

东海黑潮区域水位的低频变化*

刘 举 平

(中国科学院海洋研究所)

在世界大洋的海流观测中,黑潮是取得资料最多的区域之一。但是,一旦涉及其时间变化时,仍感资料缺乏。为补充水文观测资料的不足,不少科学工作者对海流附近沿岸水位资料进行了分析、利用^[1,11,14,15]。通过研究,初步确认海流的变化与沿岸水位的变化密切相关。这就为研究海流变异提供了方便的途径。

世界大洋许多流区的沿岸水位都表现出陆架波的特征。在澳大利亚东岸^[7]、北美的 Oregon 沿岸、佛罗里达海峡、秘鲁沿岸、日本本州东岸,都先后发现了沿岸水位的这一波动。Robison^[13] 和 Mysak^[10] 系统地描述了这一现象,提出了一个完整的陆架波理论。近期的研究和观测表明,陆架波与沿岸和深海的许多水文、动力特征有密切的联系,特别是对佛罗里达海峡的陆架波的详细研究,更加充分地证明了这一论点。

前人对东海黑潮区域水位的研究多侧重于水位的异常变化及平均状况,而对水位本身是否具有某些长短周期变化则研究甚少。本文企图利用连续水位资料,研究该区域水位的周期变化,并初步分析其性质。

一、资料分析及结果

东海黑潮右侧的两个验潮站——石垣 (Ishigaki) 和那霸 (Naha) 在东海中具有代表性。其水位变化是东海黑潮变化的良好指标。图 1 标出了这两个验潮站的位置,其水位资料取自日本气象厅出版的《潮汐观测》^[4],所用资料日期为 1973 年 1 月 1 日—1976 年 12 月 31 日。水位资料均经日平均滤掉了主要的潮汐周期波动。每日一值,每站各有资料数据 1461 个。对这样长的时间序列,旨在求几天到一个月量级上的周期变化而进行谱分析,其数据时间长度是较充分的。

计算水位序列功率谱的方法即是对序列的相关函数进行付里叶变换,或称为 Blackman Tukey 方法。求相关函数所取的时间迟后为序列总时间长度的十分之一,进行付里叶变换所取时间间隔为一天。谱的平滑处理则采用 Hammin 的方法。

图 2 给出了那霸和石垣 1973—1976 年的水位偏差值。这些值是从各站实测的日平均水位值中减去其年变化平均值而得。从图 2 可以粗略地看出,这两个站上的水位在几天到十几天之内就会发生较大的变化,其变幅最大可达 20cm,并且还可以发现其水位变化趋势相当一致,较大峰值的出现近似同步。图 3 中的两条曲线分别表示石垣和那霸的

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 976 号。本文承导师管秉贤先生的指导和鼓励,并得到余宙文先生和方国洪先生的指导和帮助。在编写计算程序过程中,得到了范顺庭、于克俊同志的热情帮助。特此深表感谢。
收稿日期: 1982年11月15日。

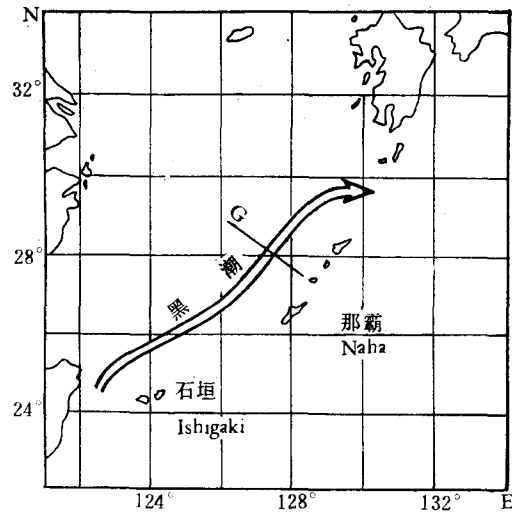


图1 石垣 (Ishigaki)、那霸 (Naha) 和黑潮 G 断面的位置

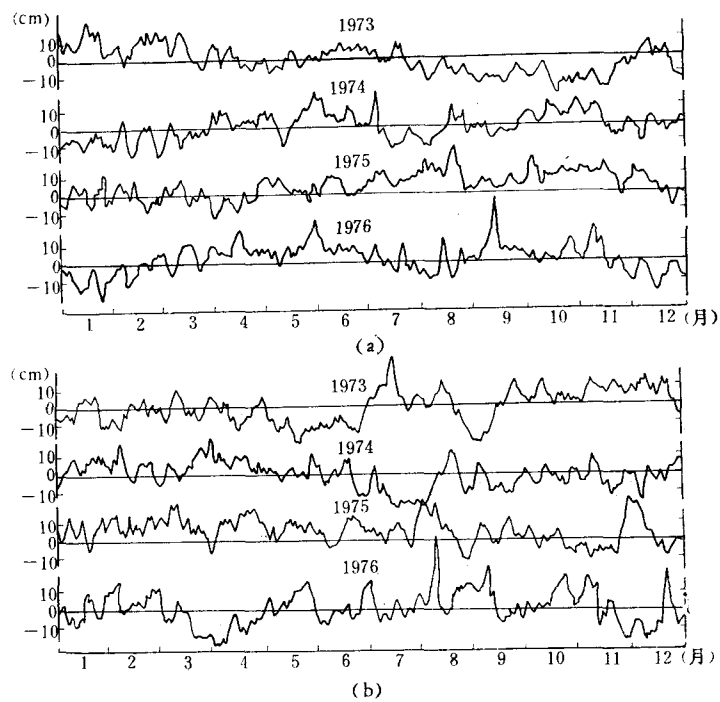


图2 那霸和石垣的日平均水位偏差
a. 那霸; b. 石垣。

水位年变化平均值。这两条曲线是根据日本气象厅出版的《气象要览》^[5] 1971—1980 年的实测水位资料得出的。

图4、图5分别绘出了石垣、那霸在5—29天周期带上的功率谱曲线,从中可以看出,石垣和那霸的水位偏差功率谱曲线的形状基本上是相同的,均在15天、10天、6—7天为

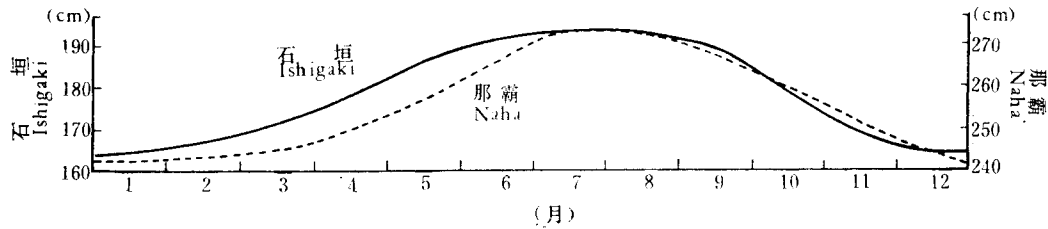


图3 那霸和石垣的日平均水位年变化平均值

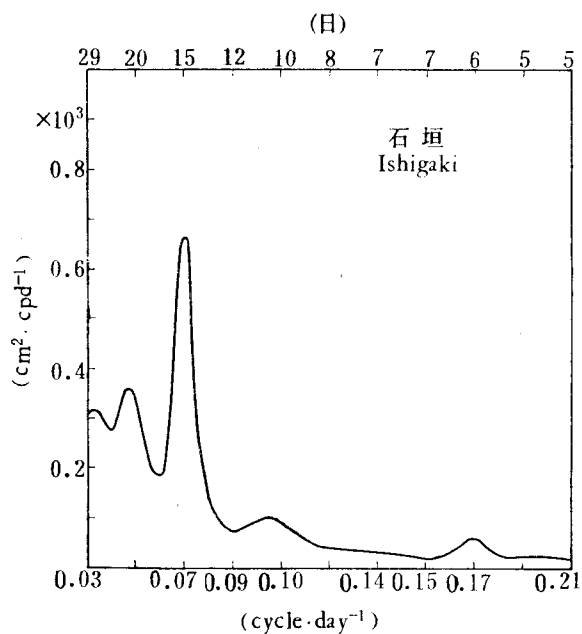


图4 石垣日平均水位偏差功率谱

中心的周期带上出现峰值。这一结果与我们对两站水位偏差曲线变化的直观估计是吻合的。根据谱曲线的特征,可以初步认为,石垣和那霸的日平均水位在6—15天的周期带上具有低频变化。

在日平均水位偏差功率谱的峰值中,对应15天为中心的小周期带上可能包含着天文潮的影响。这些影响主要来自 Msf (周期约为14.7天)分潮和 Mf (周期约为13.7天)分潮。但一般认为,这些因素所引起的水位变化是极小的,特别是在琉球群岛这些远离大陆的岛屿上,一般都很少考虑。从中野猿人^[2]的潮汐表中可以看到,那霸附近的古仁屋站的 Msf 分潮振幅为0.5cm, Mf 分潮振幅为0.3cm。从最近日本《水路部调查报告》^[6]发表的调和常数可以看到,那霸站的 Msf 分潮振幅为0.87cm, Mf 分潮振幅为0.3cm。根据那霸站的水位偏差功率谱中对应于15天为中心的小周期带上的功率值,扣除所有天文潮对这一功率的可能的影响,可以计算出在该周期带上仍然有4—5cm的振幅。这说明,15天周期带上的水位变化除了天文潮的反映外,还存在一些更强的振动。因此可以进一步推断,琉球群岛周围的海面存在着6—15天的周期变化,变化振幅可达4—5cm,这种周期变

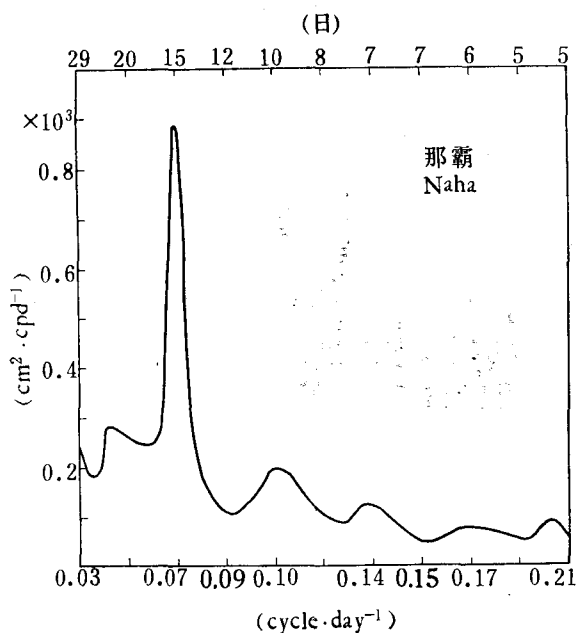


图5 那霸日平均水位偏差功率谱

化主要不是天文潮的反映,而是其它原因引起的海面起伏。

琉球群岛周围海面的上述周期变化,可以与冲绳海槽中的黑潮变化相联系。七十年代末和八十年代初,日本学者对黑潮做了许多直接测流实验,根据其结果,可以看出水位变化与黑潮流速变化非常近似。Inada and Kawabato^[3]指出,1979—1980年在西表岛以西(石垣附近)水深为1000m的黑潮流区,对100m,300m和700m三层进行了10个月的连续测流;在吐噶喇海峡水深700m处,对200m和500m进行了测流。从25小时平均所得的余流资料的功率谱上看出,两个区域的平均流均有几天到14天的周期变化,平均流的流速变化幅度可达1—2节。同时,从吐噶喇海峡500m层上的平均水温功率谱上可以看出,水温具有12天的周期变化。另外,竹松正树^[3]对吐噶喇海峡进行了连续测流,图6是他分析所得出的平均流的变化曲线。从图中可以看出,在250m和340m两个层次上,平均流均呈现出双周变化趋势。

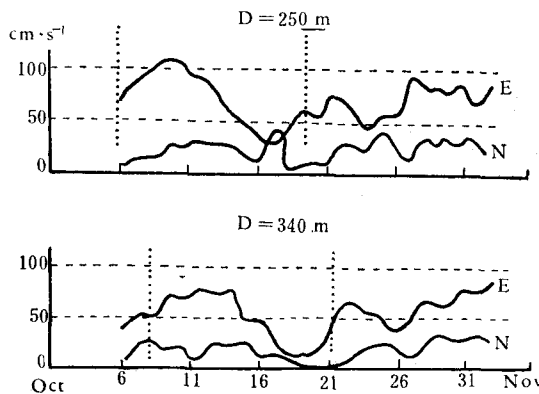


图6 吐噶喇海峡的日平均余流

(根据文献[3]绘制)

从以上观测分析可以推断,黑潮沿岸水位6—15天的周期变化并非由于资料的偶然性所致,而是反映了水位的真实变化。由于我们没有连续的测流资料,没有得到水位与流速的相关关系,但从两者具有近似的变化周期这一现象可以推测,黑潮沿岸水位振幅

4—5cm 的低频变化是如此重要,以致可以对应其流速在相近频率上振幅 1—2 节的变化。

二、对结果的解释

Kubota^[9] 曾预料过在冲绳海槽中可能存在着向北传播的陆架波。根据石垣和那霸水位变化所具有的周期带位置,参照国外的研究,可以设想这种低频变化可能是一种陆架波。

为了明确这种低频变化是否具有传播波的性质,对石垣和那霸的日平均水位偏差做交叉谱,结果如图 7 所示。从图中可以看出,由那霸迟后的交叉谱计算的凝聚函数值在 15 天、9 天和 7 天为中心的周期带上超过了置信度为 97.5% 的临界值。这说明石垣和那霸的水位变化在这些周期带上密切相关,这些振动应是性质相同的振动。交叉谱中的位

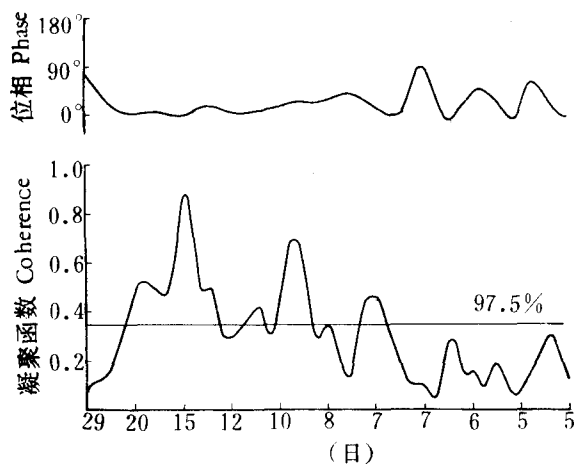


图 7 石垣与那霸(迟后)的日平均水位偏差交叉谱

相函数(区间为 -180° — $+180^{\circ}$) 在 7—15 天周期带上几乎全部为正值,并且位相函数的数值都比较小,这意味着石垣的水位变化略超前于那霸,但超前的时间很短。由 15 天、9 天和 7 天为中心的周期带对应的平均位相函数,可以推算出这三个周期值都对应着大约 0.3 天的时间迟后,这意味着在 7—15 天周期带上的这些振动可能是同一类的前进波。石垣和那霸相距大约 400km,由此可以估计出前进波的相速大约为 15m/s。但这仅仅是根据相距较近的两个站的估算,所以对相速的估计一般说来是相当粗糙的。

Pedlosky^[12] 讨论了一个简单的正压模式,解释了 Oregon 沿岸的陆架波的机制。本文将引用这一模式,找到一种能够解释上述水位低频变化的陆架波。陆架波模式中最关键的问题是大陆架的地形, Oregon 大陆架地形与东海黑潮区域的地形大不相同,我们将其模式中的地形换成能近似模拟冲绳海槽的地形。

冲绳海槽是琉球群岛西侧的一条海沟,走向为西南—东北。其横向尺度为百公里,纵向尺度为千公里,形如一个细长的长方形。黑潮是一支强大的射流,它流经冲绳海槽时,与周围海水的各种物理特征有明显的区别。再加上冲绳海槽具有特殊的地形,所以,我们可以把这个细长的长方形海域看成是一个具有独立特征的系统。

图 8 表示冲绳海槽的水平尺度; 图 9 表示其横向剖面尺度。假定坐标系的 y 轴沿琉球群岛的方向指向东北, x 轴横过海槽与群岛沿岸垂直, 指向东南。

用标有“*”的变量代表有因次变量, 未标“*”的变量为无因次量。假定各变量的特征尺度为

$$\begin{aligned}x_* &= lx, \quad y_* = Ly, \quad z_* = Dz, \\u_* &= Uu, \quad v_* = Vv, \quad w_* = Ww, \\t_* &= \frac{1}{\sigma} t, \quad \eta_* = \frac{fVl}{g} \eta_0\end{aligned}$$

其中 u, v, w 分别为 x, y, z 方向的流速。 η 为海面升高高度。 根据这些特征量, 非粘性不可压缩正压流体、考虑准静压平衡情况的线性化方程可写成:

$$\left(\frac{\sigma}{f} \frac{l}{L}\right) \frac{\partial u}{\partial t} - v = -\frac{\partial \eta}{\partial x}, \quad (1)$$

$$\left(\frac{\sigma}{f} \frac{L}{l}\right) \frac{\partial v}{\partial t} + u = -\frac{\partial \eta}{\partial y}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (3)$$

其中 f 为柯氏参量。 根据图 8 描述的冲绳海槽的系统尺度, 则应有

$$\frac{l}{L} \ll 1. \quad (4)$$

又由资料分析知, 水位和海流变化的时间尺度要比 $1/f$ 大得多, 因此有

$$\frac{\sigma}{f} \ll 1, \quad (5)$$

在冲绳海槽的系统中, 考虑 $O(l/L) \sim O(\sigma/f)$ 的情况, 则运动方程(1),(2)可化简为

$$v = \frac{\partial \eta}{\partial x}, \quad (6)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u = -\frac{\partial \eta}{\partial y}. \quad (7)$$

由方程(6),(7), 再利用连续方程(3)可得到波动方程

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} + \frac{1}{H} \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial \eta}{\partial x} - F \frac{D}{H} \eta \right] + \frac{1}{H} \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0. \quad (8)$$

其中 $H(x)$ 是水深。 $F = \frac{f^2 l^2}{gD}$ 。 对方程(8), 期望能得到一种形如

$$\eta = \Phi(x) e^{i(Ky - \omega t)}, \quad (9)$$

的波状解。 其中 K 为 y 向的无因次波数, ω 为无因次频率。 将(9)代入(8), 得到 $\Phi(x)$ 的方程

$$\frac{d^2 \Phi}{dx^2} + \frac{1}{H} \frac{dH}{dx} \frac{d\Phi}{dx} - \frac{\Phi}{H} \left[FD + \frac{K}{\omega} \frac{dH}{dx} \right] = 0. \quad (10)$$

方程(6)–(10)与 Pedlosky 讨论 Oregon 大陆架所用的方程基本相同, 对这些方程的上述列举只是说明这些方程对描述冲绳海槽的系统是完全适合的。 但是, 冲绳海槽的陆架地形与 Oregon 的情况非常不同, 我们用图 9b 表示整个冲绳海槽的理想横向剖面, 在 y 方向

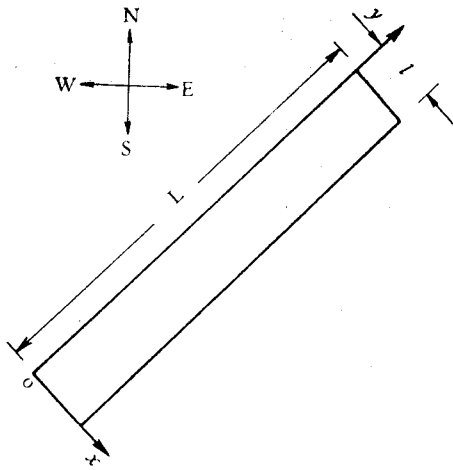
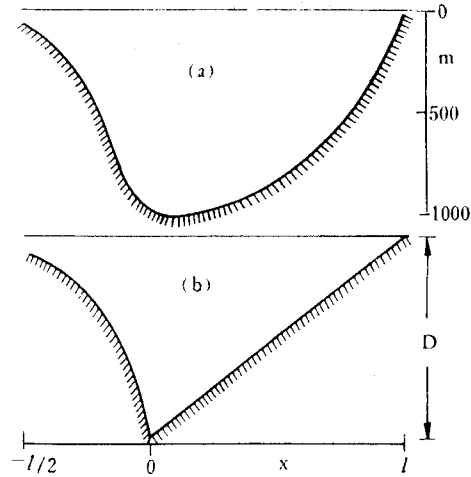


图8 冲绳海槽的水平尺度

图9 冲绳海槽的横向剖面
a. 实际地形; b. 理想地形。

上认为水深是均匀的。将 x 轴的零点取在大陆坡底部, 水深表达式为

$$H = \begin{cases} D e^{2bx}, & -\infty < x < 0. \\ D(1-x), & 0 < x < 1. \end{cases}$$

取 $b > 0$ 。零点左边部分用指数形式表示迅速加深的东海大陆坡, 零点右侧用线性变浅近似描述琉球群岛陆架。如果取特征深度 $D = 1000\text{m}$, $b = 2$, 则在 $x = -\frac{1}{2}$ 处, 水深变为 100 多米, 这与冲绳海槽的实际情况是相近的。

假定方程(10)的边界条件为

$$x = -\infty, 1 \text{ 时, } \Phi(x) \text{ 有界。} \quad (11)$$

当 $-\infty < x < 0$ 时, 方程(10)可化为

$$\frac{d^2\Phi}{dx^2} + 2b \frac{d\Phi}{dx} - \Phi \left[\frac{F}{e^{2bx}} + \frac{2bK}{\omega} \right] = 0.$$

在 $x = 0, -\infty$ 之间, e^{2bx} 由 1 渐慢地趋于零。 $F \sim O(10^{-2})$ 。在我们感兴趣的区域 $x = 0$ 和 $-\frac{1}{2}$ 之间, F/e^{2bx} 是一个 $O(10^{-1} \sim 10^{-2})$ 的小数。做为一种近似, 我们视 F/e^{2bx} 为一个小的常数, 取其中值记为 M , 则上式可得解析解:

$$\Phi_1(x) = B e^{-rx},$$

其中 $r = b - \sqrt{b^2 + 2bK/\omega + M}$, B 为任意常数。

当 $0 < x < 1$ 时, 令 $\xi = (1-x)$, 方程(10)化为

$$\frac{d^2\Phi}{d\xi^2} + \frac{1}{\xi} \frac{d\Phi}{d\xi} + \frac{\Phi}{\xi} \left(\frac{K}{\omega} - F \right) = 0.$$

令

$$\mu = \frac{K}{\omega} - F, \quad (12)$$

做变换 $\tau^2 = 4\mu\xi$, 方程(10)又可化为

$$\frac{d^2\Phi}{d\tau^2} + \frac{1}{\tau} \frac{d\Phi}{d\tau} + \Phi = 0,$$

利用边界条件(11), 又可得到右边地形的解

$$\Phi_2(x) = aJ_0(2\sqrt{\mu(1-x)}), \quad J_0(2\sqrt{\mu(1-x)})$$

其中 J_0 为零阶 Bessel 函数。在 $x=0$ 处, Φ_1 和 Φ_2 应该连续, 则可得到

$$B = aJ_0(2\sqrt{\mu}).$$

由(6), (7)可得出

$$u = -\left[\frac{\partial\eta}{\partial y} + \frac{\partial^2\eta}{\partial x\partial t}\right],$$

在 $x=0$ 处, 输送量 u 应该连续, 所以必须有

$$\Phi_1 - \frac{\omega}{K} \frac{d\Phi_1}{dx} = \Phi_2 - \frac{\omega}{K} \frac{d\Phi_2}{dx}.$$

将 Φ_1, Φ_2 代入上式, 可以得到

$$\frac{J_0(2\sqrt{\mu})}{J_1(2\sqrt{\mu})} = \frac{\sqrt{\mu}}{\sqrt{b^2 + 2b\mu + 2bF + M - b}}. \quad (13)$$

式(13)和(12)共同组成了波状解(9)必须服从的频散关系式。

对每个不同的 b , 方程(13)都对应着无穷个解 $\mu = \mu_n (n = 1, 2, \dots)$ 。可以称 μ_n 对应着的波为第 n 型波, 该波的频散关系可近似写成

$$\omega_n = \frac{K}{\mu_n}, \quad (14)$$

其有因次形式为

$$\omega_{*n} = \frac{fl}{\mu_n} K_{*0}. \quad (15)$$

其中 ω_* 和 K_* 分别为有因次频率和波数。第 n 型波的波速为

$$C_{*n} = \frac{fl}{\mu_n}. \quad (16)$$

(16)式表明, 各型波均为非频散波。波速量值仅依赖于柯氏参量和陆架宽度。

方程(13)的最小的一个根 μ_1 , 应该对应着第一型波。这里求得的第一型波与冲绳海槽中水文要素的低频变化性质较近似。在各量值允许的范围内, 取 $b=2$, $F=0.05$, $M=0.5$, 可得 $\mu_1 \cong 0.4$ 。取 $l=100\text{km}$, 石垣和那霸的平均纬度取 25° , 则可算出第一型波的波速为 15m/s 。这一结果与上述资料分析所得波速值是一致的。

设 $K_* = 2\pi/\lambda$, λ 为 y 向波长。则可绘出第一型波的频率与波长的关系曲线

$$\frac{\omega_{*1}}{f} = \frac{2\pi}{\mu_1} \frac{l}{\lambda}.$$

可以算出, 当波长为大陆架宽度的 94—236 倍时, 可得到周期为 6—15 天。此结果说明, 该模式中的第一型波对应于东海黑潮沿岸水位的低频变化。该波传播速度相当快, 由此也可解释东海黑潮沿岸水位变化近似同步的原因。

参 考 文 献

- [1] 管秉贤, 1980. 台湾海峡表层月平均流速与两岸月平均水位差的关系. 海洋科学集刊 16: 1—11.
- [2] 中野猿人, 1940. 潮汐学, 潮の调合分解と预报. 东京, 神田, 古今书院, 1—528.
- [3] 竹松正树, 1981. 黑潮的短周期变动. 海洋科学 13(5): 304—309.
- [4] 日本气象厅, 1973—1976. 潮汐观测 5(1)—5(4).
- [5] 日本气象厅, 1971—1980. 气象要覧. Nos. 857—976.
- [6] 日本海上保安厅, 1981. 水路部调查报告, 潮汐编, 第16号, 1—43.
- [7] Hamon, B. V., 1962. The spectrums of mean sea level at Sydney, Coff's Harbour, and Lord Howe Island. *J. Geophys. Res.* 67: 5147—5155.
- [8] Inaba, H. and K. Kawabato, 1981. Current Measurement in the East China Sea. Abstract & Summary of Japan-China Ocean Study Symposium. Faculty of Marine Science & Technology, Tokai University. pp. 45—49.
- [9] Kubota, M., 1981. Study of Continental Shelf Waves. *ibid.*, pp. 75—77.
- [10] Mysak, L. A., 1976. On the theory of continental shelf waves. *J. Mar. Res.* 25: 205—227.
- [11] Nitani, H., 1974. Effect of the Kuroshio system on the sea level at the southern coast of Japan. *Report of Hydrographic Researches* 9: 51—70.
- [12] Pedlosky, J., 1979. *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag, New York, 624 pp.
- [13] Robinson, A. R., 1964. Continental shelf waves and the response of sea level to weather system. *J. Geophys. Res.* 69: 367—368.
- [14] Shoji, D., 1961. On the variation of daily mean sea level along the Japanese Islands. *J. Oceanogr. Soc. Japan* 17: 141—152.
- [15] Wyrтки, K., 1974. Sea level and the seasonal fluctuation of the equatorial current in the west Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 4: 91—103.

LOW FREQUENCY VARIATION OF THE SEA LEVEL IN THE KUROSHIO REGION OF THE EAST CHINA SEA*

Liu Juping

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica, Qingdao*)

ABSTRACT

Analysis of the daily mean sea level from December 1973 to December 1976 in Ishigaki and Naha showed the existence of peaks of 6 to 15 days at both islands. In 1970's, long term current measurements in the East China Sea were carried out several times by Japanese scientists, who found the spectra of residual current containing peaks of several days to fortnight. The fact that the variations of the sea level coincide with those of the current suggests the importance of sea level variation in investigating current variations. Coherence and phase of the sea level showed variations of the sea level in the two islands were closely coherent and there existed a mode of waves propagating from Ishigaki to Naha.

Applying the Pedlosky's theory (1979) of continental shelf waves to the regime in Ryukyu Trough, we have found a mode of continental shelf waves for explaining the mechanism of the variations of the sea level.

* Contribution No. 976 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.