

东海黑潮热输送及其与黄淮平原区 汛期降水的关系*

翁学传 张启龙 杨玉玲 颜廷壮

(中国科学院海洋研究所, 青岛 266071)

提要 根据日本气象厅1956—1990年PN(G)断面观测资料分析东海黑潮热输送的变异特征, 并探讨其冬季热输送与黄淮平原区汛期(6—8月)降水的关系。结果表明, 黑潮通过PN(G)断面多年平均的热输送达 $15.74 \times 10^{14} \text{W}$, 其中冬季热输送的年际和长期变化特别明显; 冬季热输送年际变化的周期主要为23.4a、3.5a和2.6a, 长期变化总趋势是70年代末以前各年热输送距平均为负值, 70年代末接近多年平均值, 进入80年代各年距平值不仅为正且逐年增大; 东海黑潮冬季热输送与黄淮平原区汛期降水具有相近的长期变化趋势, 两者间存在较好的负相关关系。

关键词 黑潮 热输送 汛期降水

近期研究表明, 海洋热输送对全球能量平衡以及气候变化具有重要作用。海洋热输送主要集中在几支强而窄的洋流中。黑潮在太平洋经向热输送中起着极其重要的作用。关于太平洋不同纬带海洋经向热输送已有一些报道(Talley, 1984; Hsiung, 1985; 赵永平等, 1994), 但有关黑潮热输送, 特别是年际变化特征方面的研究尚不多见。本文着重对东海黑潮冬季热输送的变异特征进行分析, 并初步探讨与黄淮平原区汛期降水的关系。

PN(G)断面位于东海琉球群岛的冲永良部岛西北方, 它东起 $27^{\circ} 30' \text{N}$, $128^{\circ} 15' \text{E}$, 西迄 $29^{\circ} 36' \text{N}$, $125^{\circ} 05' \text{E}$, 横切黑潮, 是黑潮流经东海的中央地段(图1)。该断面是黑潮流域中代表性较好、观测最系统、资料序列最长的一个断面。因此本文选用1956—1990年PN(G)断面的观测资料(The Japan Meteorological Agency, 1957—1991)来具体分析东海黑潮热输送的特征及其变异。

1 计算方法

目前估算海洋热输送的方法主要有海面热量收支法、大气能量收支法和直接计算法三种途径。本文选用直接计算法来估算东海黑潮的热输送。根据Bryan(1962), 通过PN(G)断面热输送(Q_T)可以下式计算:

$$Q_T = \iint C_p \cdot \rho \cdot T \cdot U dy dz$$

* 中国科学院ky85—10项目资助。翁学传, 男, 出生于1933年9月, 研究员。

成文中曾与汤毓祥副研究员就PN(G)断面黑潮体积输送进行过有益的讨论, 在此深表谢意。

收稿日期: 1994年6月12日, 接受日期: 1995年4月18日。

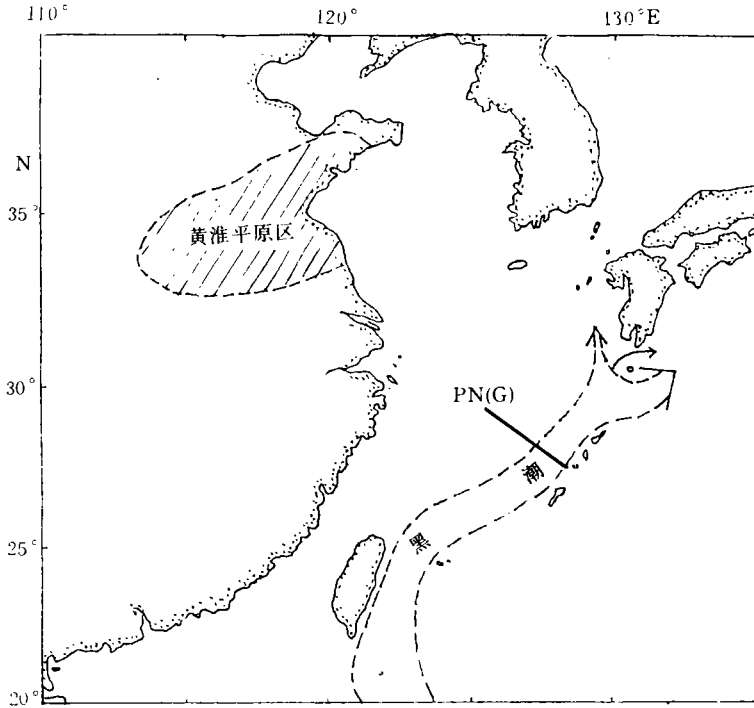


图 1 PN(G) 断面和黄淮平原区地理位置

Fig.1 Geographic locations of section PN(G) and the Huanghuai Plain area

式中, C_p 海水定压比热; ρ 海水密度; T 海水温度; U 垂直 PN(G) 断面的流速分量。X 轴垂直 PN(G) 断面; Y 轴平行 PN(G) 断面; Z 轴垂直向下。基于通过 PN(G) 断面的黑潮体积输送已有较好研究, 故可将上式改写成:

$$Q_T = C_p \cdot \rho \cdot T_w \cdot V$$

式中, T_w 平均水温; V 体积输送。

由于海水定压比热(C_p)略小于 1(约为 0.93—0.96), 而东海黑潮海域的海水密度(ρ)略大于 1(约为 1.022—1.027), 为简便计, 将 $C_p \cdot \rho$ 视为 1。

通过 PN(G) 断面黑潮的体积输送(V), 我国和日本学者从不同角度已作了许多分析, 本文取用藤原伊佐美(1981)和日本长崎海洋气象台(1991)计算得出的 1956—1990 年各季通过 PN(G) 断面(PN₁—PN₅ 站, 即 27° 30' N, 128° 15' E 至 28° 42' N, 126° 28' E 间)黑潮的体积输送值, 计算零面取为 700×10^2 hPa。

断面平均水温(T_w)是利用 PN(G) 断面 1956—1990 年各季实测海水温度资料, 根据计算黑潮体积输送的相应站位和深度统计的平均水温值。

2 东海黑潮热输送的基本特征

直接计算 1956—1990 年间各季通过 PN(G) 断面的黑潮热输送表明, 在这 35 年间, 东海黑潮季平均热输送的多年平均值为 15.74×10^{14} W。其中季平均热输送的最大值为 20.29×10^{14} W, 出现于 1981 年; 最小值为 11.12×10^{14} W, 发生在 1969 年; 最大变幅

达 $9.17 \times 10^{14} \text{W}$ (表 1)。可见黑潮终年自低纬海域向东海输送的热量是巨大的, 热输送的年际变化也是比较明显的。由表 1 可见, 东海黑潮各季热输送的年际变化也比较明显。各季热输送年际变化的最大变幅都超过 $10 \times 10^{14} \text{W}$ 。在四个季节中, 黑潮热输送年际变化最大的为冬季, 其最大变幅达 $19.48 \times 10^{14} \text{W}$, 超过了该季的多年平均值; 其次为夏季和秋季, 而以春季最小。

表 1 PN(G) 断面黑潮热输送 (10^{14}W , 1956—1990)

Tab.1 Kuroshio heat transport (10^{14}W , 1956—1990) along section PN(G)

项目	冬季	春季	夏季	秋季	季平均
多年平均值	15.36	16.88	16.46	15.31	15.74
标准偏差(σ)	4.20	2.91	4.01	2.80	2.44
统计资料数	35	25	35	23	118
最大值	23.76(1986)	22.76(1977)	23.36(1970)	19.03(1988)	20.29(1981)
最小值	4.28(1974)	11.98(1970)	9.33(1959)	7.70(1964)	11.12(1969)
最大变幅	19.48	10.78	14.03	11.33	9.17

值得指出的是, 东海黑潮热输送的季节变化不如年际变化明显, 而且各季多年平均的热输送值相差甚小。若进行细分, 则可得出: 东海黑潮热输送以春、夏季较强, 其中春季又比夏季略强, 而秋季和冬季较弱。这与黑潮源头——北赤道流冬强、夏弱的半年振荡及从黑潮源地至 PN(G) 断面的体积输运过程有关。

已知 PN(G) 断面黑潮热输送的变化取决于通过该断面的体积输送和水体的平均温度。图 2 为这三者的年际变化曲线。可见, 冬季 PN(G) 断面黑潮的热输送与体积输送存在着很好的正向对应关系, 与水温的对应关系虽然也较好, 但不如体积输送。计算结果表明, 冬季热输送与体积输送和水温的相关系数分别为 0.90 和 0.76 (信度都超过 0.01)。

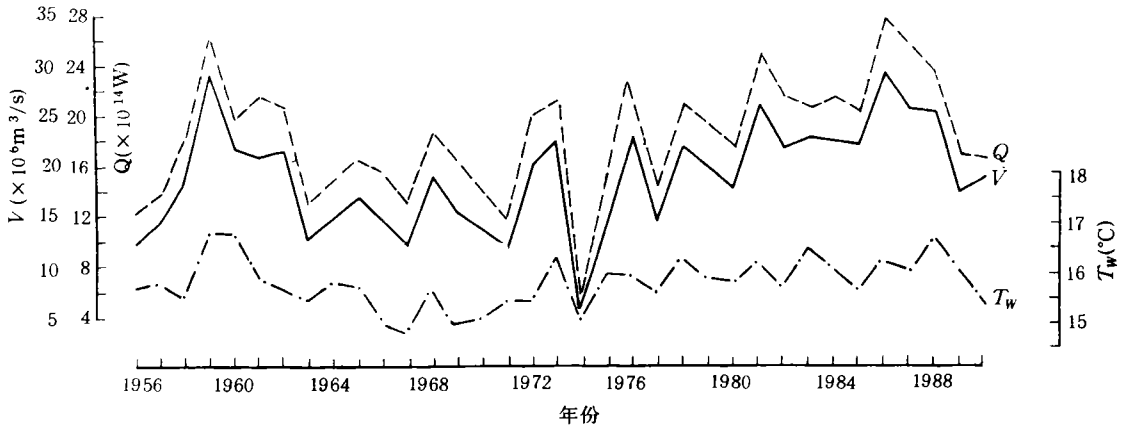


图 2 冬季 PN(G) 断面黑潮热输送、体积输送和平均温度的年际变化

Fig.2 Interannual variations of the Kuroshio heat transport and volume transport and the mean temperature along section PN(G) in winter

此外,黑潮的主要特征之一是终年具高温特性,平均水温比较稳定,季节和年际变化均较小。与此相反,黑潮的体积输送受众多因素的影响,变化较大。这也可从其平均值的标准偏差得出。从冬季水温和体积输送多年平均值的标准偏差来看,前者为 0.49,后者为 4.20,两者相差达一个量级。这是源于热带区域流系体积输送的突出特征之一。综合以上所述可以认为,对 PN(G) 断面黑潮热输送变化的贡献来说,来自低纬海域的黑潮体积输送的强弱处于第一位的,而水体温度的高低是第二位的。

3 东海黑潮冬季热输送的变异

Wyrтки (1965) 指出,黑潮是太平洋海域内最大的海洋失热区。冬季是黑潮向大气

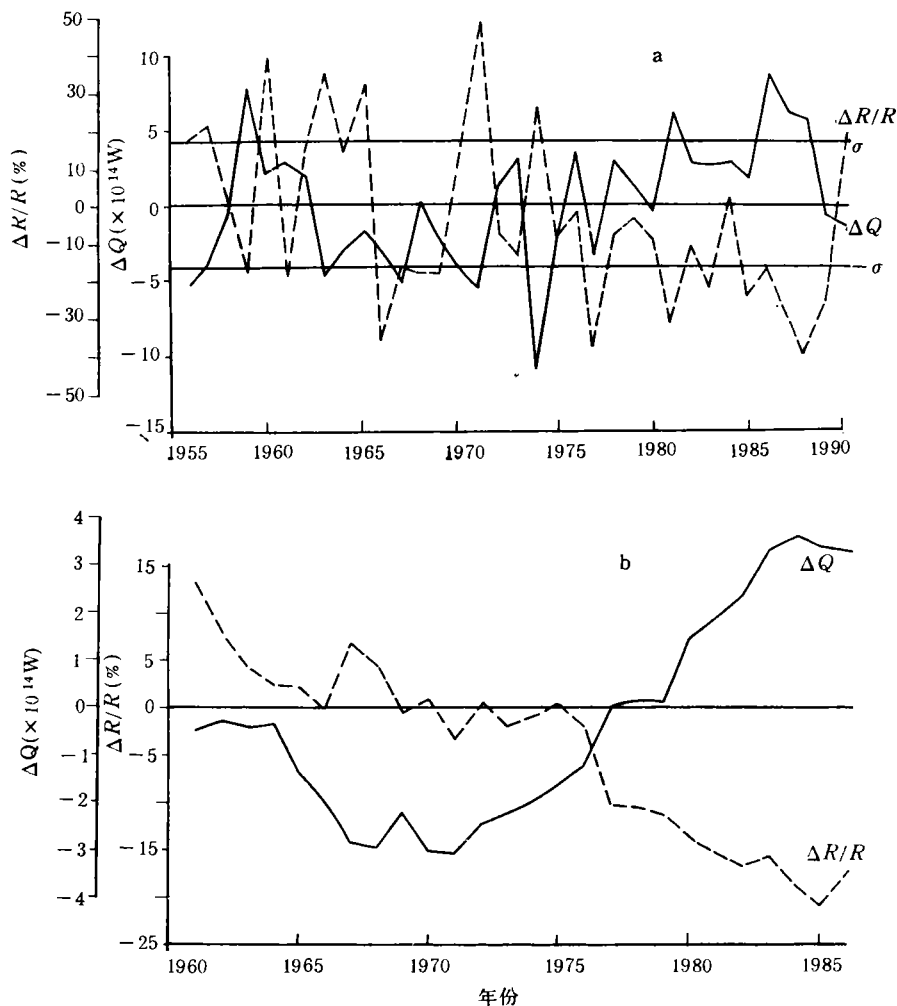


图3 东海黑潮冬季热输送距平(ΔQ)和黄淮平原区汛期(6—8月)降水距平百分率($\Delta R/R$)的年际变化(a)和10年滑动平均(b)

Fig.3 Interannual variations of the Kuroshio heat transport anomaly (ΔQ) in the East china sea in winter and the precipitation anomaly percentage ($\Delta R/R$) in the Huanghuai Plain area in June - August (a) and the 10 year running mean (b)

释放热量最多的季节,也是黑潮海域海气相互作用最强烈的时期,为此本文着重分析冬季东海黑潮热输送的变异特征。

3.1 热输送的年际变化 图 3a 给出了 1956—1990 年间东海黑潮冬季热输送距平的年际变化曲线(ΔQ)。可见,热输送的年际变化是十分明显的;1975 年及其以前,出现负距平的频率较高;1975 年以后,正距平的出现频数增加。最大负距平出现于 1974 年,为 $-11.08 \times 10^{14} \text{W}$;最大正距平见于 1986 年,为 $8.40 \times 10^{14} \text{W}$;两者相差达 $19.48 \times 10^{14} \text{W}$ 。

如果将各年冬季热输送的距平值(ΔQ)与其多年平均值的标准偏差($\sigma=4.20$)相结合,来区分东海黑潮冬季热输送的强弱,即将其划分为强年($\Delta Q > \sigma$)、常年($-\sigma \leq \Delta Q \leq \sigma$)和弱年($\Delta Q < -\sigma$)三种情况,则可得出 1959, 1981 和 1986—1988 年为热输送强年;1956, 1963, 1967, 1971 和 1974 年为热输送弱年;其它年份东海热输送处于常年状态。可见:热输送的弱年多出现在 1975 年以前;强年多见于 1980 年以后的年份;而常年状态则多是连年出现,最长的有连续 6 年(1975—1980)。

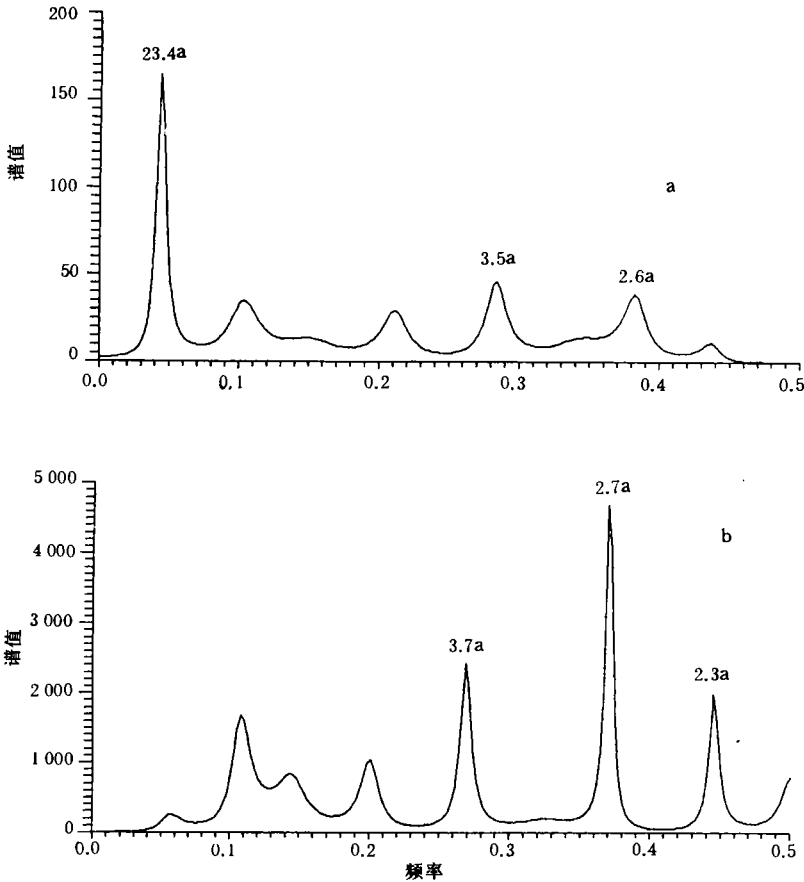


图 4 东海黑潮冬季热输送(a)和黄淮平原区汛期(6—8月)降水(b)的最大熵谱

Fig.4 Maximum entropy spectrum of the Kuroshio heat transport in the East China Sea in winter (a) and the precipitation in the Huanghuai Plain area in June—August (b)

为了进一步分析东海黑潮冬季热输送的变化特征,对 PN(G) 断面 1956—1990 年间冬季热输送距平序列进行了最大熵谱分析,结果如图 4a 所示。该图清楚地表明,东海黑潮冬季热输送的变化具有多个变化周期,经显著周期检验(检验水平 $\alpha=0.05$) 较突出的是 23.4a、3.5a 和 2.6a 这三个周期。

3.2 热输送的长期变化趋势 东海黑潮热输送不仅有年际变化,而且长期变化也很明显。从图 3b 中的东海黑潮冬季热输送距平(ΔQ) 10 年滑动平均曲线可以看到,在 70 年代末以前,各年的热输送均为负距平。其中,在 60 年代热输送是逐年减少,于 60 年代末、70 年代初达最低值($-3.10 \times 10^{14} \text{W}$);进入 70 年代热输送开始逐年增大,但仍为负距平;70 年代末,东海黑潮冬季热输送的距平值趋于零,即接近多年平均值;进入 80 年代后,热输送距平不仅为正值,而且逐年增大;并于 1984 年达最大($3.55 \times 10^{14} \text{W}$)。另外,从东海黑潮冬季的长期总热输送来看,60 年代和 70 年代基本相近,分别为 $139.72 \times 10^{14} \text{W}$ 和 $137.53 \times 10^{14} \text{W}$,而 80 年代则为 $187.06 \times 10^{14} \text{W}$,增大了 30% 左右。

4 东海黑潮冬季热输送与黄淮平原区汛期(6—8 月)降水关系探讨

许多研究已经表明,黑潮海域的 SST 和海气热交换对我国东部沿海,特别是长江中下游地区的降水有明显的影响(潘怡航, 1978; 赵永平等, 1983; 陈锦年, 1986; 丁良模, 1990)。那么黑潮热输送对我国东部沿海地区降水的影响又是怎样? 为此根据陈烈庭等(1994)提供的降水资料,进行了东海黑潮热输送与我国东部地区汛期降水关系的分析。结果表明,东海黑潮冬季热输送与黄淮平原区汛期降水有较好的对应关系。这具体表现在以下几个方面。

4.1 年际变化 黄淮平原区是降水变率较大、多旱涝的地区。图 3a 为该区汛期降水距平百分率($\Delta R/R$) 的年际变化曲线。该曲线表明,在 1956—1990 年期间黄淮平原区降水变化的总趋势是:1974 年及其以前,降水的变化幅度相对较大,且以正距平占优势;1974 年以后降水的变幅有所减小,基本上都为负距平。降水的这种变化趋势与相应时期东海黑潮冬季热输送的变化基本相反。对比图 3a 中的 ΔQ 和 $\Delta R/R$ 这两条曲线还可发现,在这 35 年间除少数年份(如 1965, 1976—1978, 1985) 两者的变化相同外,其余各年东海黑潮冬季热输送与黄淮平原区汛期降水均呈反向的对应变化,特别是热输送较强(1959, 1981 和 1988 年)和较弱(1963, 1971 和 1974 年)的年份与当年汛期降水偏少和偏多都有较好的对应。

对黄淮平原区 1956—1990 年间汛期降水距平百分率序列进行最大熵谱分析表明(图 4b),该区汛期降水的主要变化周期按其峰值大小依次是 2.7a、3.7a 和 2.3a,即具有明显的准 2a 周期和 3.7a 周期。

揭示出这种显著周期是很有意义的,因为它不仅与东海黑潮冬季热输送年际变化的 3.5a 和 2.6a 变化周期相近,而且与西太平洋副热带高压 3.5a 的变化周期相接近(符淙斌, 1977)。东海黑潮冬季热输送、黄淮平原区汛期降水和西太平洋副热带高压变化周期的接近,为探讨三者的关系提供了一定的依据。

4.2 长期变化趋势 近 30 余年来,黄淮平原区的汛期降水发生了较大变化,其总趋势是降水减少,干旱现象呈现。该区 70 年代平均降水距平百分率比 60 年代减少 1.7%。

而80年代又比70年代减少11.4%。图3b绘制了该区汛期降水距平百分率($\Delta R/R$)10年滑动平均的逐年变化。对比图3b中 $\Delta R/R$ 和 ΔQ 这两条曲线表明,黄淮平原区汛期降水与东海黑潮冬季热输送的长期变化具有十分相近的反向变化趋势:即70年代后期以前,前者基本上都为正距平,而后者都呈现负距平;70年代后期,前者转为负距平,而后者变成正距平;进入80年代后,黄淮平原区汛期降水逐年减少,而东海黑潮冬季热输送逐年增大,分别于1985年和1984年达最小值和最大值。

4.3 相关分析 由上述对观测事实的分析可以看到,东海黑潮冬季热输送与黄淮平原区汛期降水之间存在着较好的对应关系。为了更清楚表达这个关系,进行了相关分析。结果得出,东海黑潮冬季热输送与黄淮平原区汛期降水的同年相关系数为 -0.49 ,信度在 0.01 以上,超过显著性检验。同时,还统计了经10a滑动平均处理后两者之间的相关关系,其相关系数达到 -0.79 ,信度超过 0.01 。由此可见,东海黑潮冬季热输送与黄淮平原区汛期降水之间存在着较好的负相关关系,即冬季东海黑潮热输送较常年偏强,则当年黄淮平原区汛期降水有减少趋势;反之,当冬季东海黑潮热输送偏弱,则当年黄淮平原区汛期降水将趋于偏多。

众多的研究结果和预报实践都表明,西太平洋副热带高压的强弱和进退移动对我国东部地区汛期降水有密切的关系。既然黄淮平原区汛期降水与东海黑潮冬季热输送存在较好的关系,那么东海黑潮热输送与西太平洋副热带高压也可能存在一定的联系。为探索这一联系,统计了东海黑潮冬季热输送与同年6—8月西太平洋副热带高压诸特征之间的相关关系。结果得出,冬季东海黑潮热输送与同年6—8月西太平洋副热带高压的强弱和位置分布都有较好的相关关系,其中与其西伸脊点的关系最密切。两者的同年相关系数为 -0.42 ,信度超过 0.02 。由此可以初步认为,冬季东海黑潮热输送对黄淮平原区汛期降水的影响可能是通过西太平洋副热带高压的变动来实现的。

5 结语

5.1 黑潮终年自低纬海域向东海输送巨大的热量。通过东海PN(G)断面黑潮季平均的多年平均值热输送达 $15.74 \times 10^{14} \text{W}$ 。

5.2 东海黑潮冬季热输送的年际和长期变化都很明显。在1956—1990年间东海黑潮冬季热输送的最大变幅达 $19.48 \times 10^{14} \text{W}$,大于其同期平均值。冬季热输送年际变化的周期主要为23.4年、3.5年和2.6年。其长期变化总趋势是:70年代末以前,各年热输送距平均为负值;70年代末,接近多年平均值;进入80年代,各年的距平值不仅为正且逐年增大。

5.3 东海黑潮冬季热输送与黄淮平原区汛期降水具有相近的年际变化周期和反向的长期变化趋势。同年和10年滑动平均处理后的同年相关系数分别为 -0.49 和 -0.79 ,信度都超过 0.01 。这表明两者之间存在较好的负相关关系,即冬季东海黑潮热输送较常年偏强,则当年黄淮平原区汛期降水有减少趋势,反之亦然。

5.4 东海黑潮冬季热输送对黄淮平原区汛期降水的影响,可能是通过西太平洋副热带高压的变动来实现的。具体的物理过程尚有待进一步探讨。

参 考 文 献

- 丁良模, 1990, 海洋对气候变化调节与控制作用学术研讨会论文集, 海洋出版社(北京), 169—177.
- 陈锦年, 1986, 海洋湖沼通报, 2: 6—12.
- 陈烈庭等, 1994, 大气科学, 18(5): 586—595.
- 赵永平等, 1983, 海洋与湖沼, 13(3): 256—262.
- 赵永平等, 1994, 海洋与湖沼, 25(1): 9—14.
- 符凉斌等, 1977, 科学通报, 22(7): 313—317.
- 潘怡航, 1978, 中国科学院大气物理所集刊, 6: 102—115.
- 长崎海洋气象台, 1991, 海洋速报(日), 140: 8.
- 藤原伊佐美, 1981, 海洋科学(日), 13(4): 264—270.
- Bryan, K., 1962, *J. Geophys. Res.*, 67(9): 3403—3414.
- Hsiung, J., 1985, *J. Phys. Oceanogr.*, 15(6): 1405—1413.
- Talley, L. D., 1984, *J. Phys. Oceanogr.*, 14(2): 231—241.
- The Japan Meteorological Agency, 1957—1991, The report of marine meteorological and oceanographical observations, published by the Japan meteorological Agency, No. 19—82.
- Wyrtki, K., 1965, *J. Geophys. Res.*, 70(18): 4547—4559.

THE KUROSHIO HEAT TRANSPORT IN THE EAST CHINA SEA AND ITS RELATION TO THE PRECIPITATION IN THE RAINY SEASON IN THE HUANGHUAI PLAIN AREA

Weng Xuechuan, Zhang Qilong, Yang Yuling, Yan Tingzhuang

(Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071)

Abstract This paper details analysis on the variational properties of the Kuroshio heat transport in the East China Sea and the relation between its heat transport in winter and the precipitation during the rainy season in the Huanghuai Plain. The results show that the Kuroshio transports a huge amount of heat from the low latitude sea area to the East China Sea all the year round. The multiple-year mean annual heat transport through section PN(G) is about $15.74 \times 10^{14} \text{W}$; the heat transport in winter has especially obvious interannual variation with 23.4 year, 3.5 year and 2.6 year periods and long-term change. The long-term change trend is characterized by heat transport negative anomalies before the end of the 1970's, and by values almost equal to the multiple-year mean in the end of the 1970's. During the 1980's, and the anomalies were positive and larger year by year; the Kuroshio heat transport in the East China Sea in winter has nearly the same interannual change period as that of the precipitation in the rainy season in the Huanghuai Plain area, but the long-term change is opposite to that of the precipitation. There is good negative correlation between them, with correlation coefficients in the same year and by 10 year running mean being -0.49 and -0.79 , respectively, with over 0.01 level of confidence.

Key words Kuroshio Heat transport Precipitation