

沿137°E断面(1967—1987年)海洋热状况的变化及其与埃尔尼诺事件的关系

邹娥梅 王宗山 徐伯昌

(国家海洋局第一海洋研究所, 青岛)

摘要

本文利用日本气象厅于1967—1987年间沿137°E经向断面上的水文观测资料, 并运用经验正交函数对特定区域次表层的温度剖面场进行了分解, 同时计算了对应区域的地转流通量。指出热带西太平洋热含量变化最显著的区域是逆流槽附近的次表层(50—300m), 该层的热含量可以作为研究ENSO现象的重要特征量。同时还指出, 次表层热含量的年际变化, 与海流的变化有内在的联系, 并与埃尔尼诺事件和黑潮变异密切相关。

西北太平洋的热状况, 许多作者曾进行过研究^[1-9, 14-19]。其中, Masuzawa^[3-6]及Nagasaka^[7, 8]等集中地对137°E断面(1°S—34°N)的热盐及海流状况进行了分析和研究, 指出了它们的长期变化的特征; Andow^[1]、Byрков等^[22]、王宗山、马成璞及邹娥梅等^[21, 23-25]以及Toole等^[13]则着重分析了热带西太平洋或西北太平洋的热盐或海流结构的多年平均状况; 而White、Pazan和Inoue等^[2, 9, 14-17]以及王宗山等^[23]重点研究了西北太平洋, 特别是热带西太平洋的热含量及海流的年际变化及其与埃尔尼诺事件的关系。特别值得提及的是, White等^[14-17]和Pazan^[9]曾指出热带西太平洋上层热含量与埃尔尼诺事件的发展具有密切的关系, 即在埃尔尼诺事件爆发初期, 热含量呈现正距平, 而在埃尔尼诺事件进入盛期时, 热含量呈现负距平。最近, White等^[14]又利用复经验正交函数分析了热带西太平洋的热含量, 指出, 在ENSO事件的盛期, 一态开尔文波自西向东传播, 把热带西太平洋的热量输向东太平洋, 并与观测资料的结果相一致。

但是, 如所周知, 热带西太平洋终年为高于28℃的表层暖水所覆盖, 其厚度为50—140m, 温度年际变化的标准差为0.5℃^[1]; 另外从热带区域的海气界面上的水、气温差接近于零^[22]来看, 此处的海面热量平衡值亦很小, 不可能引起海洋上层热含量的显著年际起伏。那么, 海洋热含量变化最大的水层何在, 引起它变化的原因是什么, 及它们与埃尔尼诺事件和黑潮变异的关系如何, 这是本文试图探讨的问题。为此, 我们利用日本气象厅于1967—1987年间的冬、夏季沿137°E经向断面上的水文观测资料, 运用经验正交函

数对特定区域次表层的温度剖面场进行了分解,同时计算了对应区域的地转流量,探讨了次表层热含量的年际变化及其与流通量的内在联系,及它们与厄尔尼诺事件和黑潮变异的关系。

一、137°E 断面多年平均温盐和动力高度的剖面特征

为了展示137°E断面温盐结构的主要特征及其与各支流系配置的情况,我们绘制了多年平均温度、盐度和动力高度图。

(一) 温度

图1 a、b 所示为多年平均温、盐度的剖面结构;图1 c 为多年平均、厄尔尼诺和反厄尔尼诺年平均动力高度 [0 (700·10²hPa)] 的经向分布,由图1a可以看出,在15°N以南,海洋为一平均厚度50m 的高于28°C 的高温水所覆盖;20°N以北,平均温度的

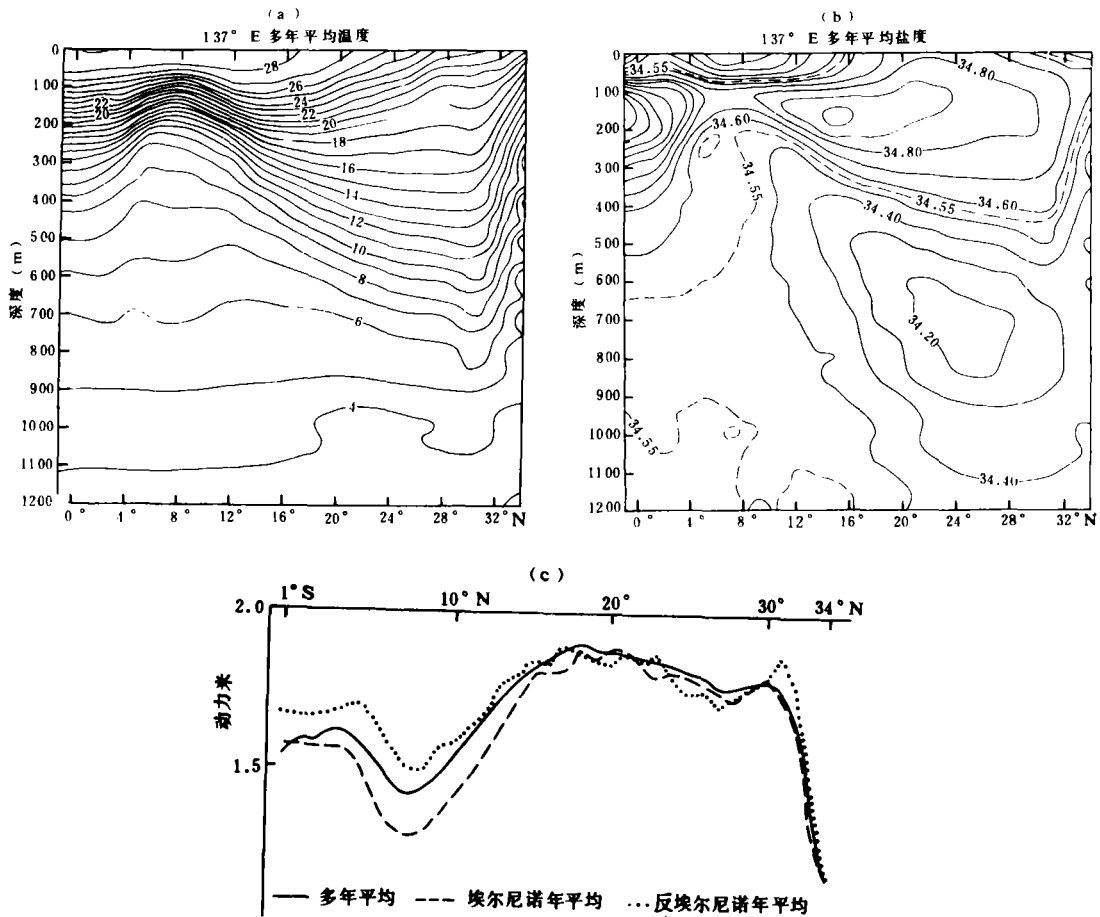


图1 多年(1972-1987年)平均温度(a)、盐度(b)、动力高度(c)的分布图

经向梯度加大。在深厚的中层,海水的温度相对均匀(4—8℃),在相对均匀的表层和中层之间为一自南向北逐渐加厚的温跃层,并在7°N附近向上隆起呈脊状,标志着北赤道流和北赤道逆流的分界位置所在;在2°N附近,温跃层下陷呈槽状,这恰对应着北赤道逆流与南赤道流的相汇处;而在17°N附近,温跃层的上半部呈槽状,这约为表层北赤道流的北边界,下半部则自南向北下倾,30°N以北,整个温跃层急剧上翘,这恰与黑潮相对应。

(二) 盐度

由图1b可看出,在表层,于18°N以南,为盐度低于34.7的低盐水所占据,其厚度约40—60m,低盐中心位于赤道和7°N附近,核心盐度值低于34.2。在8°N以北,为相对高盐水所占据,其中心位于23°N附近,盐度值为大于34.7,这对应于北半球次表高盐水形成区西边界的外侧^[25]。表层水的下面,在150m层附近存在两个分别来自南、北两半球的次表高盐水,其中,前者北伸至6°N,后者则约南伸至8°N,其核心盐度值分别为35.4和35.0。在30°N以北,如同温跃层一样,等盐线向北急剧上翘,形成反映黑潮的盐度锋。在南、北半球次表高盐水的下面,分别存在来自亚南极和亚北极的中层低盐水,其中,前者的核心位于800m左右,盐度值为34.55,向北可伸至12°N附近;后者的核心位于20—28°N之间的600—800m层,盐度值为34.2,它自北向南逐渐上翘,其南界达到9.5°N的250m层附近。在来自南、北半球的高盐水和低盐水之间,于7°N附近的300—600m之间,存在一个盐度相对均匀的水层。应该指出,盐跃层不同于温跃层,在次表高盐水上、下方分别形成正盐跃层和逆盐跃层。

(三) 动力高度

动力高度的起伏,不仅直接反映了流系的配置,而且也反映了热含量和水位的变化。图1为多年平均、埃尔尼诺年及反埃尔尼诺年动力高度 $[0^\circ(700 \times 10^2 \text{hpa})]$ 的经向分布。由图可清楚地看出,在2°—16°N和30°—34°N区域,动力高度具有较大的起伏,其中,在2°—8°N间的埃尔尼诺年及反埃尔尼诺年的平均动力高度曲线分别位于多年平均曲线的下部和上部,且埃尔尼诺年的动力高度较多年平均状况有较大的经向坡度。这表明,在埃尔尼诺年,该纬带内的北赤道逆流增强,热含量减少,水位降低,而在反埃尔尼诺年,热含量增加和水位增高。在8°—16°N(北赤道流区域),虽然三条动力高度曲线的配置与上述相同,但比较三者的经向坡度可看出,在埃尔尼诺年的经向坡度大于多年平均状况,而在反埃尔尼诺年则小于多年平均状况。这表明,在埃尔尼诺年,该纬带内的北赤道流加强,而在反埃尔尼诺年则减弱。在30°—34°N,动力高度曲线自南向北急剧下倾,且于反埃尔尼诺年,经向坡度大于多年平均状况,而在埃尔尼诺年则略小于多年平均状况。这表明,黑潮在反埃尔尼诺年增强,而在埃尔尼诺年内则略减弱。

二、埃尔尼诺事件过程中热含量的变化

在Wyrtki提出的关于埃尔尼诺形成和发展的模式中早已指出,于埃尔尼诺爆发前,信

风加强, 表层暖水在西太平洋堆积, 水位升高, 从而热含量增大, 而埃尔尼诺爆发后, 赤道开尔文波便向东输送热量, 水位下降和海洋上层热含量减少^[19]。这业已为观测和数值模拟所证实。但是, 正如Andow所给出的137°E剖面的温度标准偏差图^[1]所表明, 从热含量的年际起伏来看, 主要不是发生在表层, 而是分别出现在热带的50—300m和黑潮区域的100—700m层, 亦即大致为温跃层占据的水层。因此, 该水层的热含量对于揭示埃尔尼诺事件发展过程无疑具有重要的意义。

为此, 我们对1971—1987年5次埃尔尼诺事件期间上述水层热含量的演变作一阐述。

图2所示为1971—1987年间各次埃尔尼诺事件过程中热带(取0—18°N)50—300m层热含量的演变。由图2a可见, 在1971年1月和1972年1月, 0—18°N区域的热含量为正距平, 而在1972年7月(即埃尔尼诺爆发)3—18°N区域的热含量变为负距平, 且于半年之后的1973年1月(埃尔尼诺盛期), 整个断面除30—34°N外热含量均出现明显的负距平。1973年7月, 2°—12°N区域的热含量为明显的正距平, 标志着1972—73埃尔尼诺事件业已结束。1975年为反埃尔尼诺年, 在该年的7月, 1°S—15°N及30—34°N区域热含量显示出较大的正距平(见图2b), 及至1976年1月赤道附近(1°S—5°N)的热含量正距平进一步增大, 而5°N以北正距平却逐渐减小。同时, 在30—34°N则由原来的正距平变为负距平。当埃尔尼诺发展为强盛期(1976年7月), 在2°—14°N区域出现明显的负距平, 并且随着埃尔尼诺的消衰, 负距平量值和占据的区域均减小。至1977年7月, 即1976年埃尔尼诺结束后, 除在1—5°N尚存在一点负距平外, 6—15°N区域恢复为正距平。然而, 在1976年和1980年埃尔尼诺期间, 30—34°N区域的热含量与1972—73埃尔尼诺期间不同, 皆为负距平。这恰与黑潮大弯曲形成的冷涡相对应。

由图2c、d、e可以看出, 1980、1982—83和1986—87埃尔尼诺期间, 热含量演变的共同特征是, 在埃尔尼诺爆发前(1979年7月、1982年1月和1986年1月), 并不像上述的1972/73和1976年埃尔尼诺事件那样在15°N以南海域热含量存在明显的正距平, 而是接近于平均状况。但是, 在埃尔尼诺爆发后(1980年7月、1982年7月、1983年1月、1987年1月和7月), 15°N以南海域热含量则均出现负距平。而30—34°N海区的热含量, 随时间有明显变化, 即在1981年为正距平, 1982年7月—1983年7月变为负距平, 1985年为正距平, 而1986年1月—1987年7月由正距平逐渐变为负距平。这些负距平的出现, 同样与1982—1984年和1986—1988年间黑潮大弯曲所形成的冷涡相对应^[26]。

应该指出, 1980—1987年间的3次埃尔尼诺事件过程中, 于埃尔尼诺爆发前在137°E断面上似乎看不出热量在西太平洋有明显地积累, 换言之, 关于埃尔尼诺事件发生机制的Wyrski模式^[19]似乎不适用。其实不然, 热带西太平洋毗邻东亚大陆, 东亚季风影响范围可及150°E附近, 故所研究的137°E断面是直接蒙受季风的影响。在1972/73和1976年埃尔尼诺事件前, 东亚偏北季风不甚显著, 致使热带西太平洋上层暖水的堆积靠近西边界^[18]; 而在1980、1982—83和1986—87埃尔尼诺事件爆发前, 东亚季风相对强盛, 致使热带西太平洋的暖水不是堆积在西边界海域, 而是占据着以155—167°E为中心的海域, 因此, 在137°E断面上便无明显热量堆积。这一点可以从与热含量成正比的水位分布得到佐证^[20, 21]。

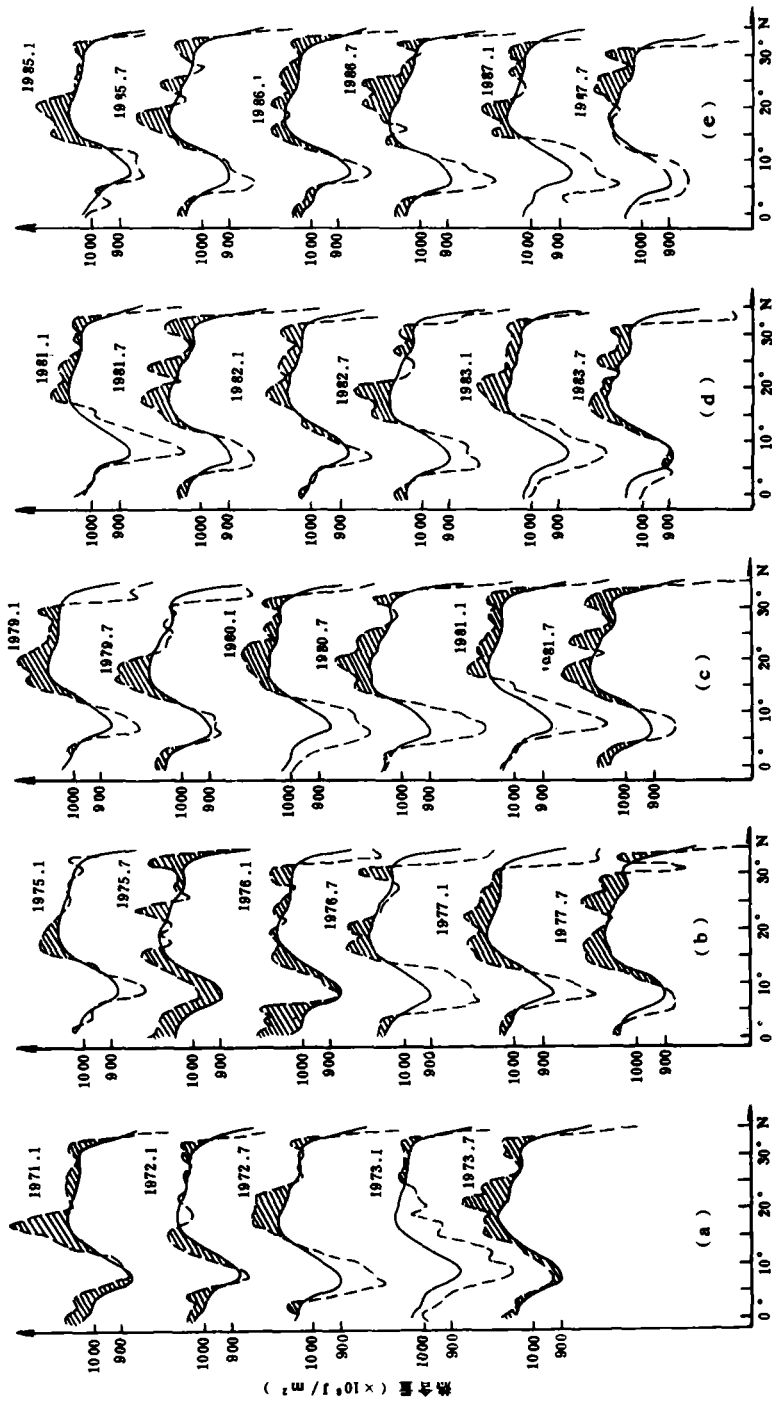


图2 137°E断面(50—300m)热含量的经向分布图
实线为多年平均, 虚线为各月的热含量

三、温度结构的时空变化

为了进一步揭示热带海洋次表层热含量与埃尔尼诺及黑潮区域热含量与其大弯曲间的联系,我们采用了经验正交函数将热含量变化最显著的2—15°N间的50—300m层及30—34°N间的100—700m层的温度剖面场进行了分解。

(一) 北赤道逆流及北赤道流区域温度的时空变化

图3和图4分别所示为2—15°N间50—300m的第1—3特征向量和3个特征向量之和及其对应的时间权重系数,它们逼近温度场的程度分别为55%、12%和8%。由图3a可

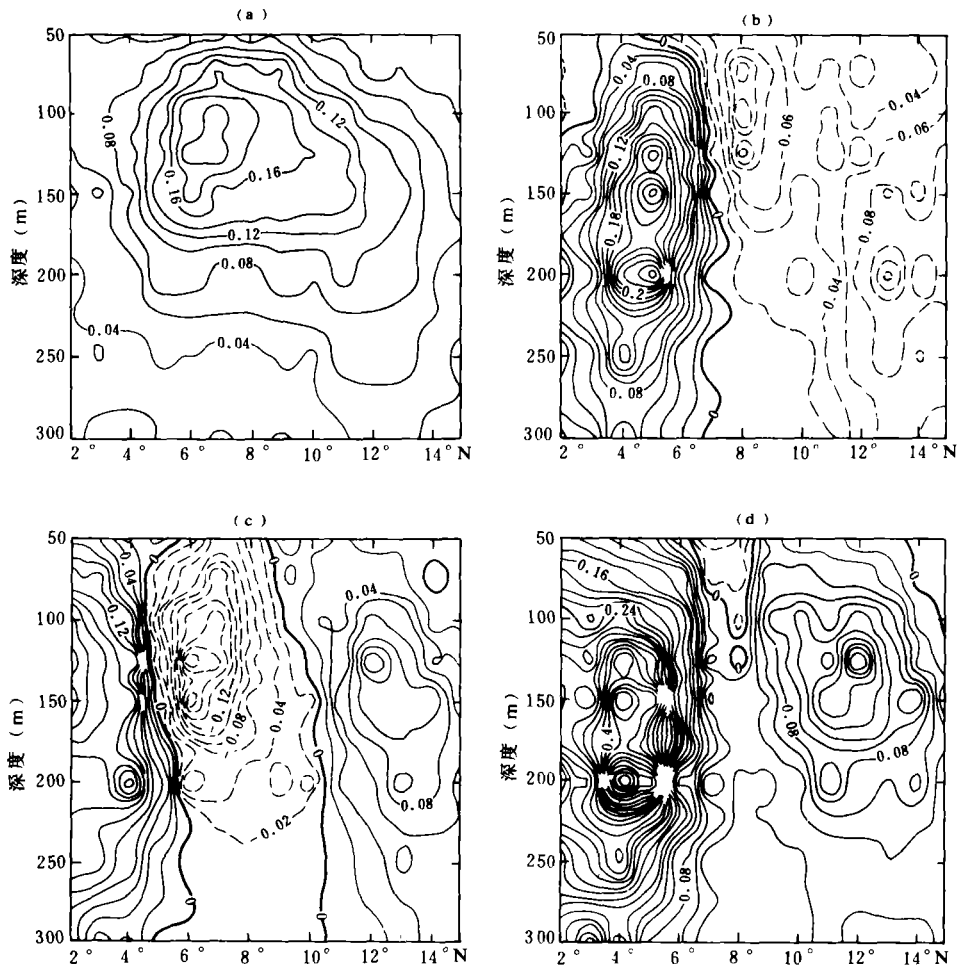


图3 2—15°N纬带内(50—300m)第1(a)、第2(b)、第3(c)特征向量及第1—3特征向量之和(d)的断面分布图

明显地看出,第一特征向量的等值线略呈椭圆形分布,其长轴约由6°N附近的120m向北伸至13°N处的150m,其核心(0.20)位于7°N附近的100—130m,且核心的南侧等值线的梯度较大,而其北侧较小.这种分布,恰与文献〔1〕中温度年际起伏的标准偏差极大值的位置相对应,并且显示出热带西太平洋热起伏最显著区域位于逆流槽.由于该分量逼近温度场的精度达55%,故这一分量是反映热带西太平洋热状况的主要变化——大尺度海气系统异常.这一点,从它对应的时间权重系数的年际变程可得到佐证(图4a),即,时间权重系数在埃尔尼诺年与高的负值对应(1972—73、1976、1980、1982—83、1986—87),且与台风登陆次数的低值相对应;大的正值则与反埃尔尼诺年(1974、1975和1984)相对应.

这里值得指出的是,许多学者在研究大尺度海气相互作用时,通常使用热带东太平洋的表层水温(SST),而认为热带西太平洋的SST不敏感.这无疑是事实.但是,由上述分析表明,在热带西太平洋4—15°N的次表层水温的变化,同样蕴藏着较高的洋盆尺度海气相互作用的信息,亦即该区域是热带西太平洋反映大尺度海气系统变化的敏感区所在.

第2和第3特征向量逼近场的程度较低(分别为12%和8%).其中,第2特征向量在3—6°N间的60—270m层形成椭圆形高的正值区,其椭圆长轴从5°N(60m)向南伸向4°N(270m).特征向量正值区的南、北两侧分别由3°N和7°N附近零等值线与负值区相分开,其中7°N以北的负值区中的高值核心分别位于8°N附近的150m以浅和13°N的200m层附近.而第3特征向量的分布与前有所差异,在剖面中间为负值区,其南北则为正值区,负值区南北两侧的零等值线分别位于4.5—6°N和9—10.5°N,北部的特征值核心位于12—13°N.从图4b、c来看,第2、3特征向量所对应的时间权重系数的时间变程,不仅起伏的幅度小,且主要是反映季节变化的特征.

如上所述,第1—3分量之和逼近场的程度已达74%,因而我们将这3个分量的特征向量和时间权重系数加以合成(图3d和图4d).由图3d可看出,在研究的区域内,合成特征

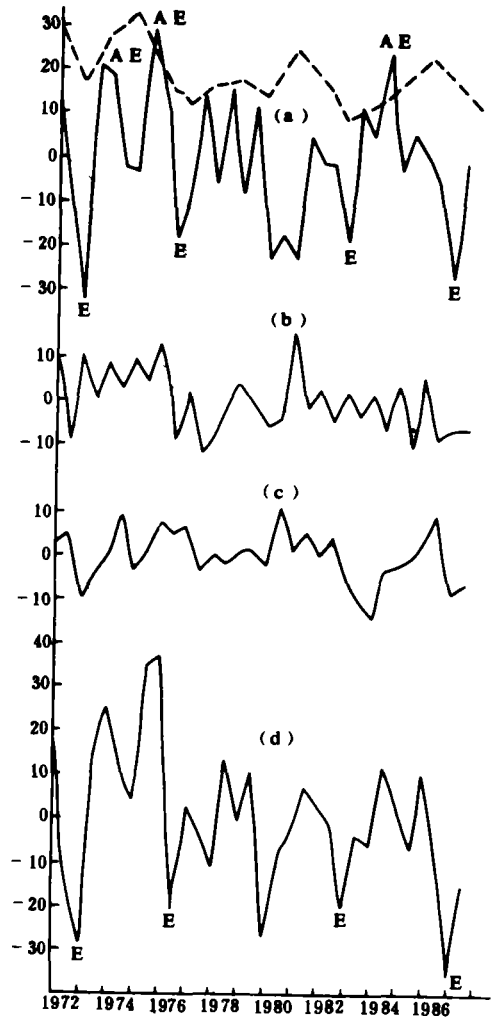


图4 2—15°N纬带内(50—300m)时间权重系数第1(a)、第2(b)、第3(c)时间权重系数及第1—3时间权重系数之和(d)的时间变化,虚线为台风在我国大陆登陆数

向量在7—8°N间为一低值(或负值),其南北两侧均为高正值区,其中南部的等值线最密集,最高值达0.5以上,核心位于4°N,而北侧的等值线相对稀疏,其核心位于12°N附近.这种分布,显然是反映了137°E经向剖面上北赤道逆流和北赤道流的平均地理分布(见下节).对应的合成时间权重系数随时间的变化(图4d),则基本上与第一时间权重系数的时间起伏相一致,即于1972—73、1976、1980、1982—83和1986—87厄尔尼诺年呈现大的负值,而在反厄尔尼诺的1974、1975和1984年为大的正值.这充分说明了,热带西太平洋次表层热状况的变化,主要是由大尺度海、气系统的异常所决定.

(二) 黑潮区温度的时空变化

图5和6分别所示为28—34°N间100—700m层的第1、2特征向量及其对应的时间

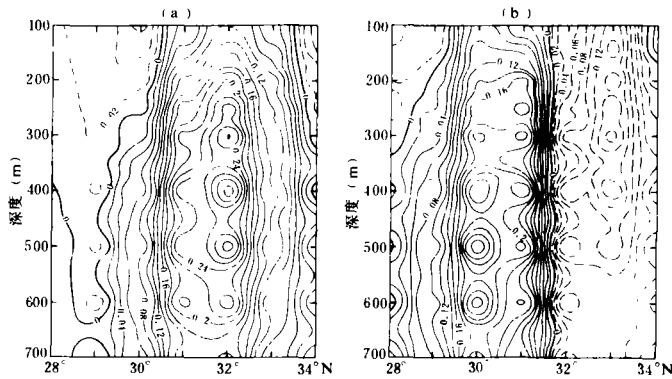


图5 28—34°N纬带内(100—700m)第1(a)和第2(b)特征向量的断面分布图

权重系数.它们逼近温度场的程度分别为60%和18%.由图5a可看出,第1特征向量的正值核心(大于0.20)呈直立的椭圆形,其长轴位于32°N的200—650m层.它的南、北侧为负值区,其零线分别位于30.5°N(100m)至29°N(700m)和33.5°N(100m)至34°N(310m).这种分布,恰与该区域水温的年际标准偏差的分布相对应,同时也显示出反映黑潮变异的敏感位置为32°N附近的次表层以及黑潮经向摆动的范围.从对应的时间权重系数

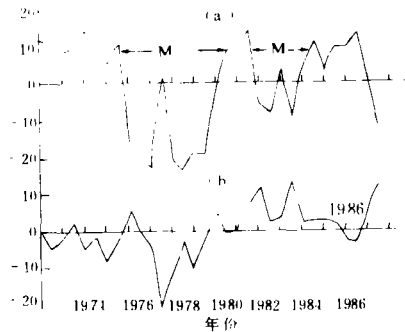


图6 28—34°N纬带内(100—700m)第1(a)和第2(b)时间权重系数的时间变化

来看(图6a),在1972—1987年间,1972年1月—1975年7月、1980年7月—1981年7月和1984年1月—1986年7月为正值时段,1975年9月—1980年2月、1981年12月—1983年11月和1987年则为负值段。前者对应于黑潮的正常流动,而后者则与黑潮大弯曲的时段相对应,同时负值也反映弯曲时所形成的冷涡的影响,应该指出,由于冷涡在137°E附近形成后逐渐向东移动,且于其消衰期移出该剖面^[26],故在黑潮大弯曲的消衰期内时间权重系数便由负变为正值。

第2特征向量的分布(图5b)与前不同,在31.6°N附近有一垂直零线,其北侧为负值区,负中心(小于-0.12)位于33°N附近的100—500m层,而其南侧为正值区,正中心(大于0.18)位于30°N附近的300—700m层,两个核心的绝对值前者比后者小0.12。这种分布,恰反映了黑潮流轴的南北摆动的范围,即在正常情况下,黑潮的主轴位于33°N附近,而在发生弯曲时其主轴则移至30°N附近(见后),对应的时间权重系数(图6b)具有2—3年的起伏,这表明,黑潮流轴除了大弯曲以外还存在相对短的2—3年的摆动周期,这一结果与Pavlychev^[10]所得出的结论相一致。

四、主要流系的变化

(一) 北赤道逆流和北赤道流

由上述不难理解,西北太平洋次表层热含量的显著变化,不可能由海面的热收支得到解释,而只能从海流的热输送去寻找答案,为此,我们计算了各支流系的体积输送量,图7和图8分别所示北赤道逆流,北赤道流(相对于 $700 \times 10^2 \text{hpa}$)其黑潮(相对于 $1200 \times 10^2 \text{hpa}$)的流速剖面分布及其体积输送量的时间变化,由多年平均流速剖面(图7a)可看出,北赤道逆流与北赤道流的多年平均分界线位于7°N的50m层到6°N的300m一线,北赤道逆流的上层流轴位于4.5°N的170m以浅的水层,次表层流轴则向赤道方向倾斜,上层流核中的最大流速值为 0.55m/s ,而北赤道流的流幅较宽,流轴位于11.5°N附近的175m以浅,并略向北倾斜,其最大平均流速为 0.25m/s ,在冬季,流系的分布稍有变化(图7b),即在2.5°N以南为西向南赤道流,2.5—7°N间为北赤道逆流,其上层的流轴位于4—5°N的220m以浅,最大流速仍为 0.55m/s ,而北赤道流的流轴位于11°N附近的170m以浅且向北倾斜,最大流速亦为 0.25m/s ,在夏季,北赤道逆流与北赤道流的分界约比冬季向南移 1°N (图7c),即从6°N的50m伸向5°N的300m,北赤道逆流的上层核心却南移 $1^\circ-1.5^\circ$,即位于 $3^\circ-3.5^\circ \text{N}$,其最大流速为 0.60m/s ,北赤道流的流轴北移至12°N附近的200m层,且向北倾斜较小,最大流速仍为 0.25m/s ,但 0.2m/s 等值线所包围的面积有所扩大。

从1972年以来流量的年际变化(图8)可以看出,北赤道逆流的多年平均流量为 $57.8 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$,但在1969、1972、73、1976、1980、1982、83及1987年出现大的峰值,这些年份恰对应于厄尔尼诺年,且于厄尔尼诺从爆发到盛期,流量急剧增大,而于厄尔尼诺消衰期则流量明显衰减,这一规律与文献[23]用实测流速得出的结果相一致,在非厄尔尼诺年及反厄尔尼诺年,北赤道逆流的流量变程呈现谷值,其中在反厄尔尼诺年谷值达到最低,表1所示为1971年以来北赤道逆流于厄尔尼诺、非厄尔尼诺及反厄尔尼诺年的流量,由表

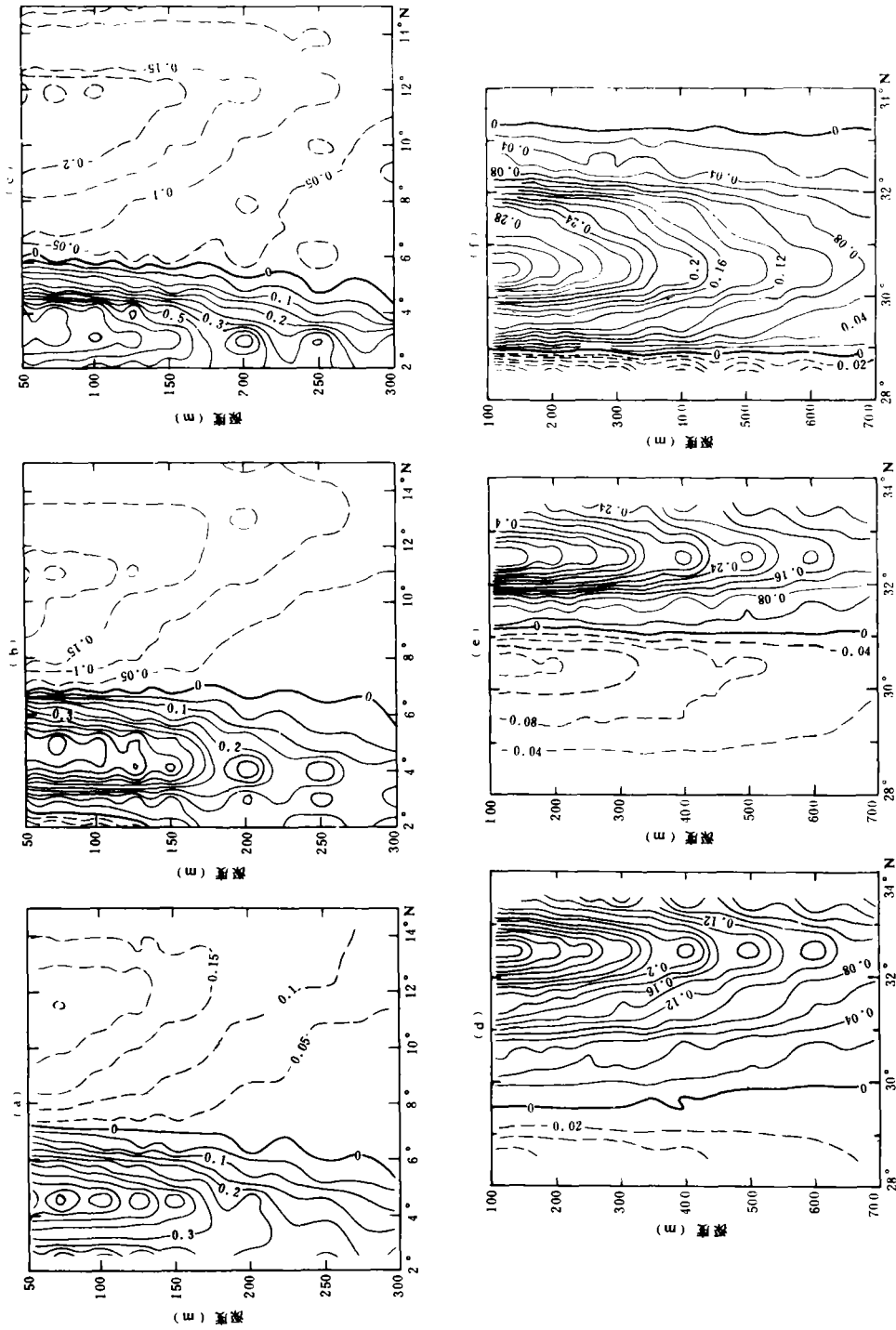


图7 1972—1987年137°E北赤道逆流(NECC)、北赤道流(NEC)多年平均(a)、冬季多年平均(b)、夏季多年平均(c)、黑潮(KC)多年平均(d)、弯曲期多年平均(e)、弯曲期多年平均流速剖面分布(f)图(m/s)

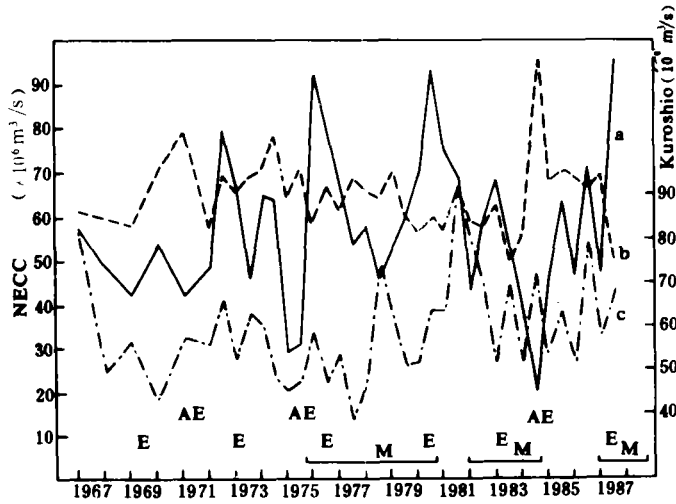


图8 北赤道逆流(NECC)、北赤道流(NEC)、黑潮(KC)体积输送的时间变化(其中,E:厄尔尼诺,AE:反厄尔尼诺,M:黑潮弯曲)

可见,在厄尔尼诺、非厄尔尼诺年及反厄尔尼诺年的平均流量分别为 81.5 、 50.1 和 $32.8 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}$,即非厄尔尼诺和反厄尔尼诺年流量分别为厄尔尼诺年的 3.5 和 2.5 。

表1 北赤道逆流的流量

厄尔尼诺年份	流 量 ($10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)	反厄尔尼诺 年 份	流 量 ($10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)	非厄尔尼诺 年 份	流 量 ($10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)
1972.7	79.3	1971.1	12.0	1973.7	45.6
1973.1	67.9	1975.1	28.1	1977.7	53.0
1976.1	92.6	1975.7	30.8	1978.1	57.8
1976.7	81.1	1981.1	38.6	1978.7	45.4
1980.7	93.2	1984.7	24.3	1979.1	52.5
1981.1	71.3			1979.7	59.5
1983.1	67.9			1982.1	42.6
1987.7	95.6			1986.1	44.5
平 均	81.5		32.8		50.1

而北赤道流流量的年际起伏幅度比北赤道逆流小得多(图8b): (1) 多年平均流量($64.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}$)比北赤道逆流大;(2) 1970—1975年流量平均偏大,而1976—1983年流量平均偏小;(3) 在厄尔尼诺爆发前1.5年左右流量明显的加大(平均为 $71.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}$),而在厄尔尼诺爆发时,流量减到最低(平均为 $56.9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}$),随后约半年内流量又有所增大(平均 $64.4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}$,见表2),流量的这种变化,是与厄尔尼诺爆发前期东北信风的加强、厄尔尼诺爆发时东北信风减弱及随后由于副高加强所导致的信风短期加强相对应。

表 2 北赤道流的流量

厄尔尼诺前期 年 份	流 量 ($10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)	厄尔尼诺爆发时 年 份	流 量 ($10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)	短期流量 增大的年份	流 量 ($10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)
1971.1	79.2	1972.1	56.9	1972.7	69.4
1975.7	70.4	1976.1	57.7	1976.7	66.3
1979.1	69.7	1980.1	56.0	1980.7	59.3
1981.7	66.9	1982.7	57.0	1983.1	62.4
平 均	71.6		56.9		64.4

应该指出,上述的各流系的时空变化,是与热含量的时空变化有着密切的对应关系(见图7和图3,图8和图4)。即,(1)多年平均及冬、夏季北赤道逆流和北赤道流的地理分布,分别与前3个特征向量的合成及第2、3特征向量的分布相吻合;(2)输送量具有显著起伏的北赤道逆流与第一时间权重系数的变化呈反相关系,即在厄尔尼诺年,后者先是随着前者的急剧增大而减小,而后随前者的减弱而回升。这清楚地表明,热带西太平洋热含量的时空变化,是由海流引起的,而且,北赤道逆流扮演了一个重要而活跃的角色,是向东太平洋输送热量的主要贡献者。

(二) 黑潮

黑潮的时空变化与前不同(见图7),其多年平均流幅占据为 29.5°N 以北区域,流轴位于 32.5°N ,流速由深层向浅层逐渐增大,平均最大流速为 0.36 m/s 。在正常(无弯曲)的情况下,黑潮的南界位于 31°N ,流幅占据 31°N 以北区域,流轴仍位于 32.5°N ,平均最大流速为 0.56 m/s 。而在黑潮大弯曲年,其流幅占据 29°N — 33°N ,比非弯曲年份流幅平均加宽 1° ,即比非弯曲年份平均南移 2° ,最大流速为 0.36 m/s 。

从流量的时间变化来看(见图8c):(1)其多年平均值为 $60.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, (2)在厄尔尼诺爆发前流量较大(平均 $69.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$),而在厄尔尼诺盛期流量减小(平均 $51.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$),随后又回升(表3)。

表 3 黑潮的流量

厄尔尼诺前期 年 份	流 量 ($10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)	厄尔尼诺盛期 年 份	流 量 ($10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)
1972.7	65.7	1973.1	52.0
1976.1	58.5	1976.7	46.9
1979.1	62.9	1980.1	50.2
1982.1	79.6	1983.1	51.4
1986.7	78.7	1987.1	57.5
平 均	69.1		51.6

比较图7和图5及图8和图6,很易看出:(1)黑潮的多年平均流速剖面分布与热含量的第1特征向量的空间分布比较吻合;(2)黑潮弯曲和非弯曲情况下的流场结构(特别

是流轴的摆动)与第2特征向量的分布几乎一致,即在非弯曲情况下流轴与负特征向量中心相对应,而在弯曲情况下则与正特征向量中心相对应;(3)流量与热含量的第1时间权重系数的时间起伏大致呈反相变化,即流量增大时,热含量反而减小。这表明,黑潮区域热含量的变化,不是由于黑潮本身流量的变化所致,而主要是黑潮大弯曲时所形成的冷涡引起的;(4)黑潮流量的长期变化趋势与第2时间权重系数的起伏趋势相一致。

五、结 论

通过上述分析,可以得出如下结论:

1. 热带西太平洋热含量变化最显著的区域是逆流槽附近的次表层(50—300m)。该层的热含量对埃尔尼诺事件的响应敏感,可作为研究ENSO现象的重要信息量。

2. 热带西太平洋热含量的时空变化,是与海流的变化有密切的关系。其中,北赤道逆流的大尺度变异对ENSO的响应最为显著。同时,它是热带西太平洋暖水向东太平洋输送的主要贡献者。

3. 北赤道流在埃尔尼诺爆发前(1.5年左右),对于暖水在西太平洋的堆积起到一定的作用,而在埃尔尼诺爆发时减弱到最低,然后随着西北太平洋副高的波动而出现约半年时间的起伏。

4. 黑潮区域热含量起伏最大的水层为100—700m,该层热含量的大尺度起伏,主要是由于黑潮大弯曲时所导致的冷涡引起的。

5. 埃尔尼诺对黑潮热含量的影响不甚显著,仅在埃尔尼诺爆发时流量稍大,而在盛期降至最低,随后又回升,即在埃尔尼诺期间内,它的变化与北赤道流流量的变化呈反相。

参 考 文 献

- [1] Andow, T., Year to year variations of oceanographic subsurface section along the meridian of 137 E, *The Oceanogr. Mag.*, **37** (1987), 1—2; 47—73.
- [2] Inoue, M. and J. J. O'Brien, A forecasting model for the onset of a major El Nino, *Mon. Wea. Rev.*, **112** (1984), 2326—2337.
- [3] Masuzawa, J., An oceanographic section from Japan to New Guinea at 137 E in January 1967, *Oceanogr. Mag.*, **19** (1967), 95—118.
- [4] Masuzawa, J. and K. Nagasaka, The 137 E oceanographic section, *J. of Marine Res., Supplement*, **33** (1975), 109—116.
- [5] Masuzawa, J. et al., preliminary report of Ryofu Maru cruise Ry 7001 in January—March 1970, *Oceanogr. Mag.*, **22** (1970), 1—25.
- [6] Masuzawa, J. and K. Nagasaka, The variation of oceanographic conditions in the western Pacific, *Large Scale Oceanographic Experiment in the WCRP II* (1981), **125**.
- [7] Nagasaka, K., Long term variation of oceanographic condition along the 137 E, *Marine Science Monthly*, **9** (1977), 3; 18—22.
- [8] Nagasaka, K., The oceanographic section along 137 E, *The Kuroshio IV, Proceedings of the*

Fourth CSK Symposium, Tokyo, 1979, 313—320.

- [9] Pazan, S. E., *et al.*, Off equatorial influence upon Pacific equatorial dynamic height variability during the 1982—83 ENSO event, *J. Geophys. Res.*, **91** (1986), 8437—8449.
- [10] Pavlychev, V. P., Long term fluctuations of the Kuroshio current, *The Kuroshio IV, Proceedings of the Fourth CSK Symposium Tokyo*, 1979, 95—105.
- [11] Servain, J., and D. M. Legler, Empirical orthogonal function analyses of tropical Atlantic sea surface temperature and wind stress, 1964—1979, *J. Geophys. Res.*, **91** (1986), C12, 14181—14191.
- [12] Hayes, S. P., *et al.*, Water mass and transport variability at 110°W in the equatorial Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, **13** (1983), 2: 153—168.
- [13] Toole, J., *et al.*, On the circulation of the upper waters in the western equatorial Pacific Ocean, *Deep-Sea Res.*, **35** (1988), 9: 1451—1482.
- [14] White, W. B., *et al.*, Hindcast forecast of ENSO events based upon the redistribution of observed and model heat content in the western tropical Pacific 1964—86, *J. Phys. Oceanogr.*, **17** (1987), 264—280.
- [15] White, W. B., and K. Hasunuma, Large scale secular variability in the baroclinic gyre structure of the western north Pacific from 1954—1974, *The Kuroshio IV, Proceedings of the Fourth CSK Symposium, Tokyo*, 1979, 93—94.
- [16] White, W. B., *et al.*, Dynamics of short term climatic variability in the baroclinic structure of the western north Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, **15** (1985a), 386—402.
- [17] White, W. B., *et al.*, Short term climatic variability in the thermal structure of the Pacific Ocean during 1979—1982, *J. Phys. Oceanogr.*, **15** (1985b), 917—935.
- [18] Wyrtki, K., The response of sea surface topography to the 1976 El Niño, *J. Phys. Oceanogr.*, **9** (1979), 1223—1231.
- [19] Wyrtki, K., El Niño—the dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, **5** (1975), 572—581.
- [20] Wyrtki, K., The slope of sea level along the equator during the 1982—82 El Niño, *J. of Geophys. Res.*, **89** (1984), C6: 10417—10424.
- [21] 王宗山等, 1986—1987年厄尔尼诺期间赤道太平洋的物理海洋事件, *海洋学报*, **12** (1990), 2: 159—166.
- [22] Бурков, В. А., А. И. Харламов, Двурезима в многолетней изменчивости зимних зональных течений на разрезе Экватор—Япония, *Океанология* **25** (1985), 6: 918—925.
- [23] 王宗山、邹娥梅, 热带西太平洋海流的变化, *黄渤海海洋*, **5** (1987), 1: 15—20.
- [24] 马成璞等, 西太平洋的海流的特征, *黄渤海海洋*, **1** (1983), 1: 20—32.
- [25] 邹娥梅等, 西太平洋的温盐分析, *黄渤海海洋*, **1** (1983), 2: 29—45.
- [26] 孙湘平, 黑潮第六次大弯曲, *黄渤海海洋*, **7** (1989), 1: 1—23.