in south of Japan. Oceanogr Mag, 32(1—2): 11—18
- Yuan Y, Pan Z, Kaneko A *et al*, 1994. Variability of the Kuroshio in the East China Sea and the currents east of the Ryukyu Islands. Proceedings of China-Japan JSCRK. Qingdao: China Ocean Press, 121—144
- Zhang Q, Hou Y, Yan T, 2012. Interannual and interdecadal variability in the Kuroshio heat transport in the East China Sea. Int J Climatol, 32(4): 481—488

THE INTER-ANNUAL AND INTER-DECADAL VARIABILITY OF THE KUROSHIO VOLUME TRANSPORT IN THE EAST CHINA SEA

QI Ji-Feng^{1,2,3}, YIN Bao-Shu^{1,2}, YANG De-Zhou^{1,2}, XU Zhen-Hua^{1,2}

(1. Institute of Oceanology, Chinese Academy of Science, Qingdao 266071, China; 2. Key Laboratory of Ocean Circulation and Waves, Chinese Academy of Science, Qingdao 266071, China; 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract Based on long-time temperature and salinity data of 1956 to 2005 along the PN section provided by Japan Meteorological Agency and the reanalysis wind data by National Centers for Environmental Prediction (NCEP), the inter-annual and inter-decadal variability characteristics of the Kuroshio volume transport (KVT) in the East China Sea are analyzed. In addition, the influences of the northwest Pacific wind and Pacific Decadal Oscillation (PDO) on the KVT are discussed. The results show that the frequency distribution of KVT is in nearly a normal distribution pattern in range of 19—33Sv. The multi-year seasonal average of the KVT through the PN section is 24.30Sv. All the seasonal mean, winter, and summer KVTs show significant inter-annual and inter-decadal variations. A linear long-term upward trend of the KVT in 1956—2005 was revealed during which the seasonal mean, winter, and summer volume transports increased by 8.72, 9.86, and 9.38Sv, respectively. Correlation and composite analysis showed that meridional wind anomalies over the source area of Kuroshio and the Kuroshio area in the East China Sea were responsible for the inter-annual variability in the KVT. Additionally, the inter-decadal variability of the KVT is closely associated with the PDO.

Key words East China Sea; Kuroshio; meridional wind; inter-annual variation; interdecadal variation