

# 台湾岛以东黑潮热运输的季节及年际变化特征

杨 敏<sup>1</sup>, 孙 群<sup>1</sup>, 王思佳<sup>1</sup>, 郭新宇<sup>2,3</sup>

(1. 天津科技大学 海洋与环境学院, 天津 300457; 2. 爱媛大学 沿岸环境科学研究中心, 日本 松山 790-8577; 3. 日本海洋研究开发机构应用研究所, 日本 横滨 236-0001)

**摘要:** 黑潮热运输对我国沿海区域气候变化及海洋生态环境具有重要影响。基于 JCOPE2(Japan Coastal Ocean Predictability Experiment 2)模式 1993—2016 年的高分辨率数值模拟结果, 计算了通过台湾岛以东 24°N KET(Kuroshio East of Taiwan Island)断面的黑潮热运输, 分析了其季节及年际变化特征, 结合 ONI 指数(Oceanic Nino Index)探讨了其与 ENSO(厄尔尼诺-南方涛动)事件的关系。研究表明, KET 断面黑潮热运输具有显著的季节变化, 春夏季较大, 秋冬季偏小; 年均值为 1.98 PW(1 PW=10<sup>15</sup> W), 标准差为 0.18 PW, 热运输强年为 1996—1997 年和 2015 年, 热运输弱年为 2000 年, 2002 年和 2013 年。超强 ENSO 过程对黑潮热运输有显著影响。受超强厄尔尼诺事件影响, 台湾岛以东黑潮热运输明显增加, 热运输极大值超前 ONI 指数极大值约 5~10 个月。利用方差分析得到流速方差项对 KET 断面黑潮热运输总时域方差贡献最大, 解释了热运输总方差最大值的 77%, 其次是温度与流速协方差项以及温度方差项, 分别解释了热运输总方差的 15%和 6%。

**关键词:** 黑潮热运输; 台湾岛以东; 年际变化; ENSO; 方差分析

**中图分类号:** P731 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-3096(2020)02-0001-09

**DOI:** 10.11759/hyxx20190401002

黑潮是西北太平洋的一支强西边界流, 也是太平洋经向热输送的重要通道, 通过将低纬海区热量输送到中高纬海区, 对全球热平衡及热量的再分配有重要的影响。东海黑潮在台湾岛东侧进入东海, 对东海陆架环流系统、沿海生态环境有着显著影响<sup>[1]</sup>, 同时, 台湾岛以东黑潮水量和热量运输的变化及黑潮跨陆架的入侵影响相邻海域的局地海-气相互交换过程, 进一步影响到我国沿海区域的气候环境<sup>[2-5]</sup>。因此, 开展台湾岛以东黑潮动力输运过程研究对深入了解东海海洋生态环境及气候变化具有十分重要的意义。

自 20 世纪 60 年代, 国内外学者基于黑潮区的现场观测数据和数值模拟结果, 对台湾岛以东黑潮动力输运的结构变化特征进行了一系列研究。根据研究, 台湾岛以东黑潮流量变化范围为 15~33 Sv(1 Sv=10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/s)<sup>[6-8]</sup>, 不同数据、计算方法及黑潮的变异都会对流量结果产生影响。台湾岛以东黑潮流量存在季节及季节内的变化。东台湾岛水道南部黑潮存在 30~70 天和 100~200 天的季节内变化<sup>[6-7]</sup>。黑潮流量 30~70 天的变化是黑潮与底地形相互作用的结果, 而 100~200 天的变化则受到太平洋内部中尺度涡西向迁移的影响<sup>[7]</sup>。台湾岛东北部黑潮存在显著的季节变化, 黑潮流量夏季较大, 冬季偏小<sup>[9-10]</sup>。台湾岛东北

部黑潮流量的季节变化主要受到陆架海域的季风和热通量的影响<sup>[11]</sup>, 而 Chang 等<sup>[12]</sup>利用 29 年的验潮站数据指出台湾岛东北部黑潮流量秋季大, 春季小, 季节变化受到副热带逆流涡旋的季节性迁移影响。台湾岛东南部黑潮流量夏季大, 冬季小, 主要受到吕宋海峡和吕宋岛以东黑潮的联合影响<sup>[13]</sup>。由于受到大尺度海气相互作用过程和中尺度涡旋的影响, 台湾岛以东黑潮流量还存在年际变异。Hwang 等<sup>[14]</sup>指出台湾岛东北部黑潮和台湾岛东南部黑潮流量与 ENSO 指数反相关, 且时间滞后差异较大, 台湾岛东北部流量与 ENSO 存在 1 个月的滞后, 而台湾岛东南部流量与 ENSO 存在 9~10 个月的时间滞后。Soeyanto 等<sup>[15]</sup>指出 2002 年前后台湾岛以东黑潮流量的年际变

收稿日期: 2019-04-01; 修回日期: 2019-10-22

基金项目: 国家重点研发计划项目(2016YFA0601301); 国家自然科学基金项目(41376006)

[Foundation: National Key Research and Development Project, No. 2016YFA0601301; National Natural Science Foundation of China, No. 41376006]

作者简介: 杨敏(1994-), 女, 河北保定人, 硕士, 研究方向: 上层海洋动力学, 电话: 13388023230, E-mail: minyang@mail.tust.edu.cn; 孙群, 通信作者, 副研究员, 主要从事上层海洋动力和热力过程研究, 电话: 18649026127, E-mail: sunqun@tust.edu.cn

化与 PDO 指数存在相关性。许灵静等<sup>[5]</sup>利用 1993—2015 年的 AVISO 海表面绝对动力高度数据研究了黑潮的低频变异, 表明 PTO (Philippines-Taiwan Oscillation) 年际振荡所导致的副热带逆流区反气旋式涡旋与气旋式涡旋的相对强度是影响台湾岛以东黑潮年际变化的主要动力因素。

近年来, 随着研究者们对海洋中热量输运及空间再分配问题的关注, 对黑潮热量输运的研究也取得一些有益的成果。Hsueh<sup>[16]</sup>基于 Bryan-Cox 模型数据得到台湾岛东部黑潮热输运年均值为 1.13 PW。Zhang 等<sup>[17]</sup>利用实测数据估算 PCM-1 断面黑潮热输运平均值为 1.79 PW, 且具有夏季大, 冬季小的季节变化特征。Jan 等<sup>[8]</sup>于 2012 年 9 月~2014 年 9 月期间对台湾岛以东 23.75°N 断面(称为 KTV1)进行了 9 次走航观测, 利用观测数据计算得到台湾岛以东

23.75°N 断面黑潮热输运平均值为 1.52 PW。齐庆华等<sup>[18]</sup>利用 52 年的水文资料研究台湾岛以东 24°N 断面(台湾岛—125°E)黑潮热输运的低频变异, 指出通过此断面的黑潮热输运年均值为 1.33 PW, 存在明显的准 2 年和约 16 年的周期振荡, 并且发现黑潮热输运异常的低频变化存在季节差异, 春季呈减弱趋势, 其他季节则为增强趋势。基于全球变网格海洋模式, Fang 等<sup>[19]</sup>估算台湾岛以东黑潮热输运的变化范围为 1.37~2.10 PW。Seo 等<sup>[20]</sup>利用 ROMS 数值模拟结果得到台湾岛东北部黑潮热输运年均值为 1.62 PW, 具有较小的季节变化, 1989—1993 年和 1995—1997 年两个时间段的黑潮热输运量值偏大。表 1 列出已有研究成果给出的黑潮热输运结果, 由于断面、零流面的选取不同及观测时间和数值模式分辨率等的不同, 黑潮热输运结果存在较大的变化范围。

表 1 黑潮热输运研究结果统计表

Tab. 1 Kuroshio heat transport based on previous studies

来源	数据	时间	位置	热输运/PW
Hsueh <sup>[13]</sup>	Bryan-Cox 模型	1991—1994	台湾岛东部 24°N	1.13
Zhang 等 <sup>[17]</sup>	PCM-1 Array	1994.9—1996.5	PCM-1 断面	1.79
齐庆华等 <sup>[18]</sup>	日本气象厅水文资料	1955—2006	台湾岛东部 24°N	1.33
Seo 等 <sup>[20]</sup>	ROMS 模型(1/10°)	1980.1—2009.12	台湾岛东北部	1.62
Jan 等 <sup>[8]</sup>	9 次走航数据	2012.9—2014.9	台湾岛东部 23.75°N	0.84—1.80

综上所述, 关于台湾岛以东黑潮水文和流速同时期、同断面的观测资料较少, 且台湾岛以东黑潮流的变化复杂, 不同流段的黑潮存在较大差异。目前对台湾岛以东黑潮热输运量的估算变化范围较大, 对热输运的变化特征及机制分析尚未得到明确的认识。因此, 利用高分辨率长时间序列的数据研究黑潮热输运的变化规律, 对深入了解黑潮对中国沿海气候变化及近海生态环境的影响有重要的科学意义。为进一步了解黑潮热输运的季节和年际变化规律, 本文利用近 24 年的 JCOPE2 高分辨率海洋数值模拟结果, 计算并分析了台湾岛以东黑潮热输运量的季节和年际变化特征, 并探讨了通过台湾岛以东断面控制黑潮热输运空间分布结构的影响因素。

## 1 数据介绍

本文采用海洋同化数值模式得到的高分辨率再分析数据<sup>[21]</sup>, 该系统中海洋动力模型为 POM 模式 (Princeton Ocean Model), 应用三维变分同化方法。水平方向采用高低分辨率双区单向嵌套的方法, 垂

直方向采用 $\sigma$ 坐标<sup>[22]</sup>。模拟区域分为内、外两区, 外区范围为(30°S—62°N, 100°E—90°W), 水平分辨率较低, 为 1/4°×1/4°, 垂向分 21 个 $\sigma$ 层。内区范围为(10.5°—62°N, 118°—180°E), 水平分辨率较高, 为 1/12°×1/12°, 垂向分 47 个 $\sigma$ 层。内区开边界条件由外区模拟结果提供。

模型驱动采用 6 小时/次的 NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research)的风应力和热、盐通量再分析数据, 并同化了 AVISO 卫星高度计的海平面高度异常数据, AVHRR/MCSST(Advanced Very High Resolution Radiometer/Multi-Channel Sea Surface Temperature)的海表温度数据和 GTSP(Global Temperature-Salinity Profile Program)的温盐剖面观测数据。

本文提取内区中国近海区域的日平均温、盐、流场的模拟结果, 其空间范围为(19°N—42°N, 112°E—133°E), 时间范围为 1993 年 1 月至 2016 年 5 月, 共 281 个月。图 1 给出模拟得到的年平均东海全水深垂直平均的流场分布, 图中黑色实线代表位于 24°N 上

的 KET 断面, 采用直接计算法<sup>[23]</sup>得到台湾岛与石垣岛之间通过此断面的黑潮流量和热输运结果。

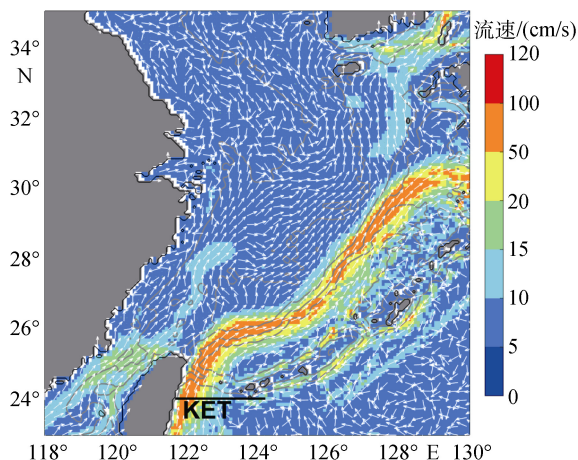


图 1 全水深垂直平均的年平均流场分布(颜色表示流速大小)

Fig. 1 Annual mean current distributions of the vertical average of total depth (the color represents the velocity)

设通过 KET 断面的黑潮流量为  $V_T$ , 经向热输运量为  $Q$ , 则计算公式如下:

$$V_T = \iint v dx dz, \quad (1)$$

$$Q = \iint \rho C_p T v dx dz, \quad (2)$$

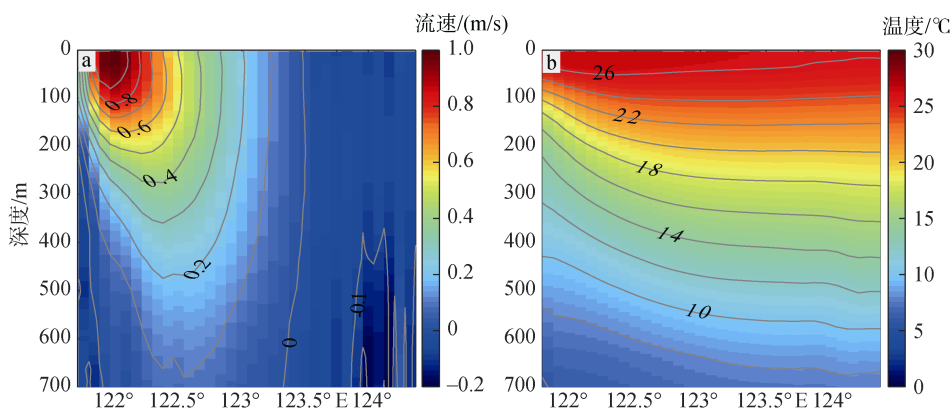


图 2 KET 断面流速  $v$  分量(a)和温度(b)气候态分布

Fig. 2 Climatology distributions of the (a) velocity component  $v$  and (b) temperature at the KET transect

Zhang 等<sup>[24]</sup>曾利用同样的 JCOPE2 再分析数据计算得到 PN 断面黑潮流量为 21.47 Sv, 与实测数据计算的流量 22.67 Sv<sup>[26]</sup>比较相近, 且 PN 断面黑潮流量都具有冬季大、秋季小的季节变化特征, 并验证了模型的准确性。此外, 不再对所采用的 JCOPE2 数值模拟数据进行比较分析。

其中  $v$  为流速分量;  $C_p = 3.9962 \times 10^3 \text{ J}/(\text{kg} \cdot ^\circ\text{C})$ , 为海水定压比热容;  $\rho = 1025 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  为海水密度,  $T$  为海水温度( $^\circ\text{C}$ )。台湾岛以东黑潮穿透深度为 600~800 m<sup>[6]</sup>, 本文选取 700 m 深度处为黑潮零流面<sup>[24]</sup>, 进行垂向深度积分。

图 2 给出计算 KET 断面黑潮热输运量的经向流速分量  $v$  和海水温度  $T$  的气候态分布, 由数值模拟的日输出值进行平均得到。图 2a 结果表明黑潮流核中心位置位于上表层 100 m 以浅, 近岸侧 122°E 处, 离岸约 40 km, 中心流速大小超过 1 m/s, 流核区平均流速为 0.99 m/s, 这与杨晓丹等<sup>[25]</sup>的研究结果近似。台湾岛以东黑潮平均流幅约 150 km, 黑潮流速大于 0.2 m/s 的水平范围在 121.7°—123°E 之间, 垂向影响深度近 500 m。根据 Johns 等<sup>[6]</sup>对 PCM-1 断面的锚系观测结果, 黑潮流幅( $v > 0.2 \text{ m/s}$ )为 160 km, 垂向到 400 m 深度处, 与本文模拟结果相近。

图 2b 给出 KET 断面温度分布, 上表层平均温度在 26 $^\circ\text{C}$  以上, 随深度增加温度迅速降低, 至 700 m 深处温度达到 8 $^\circ\text{C}$  以下。100 m 以深等温线明显地自西向东下倾, 呈西高东低分布。在北半球, 强西边界地转流区, 面向流去的方向, 同一深度上左侧温度低(密度大), 右侧温度高(密度小), 导致这种等温线分布, 并且在黑潮近岸侧出现冷水涌升现象。

## 2 结果与讨论

### 2.1 KET 断面黑潮热输运季节变化特征

利用模式的日平均结果, 根据公式(2)计算通过 KET 断面的黑潮热输运量, 得到 281 个月的黑潮热输运的逐月平均结果。图 3 给出各个月份通过 KET

断面的黑潮热输运的时间变化。

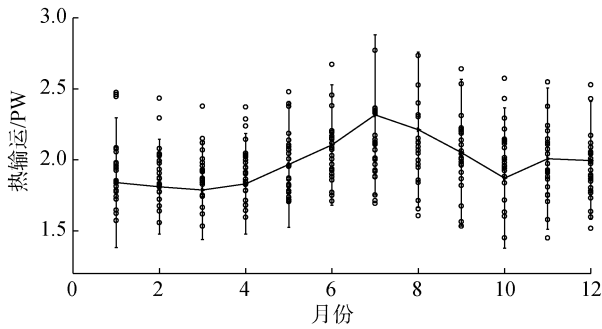


图 3 KET 断面黑潮热输运的季节变化

Fig. 3 Seasonal variations of heat transport at the KET transect

注：空心圆表示对应月份各年的原始值

KET 断面黑潮热输运有显著的季节变化(图 3)。热输运最小值出现在 3 月, 为 1.79 PW, 7 月最高, 最高值为 2.32 PW, 两极值月份相差 0.53 PW。黑潮流量和热输运量的季节变化相似, 最小值和最大值也分别出现在 3 月和 7 月, 量值为 21.49 Sv 和 26.60 Sv。黑潮热输运整体表现为春、夏季较大, 秋、冬季偏小的季节特征。这与 Fang 等<sup>[19]</sup>研究结果类似, 且其结果给出热输运年较差为 0.64 PW。Jan 等<sup>[8]</sup>根据 KTV1 断面现场观测, 选取  $v > 0.2$  m/s 的流速等值线范围计算黑潮热输运范围为 0.84~1.80 PW, 由于选取断面及计算方法的不同, 比本文数值模拟得到的黑潮热输运结果要小。已有研究表明, 台湾岛以东黑潮流量存在夏季较大, 冬季偏小的季节特征<sup>[9-10, 13]</sup>。台湾岛以东黑潮热输运的季节变化主要受到黑潮流量变异的影响, 台湾岛东侧黑潮流量的季节变化主要受季风和陆架区域海气热通量的影响<sup>[11, 27]</sup>, 极大值出现月份的变化可能受到西北太平洋大尺度风应力旋度的影响以及与副热带逆流区的不稳定有关<sup>[12]</sup>。图 3 中的误差棒表明不同月份的黑潮热输运存在年际变化。其中, 黑潮热输运的标准差最大值出现在 7 月, 为 0.56 PW, 2 月的标准差最小, 为 0.33 PW, 表明黑潮热输运的年际波动夏季较大, 冬季较小。此外, 不同月份黑潮热输运标准差的最大偏差为 0.23 PW, 而季节变化的最大偏差为 0.53 PW。不同月份黑潮热输运的年际变化范围约为季节变化范围的 41%, 表明黑潮热输运的年际变化要弱于相应的季节变化。

为比较不同深度黑潮热输运量对整个断面黑潮热输运的贡献, 图 4 给出不同季节 KET 断面不同深度积分的热输运比值  $Q_z/Q_v$  变化, 其中  $Q_z$  为从海面

积分到该深度( $z$ )的热输运值,  $Q_v$  为总的黑潮热输运。结果表明, 由表层至底层,  $Q_z/Q_v$  比值增加迅速, 在 100 m 深度处夏季该比值为 45%, 冬季为 40%; 到达 300 m 处时, 上层热输运在夏季和冬季分别占经向黑潮总热输运量的 87%和 86%; 600 m 以浅, 该比值达到 95%以上。春、秋季  $Q_z/Q_v$  量值和变化基本相同, 位于冬、夏季量值之间; 100 m 以浅冬、夏季的  $Q_z/Q_v$  偏差最大, 达到 5%。因此, KET 断面上黑潮热输运的垂向结构与经向流速分量结构类似, 主要集中在黑潮区上层。根据观测结果, Johns 等<sup>[6]</sup>指出 PCM-1 断面上 100 m 积分深度内的黑潮流量对断面整体流量的贡献近 40%, 而 200 m 以浅的黑潮流量贡献超过 60%。由此表明, 黑潮经向热输运主要贡献来自黑潮区上层。

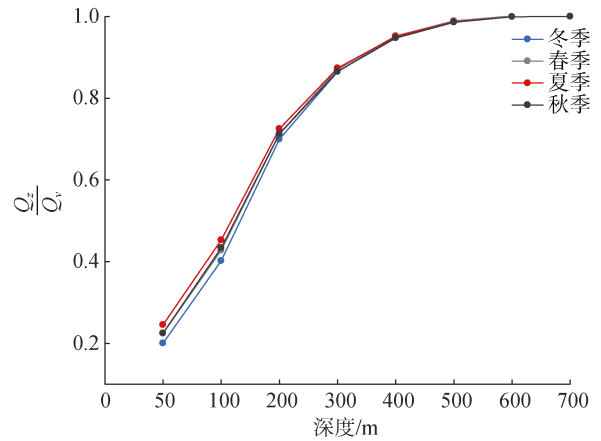


图 4 不同深度积分的黑潮热输运的贡献

Fig. 4 Contributions of different depth integrations of the Kuroshio heat transport

## 2.2 KET 断面黑潮热输运的年际变化

利用 1993—2016 年的黑潮热输运月均数据, 得到其年均值为 1.98 PW, 标准差为 0.18 PW。KET 断面黑潮热输运的原始月均值减去其年均值得到热输运异常的月均结果(如图 5)。由于 KET 断面黑潮热输运的原始时间序列数据中季节信号显著, 故对其进行了 13 个月滑动平均, 去掉了黑潮热输运时间序列中的高频季节及季节内信号, 滑动平均后黑潮热输运值的标准差从 0.47 PW 减小为 0.18 PW。图 5 中粗黑实线为滑动平均后黑潮热输运异常的年际变化, 粗黑虚线为 ONI 指数。

基于判别分析法, 定义滑动平均后的黑潮热输运异常值高于标准差(0.18 PW)的年份为黑潮热输运强年, 而低于 -0.18 PW 的年份对应着黑潮热输运弱

年。结果表明, 1996 年 6 月—1997 年 8 月和 2014 年 5 月—2015 年黑潮热运输增加显著, 2000, 2002 和 2013 年大多数月份黑潮热运输较弱。

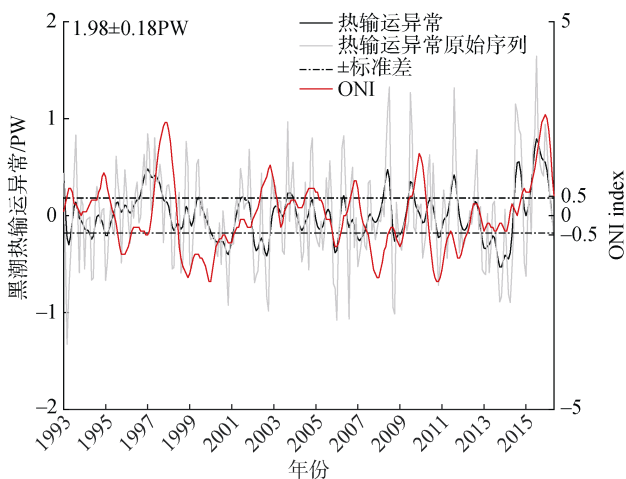


图 5 1993—2016 年 KET 断面黑潮热运输异常及 ONI 指数(Oceanic Nino Index)的年际变化

Fig. 5 Interannual variations of the Kuroshio heat transport anomaly at the KET section and ONI (Oceanic Nino Index)

1997 和 2015 年 KET 断面黑潮热运输异常偏高, 极大值出现在 1997 年 1 月和 2015 年 7 月, 分别为 0.48 PW 和 0.79 PW。根据 NOAA 气候预报中心提供的表征 Nino 3.4 区 ENSO 过程的 ONI 指数, 1997/1998 年和 2015/2016 年均发生超强厄尔尼诺事件, ONI 指数于 1997 年 11 月和 2015 年 12 月达到峰值, 分别为 2.4 和 2.6。在两次超强厄尔尼诺事件发生之前约 5~10 个月的时候, KET 断面黑潮热运输均出现异常增高。这与超强厄尔尼诺事件发生之前, 西太平洋暖池温度显著升高有密切关系。结合 Nino 3.4 区的位置 (170°W—120°W, 5°S—5°N) 和暖池范围 (125°E—165°E, 0°N—16°N), 表征 Nino 3.4 区的 ONI 指数在超强厄尔尼诺事件中达到极大值的时间要滞后暖池区水温达到最大值的时间大约是 1 年, 且以 3~9 个月最为显著<sup>[28]</sup>。研究表明, 台湾岛以东黑潮流量的年际变化与 ENSO 过程密切相关, Hwang 等<sup>[14]</sup>指出台湾岛东北和台湾岛东南部黑潮流量与 Nino3 指数反相关, 且时间滞后差异较大, 台湾岛东北部流量与 ENSO 存在 1 个月的滞后, 而台湾岛东南部流量与 ENSO 存在 9~10 个月的滞后关系。ENSO 过程与台湾岛以东黑潮热运输年际变化的关系体现在对黑潮流量与温度的共同影响。为分析西太平洋暖池增温与 KET 断面黑潮热运输异常增高及超强厄尔尼诺事

件的关系, 图 6 给出西太平洋暖水体积指数(WWV-West, <https://www.pmel.noaa.gov/elnino/upper-ocean-heat-content-and-enso>)的年际变化。结果表明, 超强厄尔尼诺事件期间, 西太平洋暖水体积指数分别在 1997 年 1 月和 2015 年 1 月达到峰值, 值为 1.26 和 0.51, 分别超前 ONI 指数峰值 10 个月和 11 个月。1997 年, WWV-West 峰值与黑潮热运输同位相变化, 2015 年强厄尔尼诺事件过程中, 黑潮热运输峰值滞后 WWV-West 指数 6 个月。从暖池到台湾岛东部的信号传播时间要短于其到 Nino 3.4 区的传播时间。因而, 在厄尔尼诺事件期间, 受到北赤道流流经暖池增温过程的影响, 台湾岛东部黑潮热运输会出现热运输量增加的现象, 且极大值出现时间将超前 ONI 指数极大值出现时间。分析可知, KET 断面黑潮热运输超前 ONI 指数峰值 5~10 个月出现显著增加, 热运输高出年平均分别约 25%和 40%, 所以 KET 断面黑潮热运输的长周期变化将受到超强 ENSO 过程的调制。

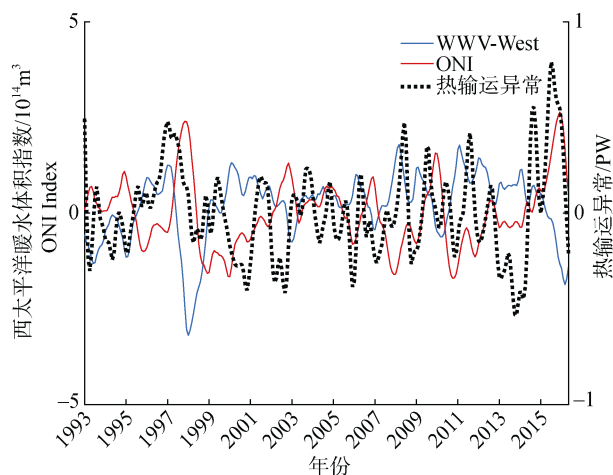


图 6 1993—2016 年西太平洋暖水体积指数(WWV-West)与黑潮热运输异常及 ONI 指数对比

Fig. 6 Interannual variations of WWV-West, ONI, and Kuroshio heat transport anomaly at the KET section

KET 断面黑潮热运输异常在 2013 年偏小, 极小值出现在 11 月, 为 -0.53 PW。通过模式数据分析台湾岛以东海区 1993—2016 年的流场分布, 2013 年黑潮主流轴幅偏窄(以流速大于 0.2 m/s), 比多年平均的黑潮流轴窄 20 km, 尤其在 2013 年 10—12 月份, 黑潮流轴异常偏窄, 比年平均值窄 50 km。Jan 等<sup>[8]</sup>在 2013 年 12 月观测到黑潮流轴比其他几次观测的流轴要窄, 并且观测到 2013 年 12 月份黑潮流轴明显向东移动, 同样给出黑潮热运输存在异常低值, 只

有 0.84 PW。此外，上游黑潮在冬季向南海入侵加强，也会造成台湾岛以东黑潮热运输减少<sup>[12]</sup>。

图 7 给出对 KET 黑潮热运输异常的时间序列进行小波分析的结果。图 7a 黑线包含区域超过了 95% 置信检验，图 7b 的谱分析表明黑潮热运输存在显著的 5~8 a 的际振荡周期，谱峰对应的际变化特征周期为 6.2 a。两次超强厄尔尼诺事件间隔约 18 a，由于所用数据时间序列较短，没有给出这一长周期变化，齐庆华等<sup>[15]</sup>研究表明台湾岛以东黑潮热运输异常存在约 16 a 的年代际变化。

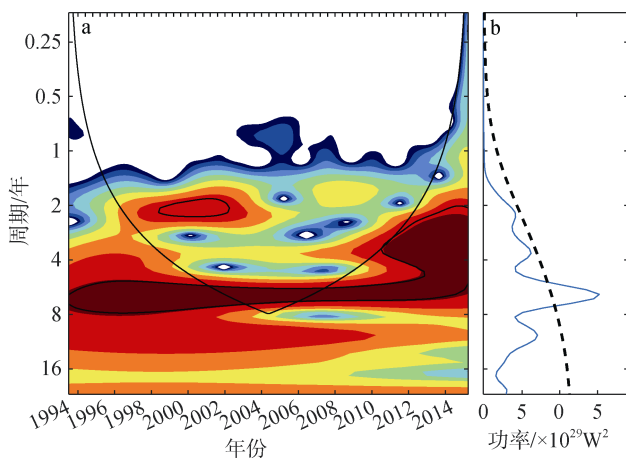


图 7 1993—2016 年 KET 断面黑潮热运输

Fig. 7 Wavelet analysis of the Kuroshio heat transport from 1993 to 2016 at the KET section

注: a: 小波谱分析; b: 能量谱分析

### 2.3 KET 断面黑潮热运输的方差分析

由公式(2)计算黑潮热运输时，影响其变化的参数主要是黑潮流量和海水温度两个参量。对 KET 断面黑潮流量、温度分别进行 13 个月滑动平均，图 8 给出两者以及黑潮热运输的时间变化。黑潮流量与热运输的际变化曲线较一致(图 8b, 8c)，KET 断面黑潮流量同样在 1997 年和 2015 年显著增加，分别为 28.48 Sv 和 29.91 Sv，2000、2002 和 2013 年流量偏小，最小值出现在 2013 年，为 17.92 Sv。温度变化略有不同(图 8a)，且断面温度在热运输强、弱年的变化相对要小，2000 年后，温度变化较平稳。相关性分析表明黑潮流量与热运输为显著正相关，相关系数为 0.99，温度与热运输的相关性稍低，相关系数为 0.79，以上相关性分析皆通过 99% 置信检验。

为进一步讨论 KET 断面上流量和温度的变化与黑潮热运输时间变化的交互影响，定量分析二者影响所占权重，采用多因素方差分析方法，将 KET 断

面黑潮热运输的时域方差进行分解，对分解所得的六项进行分析<sup>[29]</sup>。

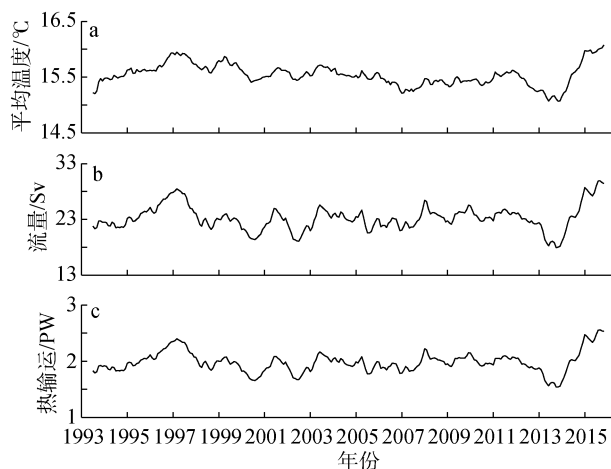


图 8 KET 断面 (a) 平均温度, (b) 流量, (c) 热运输 13 个月低滤波时间序列

Fig. 8 Time series of (a) mean temperature, (b) volume transport, and (c) KHT after a low-pass filter of 13 months at the KET transect

黑潮断面上的流速( $V_i$ )和温度( $T_i$ )可表示为平均值与扰动项的和，即：

$$V_i = \bar{V} + V'_i, \quad T_i = \bar{T} + T'_i, \quad (3)$$

其中，

$$\bar{V} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N V_i, \quad \bar{T} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N T_i.$$

分别为流速和温度的平均值， $N=281$  为总月份数。

在不考虑网格面积的情况下，各月黑潮热运输可由下式计算：

$$Q_i = V_i T_i = \bar{V} \bar{T} + \bar{V} T'_i + V'_i \bar{T} + V'_i T'_i, \quad (4)$$

由于流速与温度扰动项的时间平均为零，故对(4)求时间平均可得黑潮热运输  $Q_i$  的平均值  $\bar{Q}$ ，可表示为：

$$\bar{Q} = \bar{V} \bar{T} + \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N V'_i T'_i. \quad (5)$$

令  $G_i = V'_i T'_i$ ，则

$$\bar{G} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N V'_i T'_i,$$

则有  $\bar{Q} = \bar{V} \bar{T} + \bar{G}$ 。定义黑潮热运输的方差为：

$$\sigma_Q^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Q_i - \bar{Q})^2. \quad (6)$$

将式(4)和  $\bar{Q}$  代入公式(6)，得到：

$$\sigma_Q^2 = \bar{T}^2 \sigma_V^2 + \bar{V}^2 \sigma_T^2 + 2\bar{T}\bar{V}\sigma_{TV}^2 + 2\bar{T}\sigma_{VG}^2 + 2\bar{V}\sigma_{TG}^2 + \sigma_G^2. (7)$$

其中,

$$\sigma_V^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (V_i - \bar{V})^2, \quad \sigma_T^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_i - \bar{T})^2,$$

$$\sigma_{TV}^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (V_i - \bar{V})(T_i - \bar{T}), \quad \sigma_{VG}^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (V_i - \bar{V})(G_i - \bar{G}),$$

$$\sigma_{TG}^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_i - \bar{T})(G_i - \bar{G}), \quad \sigma_G^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (G_i - \bar{G})^2.$$

所以, KET 断面黑潮热运输的时域方差可表示为六项之和, 即年平均温度平方和流速方差乘积项  $\bar{T}^2 \sigma_V^2$ , 年平均流速平方和温度方差乘积项  $\bar{V}^2 \sigma_T^2$ , 平均温度、平均流速及两者协方差乘积项  $2\bar{T}\bar{V}\sigma_{TV}^2$ , 年平均温度和流速与  $G_i$  的协方差乘积项  $2\bar{T}\sigma_{VG}^2$ , 年平均流速和温度与  $G_i$  的协方差乘积项  $2\bar{V}\sigma_{TG}^2$ ,  $G_i$  的方差  $\sigma_G^2$ 。其中, 流速( $\bar{T}^2 \sigma_V^2$ )和温度( $\bar{V}^2 \sigma_T^2$ )的方差项分别表征了流速和温度作为独立变量随时间的变化程度, 协方差项( $2\bar{T}\bar{V}\sigma_{TV}^2$ )表征了随时间变化的过程中, 温度与流速的交互影响。协方差的绝对值越大,

两个变量间的相互影响越大。

图 9 给出 KET 断面黑潮热运输方差  $\sigma_Q^2$  (图 9a) 和其六个分解项(图 9b—9g)的空间分布。图 9a 表明 300 m 以浅深度范围内是黑潮热运输变化较大的区域, 时域信号波动大, 方差较大, 最大值位于黑潮上层主轴流核区, 约  $65^\circ\text{C}^2 \cdot \text{m}^2/\text{s}^2$ 。流速方差项  $\bar{T}^2 \sigma_V^2$  的分布与热运输最为相似(图 9b),  $\bar{T}^2 \sigma_V^2$  的最大值占热运输方差最大值的 77%, 是 KET 断面黑潮热运输时域方差的主要贡献量。温度方差项  $\bar{V}^2 \sigma_T^2$  (图 9c) 和温度与流速协方差项  $2\bar{T}\bar{V}\sigma_{TV}^2$  (图 9d) 相对较小, 两者最大值对热运输方差最大值的贡献分别为 6% 和 15%。其余三项(图 9e—9f)对热运输方差的贡献和约为 2%。上述结果表明通过 KET 断面的黑潮热运输的长时间的变化主要受流速变化的影响, 或者说通过该断面的流量变化解释了黑潮热运输时间变化的绝大部分, 温度与流速协方差项  $2\bar{T}\bar{V}\sigma_{TV}^2$  是次要影响因素, 而 KET 断面上温度在时间上的变化的贡献最小, 其他三项的影响可以忽略。

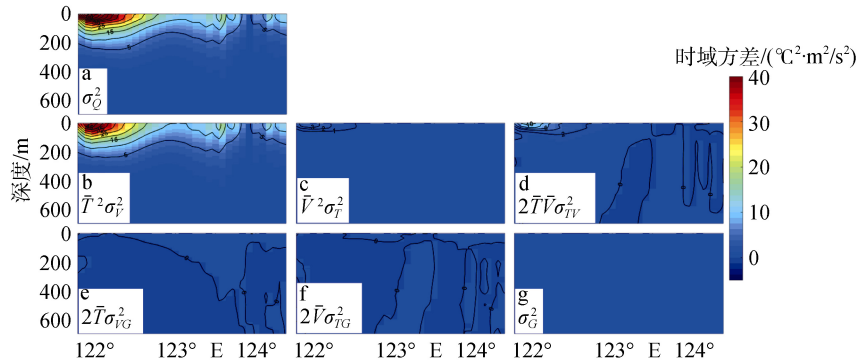


图 9 KET 断面黑潮热运输时域方差(a)及其六个分解项(b—g)的分布

Fig. 9 Distributions of the total temporal variance of (a) the Kuroshio heat transport and (b—g) its six decomposed terms through the KET section

### 3 结论

本文采用 1993 年 1 月—2016 年 5 月的 JCOPE2 高分辨率数值模拟结果, 研究了台湾岛以东 KET 断面黑潮热运输的时空变化特征, 分析了 ENSO 过程对黑潮热运输年际变化的影响, 采用方差分析量化了流速、温度及两者协方差对 KET 断面黑潮热运输总方差的贡献。

通过 KET 断面的黑潮热运输具有显著的季节变化, 春、夏季为热运输高值季节, 秋、冬季是低值季节; 最高值出现在 7 月, 为 2.32 PW, 最小值出现在 3

月, 为 1.79 PW, 两月份极值差为 0.53 PW。黑潮经向热运输的主要贡献来自黑潮区上层, 不同深度积分的热运输比值由 100 m 处的 45% 迅速增加至 300 m 的 87%。冬季和夏季黑潮热运输的比值差异达到 5%, 这是可能受到黑潮流量的季节性变化影响。

KET 断面黑潮热运输的年均值为 1.98 PW, 标准差为 0.18 PW, 存在显著的年际变化, 热运输强年为 1996—1997 年和 2015 年, 弱年为 2000 年、2002 年和 2013 年, 年际变化特征周期为 6.2 a。超强 ENSO 过程对黑潮热运输有显著影响, 超强厄尔尼诺事件的发生将导致黑潮热运输明显增加, 但达到峰值时

间超前 ONI 指数约 5~10 个月, 这与超强厄尔尼诺事件发生之前, 西太平洋暖池温度显著升高有密切关系。

方差分析表明, 热输运中的流速方差项最大值约占黑潮热输运总时域方差最大值的 77%, 是影响黑潮热输运时间变化的主要影响因子, 温度与流速协方差项和温度方差项分别是影响黑潮热输运总方差的第二和第三重要因子。

#### 参考文献:

- [1] Zhao L, Guo X Y. Influence of cross-shelf water transport on nutrients and phytoplankton in the East China Sea: a model study[J]. *Ocean Sci*, 2011, 7(1): 27-43.
- [2] 黄荣辉, 陈际龙, 周连童, 等. 关于中国重大气候灾害与东亚气候系统之间关系的研究[J]. *大气科学*, 2003, 27(4): 770-787.  
Huang Ronghui, Chen Jilong, Zhou Liantong, et al. Studies on the relationship between the severe climatic disasters in china and the East Asia climate system[J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 2003, 27(4): 770-787.
- [3] 温娜, 刘秦玉. 台湾以东黑潮流量变异与冬季西北太平洋海洋-大气相互作用[J]. *海洋与湖沼*, 2006, 37(3): 264-270.  
Wen Na, Liu Qinyu. Winter Ocean-Atmosphere interaction in the Northwest Pacific[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2006, 37(3): 264-270.
- [4] Oey L Y, Chang M C, Chang Y L, et al. Decadal warming of coastal China Seas and coupling with winter monsoon and currents[J]. *Geophysical Research Letters*, 2013, 40(23): 6288-6292.
- [5] 许灵静, 齐继峰, 尹宝树, 等. 台湾以东黑潮的低频变化及机制研究[J]. *海洋学报*, 2017, 39(9): 15-25.  
Xu Lingjing, Qi Jifeng, Yin Baoshu, et al. Low frequency variability and mechanism of the Kuroshio in the East of Taiwan[J]. *Haiyang Xuebao*, 2017, 39(9): 15-25.
- [6] Johns W E, Lee T N, Zhang D X, et al. The Kuroshio East of Taiwan: Moored Transport Observations from the WOCE PCM-1 Array[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2001, 31(4): 1031-1053.
- [7] Hsin Y C, Wu C R, Shaw P T. Spatial and temporal variations of the Kuroshio east of Taiwan, 1982-2005: A numerical study[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2008, 113(C4).
- [8] Jan S, Yang Y J, Wang J, et al. Large variability of the Kuroshio at 23.75°N east of Taiwan[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2015, 120(3): 1825-1840.
- [9] Tang T Y, Yang Y J. Low frequency current variability on the shelf break northeast of Taiwan[J]. *J. Oceanogr.*, 1993, 49(19): 193-210.
- [10] Hsin Y C, Chiang T L, Wu C R. Fluctuations of the thermal fronts off northeastern Taiwan[J]. *J Geophys Res*, 2011, 116, C10005.
- [11] Oey L Y, Hsin Y C, Wu C R. Why does the Kuroshio northeast of Taiwan shift shelfward in winter?[J]. *Ocean Dyn.*, 2010, 60: 413-426.
- [12] Chang Y L, Oey L Y. Interannual and seasonal variations of Kuroshio transport east of Taiwan inferred from 29 years of tide - gauge data[J]. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(8): L08603.
- [13] Hsin Y C, Qiu B, Chiang T L, et al. Seasonal to interannual variations in the intensity and central position of the surface Kuroshio east of Taiwan[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2013, 118.
- [14] Hwang C, Kao R. TOPEX/POSEIDON-derived space-time variations of the Kuroshio Current: applications of a gravimetric geoid and wavelet analysis[J]. *Geophysical Journal International*, 2002, 151(3): 835-847.
- [15] Soeyanto E, Guo X Y, Ono J, et al. Interannual variations of Kuroshio transport in the East China Sea and its relation to the Pacific Decadal Oscillation and mesoscale eddies[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2014, 119(6): 3595-3616.
- [16] Hsueh Y. The Kuroshio in the East China Sea[J]. *Journal of Marine Systems*, 2000, 24(1): 131-139.
- [17] Zhang D X, Johns W E, Lee T N. The seasonal cycle of meridional heat transport at 24°N in the North Pacific and in the global ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978-2012)*, 2002, 107(C7): 20-1-20-24.
- [18] 齐庆华, 蔡榕硕, 张启龙. 台湾以东黑潮经向热输送变异及可能的气候效应[J]. *海洋学报*, 2012, 34(5): 31-38.  
Qi Qinghua, Cai Rongshuo, Zhang Qilong. Heat transport variability of the Kuroshio East of Taiwan and its possible climatic effect[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2012, 34(5): 31-38.
- [19] Fang G H, Wei Z X, Choi B H, et al. Interbasin freshwater, heat and salt transport through the boundaries of the East and South China Seas from a variable-grid global ocean circulation model[J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2003, 46(2): 149-161.
- [20] Seo G H, Cho Y K, Choi B J. Variations of heat transport in the northwestern Pacific marginal seas inferred from high-resolution reanalysis[J]. *Progress in Oceanography*, 2014, 121: 98-108.
- [21] Miyazawa Y, Zhang R C, Guo X Y, et al. Water mass variability in the western North Pacific detected in a 15-year eddy resolving ocean reanalysis[J]. *Journal of Oceanography*, 2009, 65(6): 737-756.



- [22] Mellor G L, Häkkinen S M, Ezer T, et al. A Generalization of a Sigma Coordinate Ocean Model and an Inter-comparison of Model Vertical Grids[M]// Pinardi N, Woods J. Ocean Forecasting: Conceptual Basis and Applications. Berlin, Heidelberg: Springer, 2002: 55-72.
- [23] Bryden H L, Imawaki S. Chapter 6.1 Ocean heat transport[M]//Siedler G, Church J, Gould J. International Geophysics. Salt Lake, USA: Academic Press, 2001: 455-474.
- [24] Zhang J, Guo X Y, Zhao L, et al. Water Exchange across Isobaths over the Continental Shelf of the East China Sea[J]. Journal of Physical Oceanography, 2017, 47(5): 1043-1060.
- [25] 杨晓丹, 毛新燕, 江文胜. 反映台湾以东黑潮流量变化的海表面高度关键区域的确定[J]. 海洋湖沼通报, 2014, (1): 1-6.  
Yang Xiaodan, Mao Xinyan, Jiang Wensheng. Study of the sea surface Height key region which reveals the variability of the Kuroshio Volume Transport East of Taiwan[J]. Transactions of Oceanology and Limnology, 2014, (1): 1-6.
- [26] Wei Y Z, Huang D J, Zhu X H. Interannual to decadal variability of the Kuroshio Current in the East China Sea from 1955 to 2010 as indicated by in-situ hydrographic data[J]. Journal of Oceanography, 2013, 69(5): 571- 589.
- [27] Chuang W S, Liang W D. Seasonal variability of intrusion of the Kuroshio water across the continental shelf northeast of Taiwan[J]. Journal of Oceanography, 1994, 50(5): 531-542.
- [28] 单婵, 李业进, 任冉, 等. 基于 GODAS 数据的西太平洋暖池热状态特征及其对 ENSO 事件的影响[J]. 气象科学, 2016, 36(5): 674-680.  
Shan Chan, Li Yejin, Ren Ran, et al. Characteristics of the West Pacific warm pool thermal condition and its effects on the ENSO events based on the GODAS data[J]. Journal of the Meteorological Sciences, 2016, 36(5): 674-680.
- [29] Guo X Y, Zhu X H, Wu Q S, et al. The Kuroshio nutrient stream and its temporal variation in the East China Sea[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2012, 117(C1).

## Seasonal and interannual variations of Kuroshio heat transport east of Taiwan Island

YANG Min<sup>1</sup>, SUN Qun<sup>1</sup>, WANG Si-jia<sup>1</sup>, GUO Xin-yu<sup>2, 3</sup>

(1. College of Marine and Environmental Sciences, Tianjin University of Science and Technology, Tianjin 300457, China; 2. Center for Marine Environment Studies, Ehime University, Matsuyama 790-8577, Japan; 3. Application Laboratory, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Yokohama 236-0001, Japan)

**Received:** Apr. 1, 2019

**Key words:** Kuroshio heat transport; east of Taiwan Island; interannual variation; ENSO; variance analysis

**Abstract:** The Kuroshio heat transport (KHT) plays an important role in the continental shelf circulation and the associated ecosystems in the East China Seas(ECS). On the basis of the daily reanalysis data from 1993 to 2016 obtained by a data assimilative ocean model developed by the Japan Coastal Ocean Predictability Experiment 2, the KHT east of Taiwan Island was calculated and its temporal and spatial variations were analyzed. Results show significant seasonal variations, in which the KHT is large in spring and summer but small in autumn and winter. The annual mean KHT is 1.98 PW and the standard deviation is 0.18 PW. The KHT is strong in 1996–1997 and 2015 but weak in 2000, 2002, and 2013. The super ENSO has a significant effect on the KHT. During super El Niño events, the KHT increased distinctly and its peak value was detected approximately 5–10 months ahead of the peak of ONI. Variance analysis indicates that the maximum variance of velocity accounts for 77% of the total variance of the KHT. The covariance of temperature and velocity and the variance of temperature account for 15% and 6% of the total variance of the KHT, respectively.

(本文编辑: 丛培秀)