

中国沿岸陆架波的初步研究*

陈大可 苏纪兰

(国家海洋局第二海洋研究所, 杭州)

摘 要

通过对中国沿岸16个验潮站1980—1981年冬季和1981年夏季的水位资料以及相应的气象资料作谱分析, 发现除去风和气压的影响后, 冬季水位中有0.21、0.32 cpd左右的变化信号沿黄、东、南海中国沿岸向低纬方向传播, 夏季则只在南海有0.26 cpd左右的类似信号。根据各海区的理想化底形建立的分析模式表明, 这种水位变化沿岸传播现象可解释为最低模的非色散陆架波。

陆架波作为陆架动力学的一个重要方面, 从六十年代初被发现以来一直得到物理海洋学家的广泛重视。陆架波是一种地形罗斯贝波, 是陆架地形和地球自转联合作用的结果。它引起的水位和流的变化分别具有0.1 m和0.1 m/s的量级; 在北半球沿传播方向看去, 岸在其右。几十年来, 几乎在世界上所有主要的陆架区域都发现了陆架波; 而在其理论研究方面人们也做了大量的工作^[1]。

就目前所知, 对中国沿岸还没有人系统地研究过陆架波。Hsueh曾分析了朝鲜西岸1980—1981年冬季的水位资料, 发现除掉风的影响后, 水位中有0.33cpd左右的向北传播信号。Hsueh将其简单地解释为10 m水深的开尔文波, 并推断它将绕着整个中国东北部海域传播^[2]。另一值得重视的工作是Kubota做的一个数值研究^[3]。它用打靶法算了东海的一个断面, 得到了一组色散曲线。在低频小波数的情形下, 最低模陆架波的相速为5.5 m/s, 相应的水位变化和流场都在岸边最大。

研究中国沿岸的陆架波, 必须特别注意其地形特征与气象特征。这里陆架宽阔, 岸线不规则。严格地说, 在半封闭的渤、黄海不应该存在陆架波; 但为简单起见, 本文中各海区发现的地形罗斯贝波都称为陆架波。在中国近海, 天气活动频繁, 特别是冬季, 每隔3—10天就有一冷锋南下, 致使渤、黄、东海都处于风场之下, 因此必须对风的效应予以特别的考虑。

本文的目的有三: (1) 证实中国沿岸存在陆架波; (2) 探讨这些波的性质和特点; (3) 从理论上作出可能的解释。

本文于1985年10月24日收到, 修改稿于1985年12月3日收到。

* 本文是陈大可硕士论文的一部分。

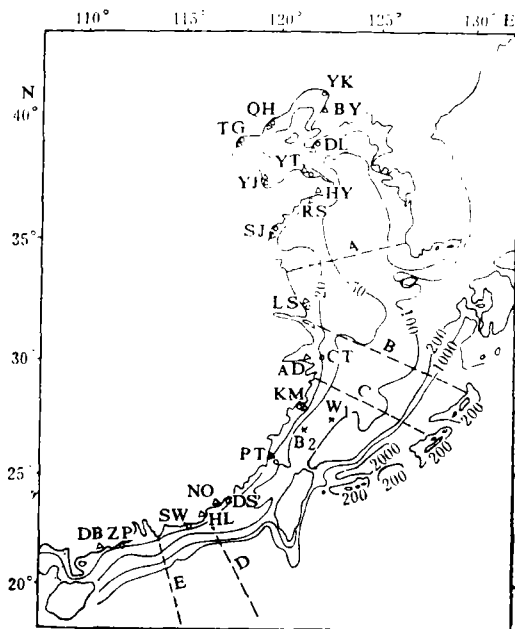


图1 资料站位

○——潮位站 △——气象站 ●——测流浮标 B₂应为W₃

表1 水位、气压、风资料站位

站名	水位记录		气压与风记录		风的主要作用方向	
	冬	夏	冬	夏	冬	夏
大连 (DL)	√		√		109°	
营口 (YK)	√	√	以鲅鱼圈 (BY) 资料代替	同左	94°	90°
秦皇岛 (QH)	√		√		168°	
塘沽 (TG)	√	√	√	√	153°	188°
羊角沟 (YJ)	√		√		216°	
烟台 (YT)	√		√		153°	
乳山口 (RS)	√		以海阳 (HY) 资料代替		165°	
石臼所 (SJ)	√	√	√	√	184°	220°
吕四 (LS)	√	√	√	√	249°	263°
长涂 (CT)	√	√	以庵东 (AD) 资料代替	以滩浒 (TH) 资料代替	235°	258°
坎门 (KM)	√		√		234°	
大陈 (DC)		√	√	√		271°
平潭 (PT)	√	√	√	√	191°	223°
东山 (DS)	√	√	以南澳 (NO) 资料代替	同左	238°	239°
汕尾 (SW)	√	√	以惠来 (HL) 资料代替	同左	245°	222°
闸坡 (ZP)	√	√	以电白 (DB) 资料代替	同左	226°	248°

一、资料

(一) 资料来源

从渤海到南海,共选用了16个验潮站的逐时水位记录作为基本分析资料,气压与风的资料则取自同地或邻近气象站的每六小时一次的记录。站名及站位分布见表1和图1。考虑到冬、夏气象水文状况的差异,分别以1980年12月1日—1981年3月31日及1981年6月1日—9月31日的记录作为冬、夏两季的代表资料。作为参考,还选用了W₃、W₁两浮标站1985年1月的实测海流记录,采样间隔为半小时,站位及资料情况示于表2。所有的资料都经过了仔细地检查,水位记录中有些少于一天的空缺,用当

年潮汐表预报的天文潮作了替补。

表2 测流资料站位表

站 号	水 深	层 次	记 录 时 间
W ₃	50 m	5 m	1985年1月6日14:30'—14日15:30'
		20 m	1985年1月6日16:30'—17日07:30'
W ₁	105 m	20 m	1985年1月12日00:00'—27日12:30'
		50 m	1985年1月12日00:00'—27日12:30'

(二) 数据处理

1. 水位

为除去数据中突然的大幅度跳动，仿效文献〔4〕，使用这样一个错误信息检测公式：

$$x'_i = 0.75(x_{i+1} + x_{i-1}) - 0.30(x_{i+2} + x_{i-2}) + 0.05(x_{i+3} + x_{i-3}),$$

式中， x_i 和 x'_i 分别为每小时的原始数据和估算值。当 $|x'_i - x_i|$ 超过预先给定的标准值时，用 x'_i 代替 x_i 。

为了利用较低折叠频率以减小计算量，同时又保证谱估计质量，必须尽可能地滤掉包括潮振动在内的所有高频振动。为此我们采用Cosine-Lanczos数字低通滤波器：

$$y_i = x_i + \sum_{m=1}^{6.0} f(m)(x_{i+m} + x_{i-m}) / C,$$

其中， $f(m) = (1 + \cos m\pi/60)(\sin 0.7m\pi/12)/(0.7m\pi/6)$ ， $G = 1 + 2 \sum_{m=1}^{6.0} f(m)$ ， x_i 为每小

时水位记录。滤波器的半功率点为40小时(0.6 cpd)。作为一个例子，图2中画出了塘沽站冬季水位数据滤波前后的功率谱。从图中可见，滤波效果是令人满意的，在低频部分两条谱线相当吻合，高频振动的能量则基本上被有效地抑制了。

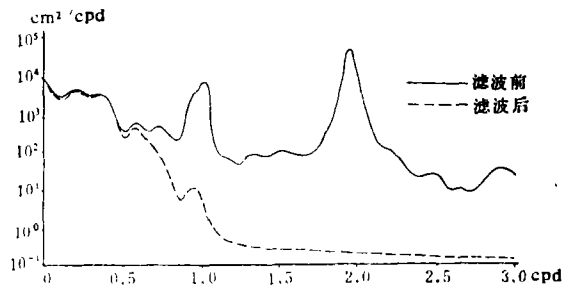


图2 塘沽站冬季水位滤波前后的功率谱

2. 气压

气压数据也经过了查错和滤波两个步骤的处理。查错采用与水位相同的方法，滤波则选用较为简单的滑动加权平均滤波器：

$$y_i = 0.232x_i + 0.186(x_{i+1} + x_{i-1}) + 0.126(x_{i+2} + x_{i-2}) \\ + 0.060(x_{i+3} + x_{i-3}) + 0.012(x_{i+4} + x_{i-4}),$$

其半功率点为54小时(0.43 cpd)。

3. 风

为分析方便, 我们用所谓主要作用方向上的风来讨论风的效应, 此方向上风的分量将引起最大的水位响应. 根据文献 [5], 主要作用方向 θ_s 可表示为

$$\theta_s = \tan^{-1} [T(S_u/S_v)],$$

式中, $T = (C_2 - CC_1) / (C_1 - CC_2)$, S_u, S_v 分别为 $u(t), v(t)$ (风速的 x, y 分量) 的标准差, C_1, C_2, C 分别为变量对 $(h, u), (h, v), (u, v)$ 的相关系数, 其中 $h = h(t)$ 为水位序列. 算出 θ_s 后, 将实测风投影到这个方向上, 便得到可供使用的风序列. 对这一序列的数据处理过程与对气压的处理完全一样.

4. 流

在讨论低频部分的时间变化时, 先将 W_3, W_1 两站的实测流分解为沿岸及与岸垂直两个分量 u, v , 然后对它们都施行一次 24 点和一次 48 点的滑动平均, 便基本上滤去了潮的效应.

5. 日平均与水位订正

为节省计算时间, 对滤波后的水位、气压和风的数据都作了日平均. 然后在每一日平均水位数据中加入相应的日平均气压数据的距平值, 从而除去了静压效应而得到所谓订正水位.

二、谱分析

谱估计采用熟知的 Blackman 和 Tukey 方法. 根据文献 [6], 对于 Tukey 窗, 自由度

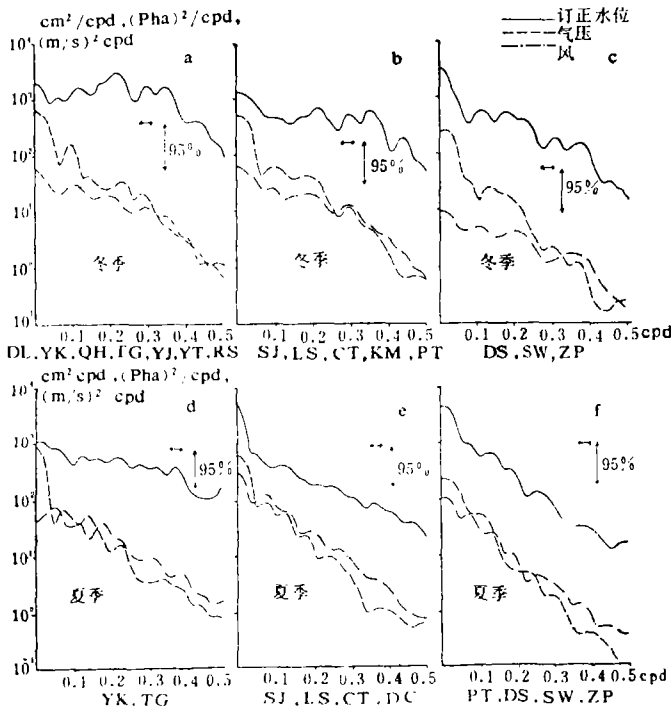


图3 各海区冬、夏季水位、气压、风的平均功率谱
图内 pha 应为 hPa.

和分辨带宽分别为 $2.7N/M$ 和 $1.333/M$ (N 为数据点数, M 为最大时延). 通过比较不同 M 的估谱质量, 我们取 M 为32, 而相应的自由度为10, 带宽为 0.04 cpd.

(一) 功率谱

首先计算了各站每季订正水位、气压和风的功率谱. 因为我们感兴趣的主要是各站共有的振动, 所以对冬、夏的谱都根据相似性作了分区平均. 图3所示是各海区冬、夏季各个变量的平均功率谱. 从图中可见, 冬季各海区的水位谱都在 0.2 、 0.3 、 0.35 cpd 附近出现峰值, 各海区气压与风的谱不象水位谱那么一致, 但通常在水位出现谱峰的频段也有气象变量的谱峰存在. 夏季的谱“红”得比较厉害 (即能量主要集中在低频段), 谱峰也不够突出; 只有南海的水位平均功率谱在 0.25 cpd 附近有一宽峰.

(二) 交叉谱

分别计算了相邻各站水位以及每一站水位与风、水位与气压、风与气压的交叉谱 (包括平方相干和位相). 总的来说, 邻站水位的相干谱值似嫌太高, 特别是冬季, 几乎在所分析的整个频带上都远远超过95%置信限 (见图4). 水位与气象变量以及各气象变量之间的相关程度也都很高. 这很可能是由于过境的天气系统造成的强烈影响. 因此, 为研究自由的波动, 必须尽可能地从水位中除去风的直接效应.

(三) 条件交叉谱

消除风的效应系在频域中进行, 计算方法是根据Bendat 阐述的原理设计的. 消除风的效应后, 邻站水位的交叉谱称为条件交叉谱. 图4中画出了各海区每季代表性的条件交叉谱. 作为比较, 消除风效应之前相应的谱也画在一起. 因位相谱的置信程度依赖于同频

表3 石臼所以南相邻各站间距离及波动传播速度

站名	d (km)	σ (cpd)		ϕ ($^{\circ}$)		c (m/s)	
		冬	夏	冬	夏	冬	夏
SJ—LS	431	0.21		25		15.1	
		0.32		45		12.8	
LS—CT	248	0.22		15		15.2	
		0.32		25		13.2	
CT—KM	267	0.32		25		14.2	
		0.25		25		13.9	
KM—PT	334	0.32		30		14.8	
		0.20		50		5.4	13.4
PT—DS	322	0.36	0.25	50	25	9.7	
		0.21		50		4.7	5.3
DS—SW	268	0.32	0.26	55	55	6.5	
SW—ZP	414		0.26		50	16.8	9.0

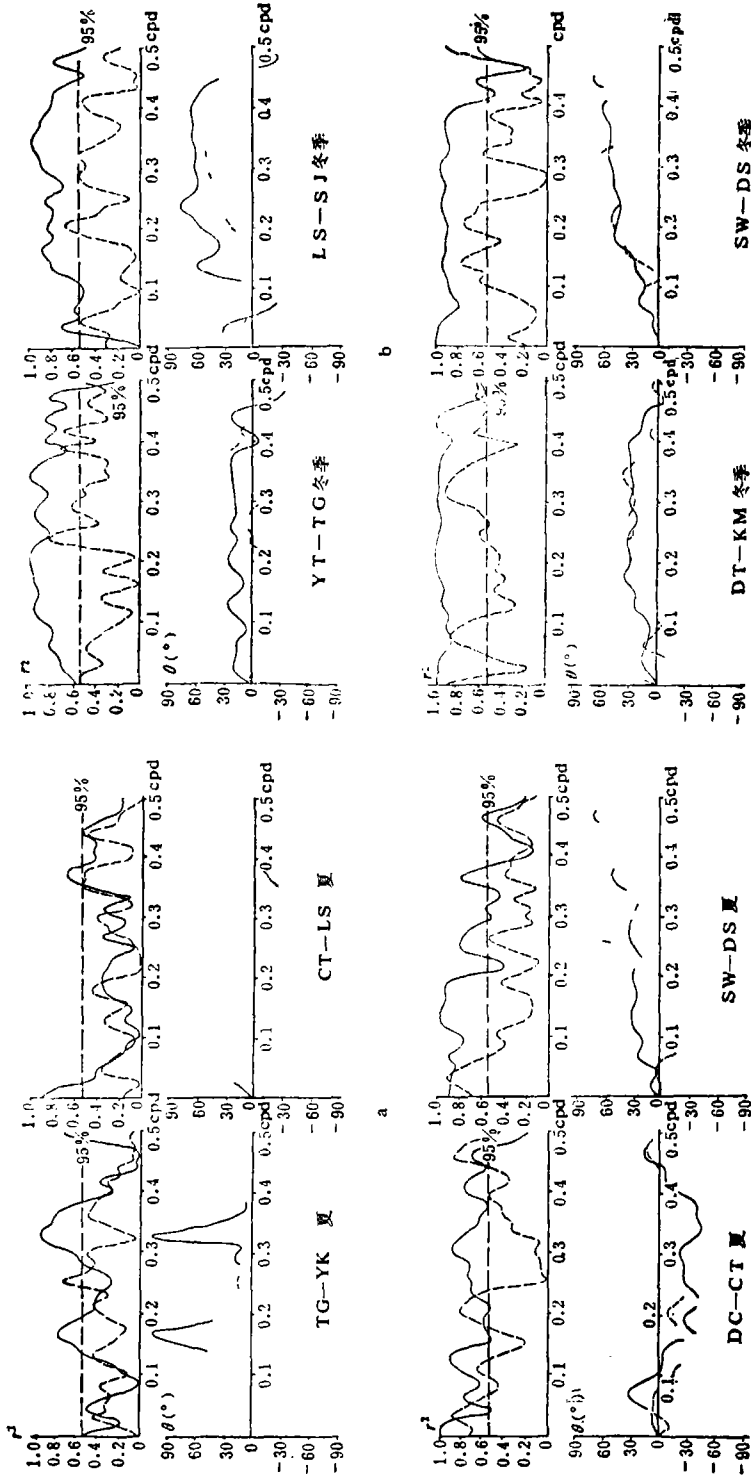


图4 各海区代表性条件交叉谱
——除风效应前 ——除风效应后

率处的相干谱值，图中只画出了对应于相干谱值高于95%置信限的位相谱。

冬季，在石臼所以北，各相邻站的条件相干谱峰缺乏一致性，位相差时大时小，时正时负，难以肯定有一气旋性长波沿岸传播。但在石臼所以南，南黄海、东海和南海各相邻站的条件交叉谱却明确显示，水位变化一致地沿岸向低纬方向传播。夏季则只在南海有自由的水位沿岸传播现象。

表3中列出了石臼所以南相邻各站间的距离 d 、有意义的水位条件相干谱峰中心频率 σ 、相应的位相差 ϕ 以及由此估算的传播速度 c 。

(四) 小结

综合考虑所有的谱分析结果，可以认为：

1. 在南黄海、东海及南海陆架上确实存在低频的自由波动现象，这种现象具有明显的季节性和区域性。在渤海和北黄海未发现类似现象。

2. 冬季，有一包含0.21、0.32 cpd左右频率的波动沿黄、东、南海中国沿岸向低纬方向传播。其相速在南黄海约13—15 m/s；在东海长涂到坎门之间约14 m/s，坎门到平潭之间约14—15 m/s；在南海东山到汕尾之间约6 m/s，汕尾到闸坡之间约16.8 m/s。由于这些速度远大于冬季冷锋的一般移动速度（5 m/s以下），故可认为观测到的波动是自由波，而不是强迫波。

3. 夏季，波动现象不如冬季明显。消除风的效应之前，东海的水位变化有沿岸向北传播现象。这可能是由于台风的强迫作用。消除风的效应以后，在南海似有0.26 cpd左右的自由波沿岸向低纬方向传播，其相速在东山与汕尾之间约5.3 m/s，汕尾与闸坡之间约9 m/s，后者远小于同地冬季的相速。

三、理论分析

Robinson^[7]、Mysak^[8]等人的早期工作奠定了陆架波的基础理论，从那以来，众多物理海洋学家的共同努力使这些理论日臻完善。但对于中国近海的特殊地形来说，尚难以找到一个现成的理论框架，而某些通常使用的假定在这里也不再成立。我们的目的是在于寻求尽量简单但又能反映中国近海特点的分析模式，从而解释从实测资料中发现的波动现象。

(一) 控制方程

假定岸线是直的，取右手坐标系使 y 轴与岸线重合， x 轴正向由岸指向海洋。熟知的线性无粘浅水自由波方程为

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g \frac{\partial \xi}{\partial x}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g \frac{\partial \xi}{\partial y}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial(Hu)}{\partial x} + \frac{\partial(Hv)}{\partial y} = -\frac{\partial \zeta}{\partial t} \quad (3)$$

其中, u, v 为水平流速分量; ζ 为距平水位; H 为水深; f 为科氏参量. 对于沿岸传播的低频长波, 可假定 $\partial/\partial t \ll f$, $\partial/\partial y \ll \partial/\partial x$, $u \ll v$. 于是式 (1) 中 $\partial u/\partial t$ 与 fv 相比是二阶小量, 可以略去. 再假定底形沿 y 方向无变化, 即 $H=H(x)$, 则方程 (1) — (3) 成为

$$fv = g \frac{\partial \zeta}{\partial x} \quad (4)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} \quad (5)$$

$$\frac{\partial(Hu)}{\partial x} + H \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial \zeta}{\partial t} \quad (6)$$

方程 (4) 为简单的地转关系. 其他学者研究陆架波时几乎都从式 (6) 中略去了 $\partial \zeta/\partial t$ 项, 即假定运动是水平无辐散的. 这一假定只当参数 $\varepsilon^2 = (fL)^2/(gH)$ (L 为陆架宽度) 远小于 1 时成立. 就本文的情形而言, 由于水浅架宽, ε^2 不再是小量, $\partial \zeta/\partial t$ 不能从式 (6) 中略去. 由式 (4) — (6) 消去 u, v 可得到关于 ζ 的方程

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial}{\partial x} \left(H \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right) + f \frac{dH}{dx} \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{f^2}{g} \frac{\partial \zeta}{\partial t} = 0. \quad (7)$$

假定 ζ 可分离为 x 方向的分布函数 $F(x)$ 和无量纲的振幅函数 $\phi(y, t)$:

$$\zeta(x, y, t) = \phi(y, t)F(x), \quad (8)$$

代入式 (7) 易得

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} \left/ \frac{\partial \phi}{\partial y} \right. = -f \frac{dH}{dx} F \left/ \left[\frac{d}{dx} \left(H \frac{dF}{dx} \right) - \frac{f^2}{g} F \right] \right.,$$

为使上式成立, 必须方程两边同为常数, 令此常数为 c , 有

$$\frac{d}{dx} \left(H \frac{dF}{dx} \right) + \left(\frac{f}{c} \frac{dH}{dx} - \frac{f^2}{g} \right) F = 0, \quad (9)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} - c \frac{\partial \phi}{\partial y} = 0. \quad (10)$$

海岸处的边界条件为 $Hu=0$, 利用式 (4)、(5)、(8)、(10) 式有

$$H \left(\frac{dF}{dx} + \frac{f}{c} F \right) = 0, \quad (11)$$

若边界处 $H=0$, 则只需 F 可微.

无穷远处边界条件为

$$F \rightarrow 0, \quad \text{当 } x \rightarrow \infty, \quad (12)$$

在我们的工作中, 这一边界条件只对南海有效.

式 (9) 和相应的边界条件一起构成 Sturm-Liouville 方程边值问题。一旦给出 $H(x)$ 的形式, 便可解出特征函数 $F_n(x)$ 和特征值 c_n ($n=1, 2, \dots$)。式 (10) 为一阶波动方程, 其通解为 $\phi = \phi(y+ct)$, 表示任意波形相速为 c 的波动, $c > 0$ 时波向负 y 方向传播, $c < 0$ 时相反。应该指出, 由于前面所作的低频小波数假定, 我们只能得到非色散波的解。

(二) 几个简单模式的解

根据地形特点将各海区分开来考虑是合理的。我们以图 1 中 A 断面代表黄海, B, C 断面代表东海, D, E 断面代表南海。将这些断面的底形理想化, 给出 $H(x)$ 的形式, 便可解得 F_n 和 c_n 。因为从谱分析中未发现渤海有明显的长周期波动现象, 这里不考虑这一海区。

1. 黄海模式

图 5 所示为 A 断面的实际(实线)和理想化(虚线)底形。图中理想化底形可表示为

$$H(x) = \begin{cases} \alpha x, & 0 \leq x < L_1, \\ h, & L_1 < x < L_1 + L_2, \\ \beta(L-x), & L_1 + L_2 < x \leq L, \end{cases}$$

式中, $\alpha = h/L_1$, $\beta = h/L_3$ 。对此梯形断面可解得

$$F(x) = \begin{cases} AJ_0(2\sqrt{\alpha x}), & 0 \leq x < L_1, \\ B_1 e^{\lambda x} + B_2 e^{-\lambda x}, & L_1 < x < L_1 + L_2, \\ DI_0(2\sqrt{b(L-x)}), & L_1 + L_2 < x \leq L, \end{cases}$$

其中, $\alpha = f/c - f^2/(g\delta)$, $b = f/c + f^2/(g\beta)$, $\lambda = f/\sqrt{gh}$ 。 J_0 为零阶第一类贝塞尔函数, I_0 为虚宗量零阶第一类贝塞尔函数。为使 ζ 和 Hu 在 $x=L_1$ 及 $x=L_1+L_2$ 处连续, 可以得到一个关于 A, B_1, B_2 和 D 的齐次线性方程组, 为获得非平凡解, 易导出一隐含 c 的超越方程

$$\lambda L_1 J_0(2\sqrt{\alpha L_1})[\sqrt{b L_3} I_1(2\sqrt{b L_3}) + \lambda L_3 I_0(2\sqrt{b L_3}) + h \lambda L_2] - \sqrt{\alpha L_1} J_1(2\sqrt{\alpha L_1})[\sqrt{b L_3} I_1(2\sqrt{b L_3}) + h \lambda L_2 + 2 \lambda L_3 I_0(2\sqrt{b L_3})] = 0.$$

此方程用数值方法可解。对给定的参数值, 可求得方程无穷多个分立的根 c_1, c_2, \dots, c_n 。相应于 A 断面, 取 $f = 7.994 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $h = 70 \text{ m}$, $L_1 = 3.8 \times 10^5 \text{ m}$, $L_2 = 1 \times 10^5 \text{ m}$, $L_3 = 0.5 \times 10^5 \text{ m}$, 用弦位法解得最低模波速 $c_1 = 14.1 \text{ m/s}$ 。图 6 中画出了冬季石臼所与吕四两站水位的条件相干谱和位相谱, 位相谱中的直线相应于波速为 c_1 的非色散波。从图中可见, 我们模式中的最低模波速与黄海冬季水位变化的传播速度相当吻合。

2. 东海模式

图 7 是 C 断面的底形。把琉球群岛当作一堵直墙, 图中虚线所示的理想化底形可表示为

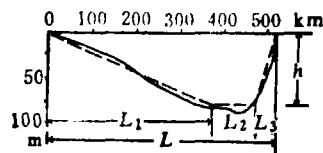


图 5 A 断面地形
——实际 ---理想

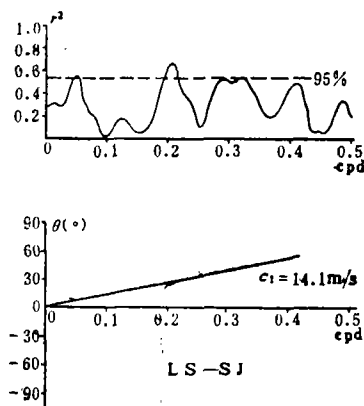


图 6 冬季 SJ—LS 水位条件相干谱和相位谱

$$H(x) = \begin{cases} \alpha x, & 0 \leq x < L_1, \\ D, & L_1 < x \leq L, \end{cases}$$

其中, $\alpha = d/L_1$, 易解得

$$F(x) = \begin{cases} AJ_0(2\sqrt{ax}), & 0 \leq x < L_1, \\ B_1 e^{\lambda(L-x)} + B_2 e^{-\lambda(L-x)}, & L_1 < x \leq L, \end{cases}$$

由 $x=L_1$ 处的连续条件和 $x=L$ 处的边界条件得

$$J_0(2\sqrt{aL_1}) \left[1 - \Delta - \left(\frac{c\lambda}{f}\right)^2 \text{th}\lambda L_2 - \frac{c\lambda}{f} \Delta \right] + J_1(2\sqrt{aL_1}) \Delta \frac{c}{f} \sqrt{\frac{a}{L_1}} \left[\frac{c\lambda}{f} + \text{th}\lambda L_2 \right] = 0,$$

其中, $\Delta = d/D$; a, λ 的意义与前面相同。

对于C断面, 取 $f = 7.051 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $d = 150 \text{ m}$, $D = 1600 \text{ m}$, $L_1 = 4.3 \times 10^5 \text{ m}$, $L_2 = 1.5 \times 10^5 \text{ m}$, 解得 $c_1 = 13.4 \text{ m/s}$ 。从图 8 可见, c_1 与冬季长涂与坎门间水位变化的传播速度是十分相近的。

对于B断面, 取 $f = 7.382 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $d = 200 \text{ m}$, $D = 900 \text{ m}$, $L_1 = 6.5 \times 10^5 \text{ m}$, $L_2 = 2 \times 10^5 \text{ m}$, 解得 $c_1 = 15.6 \text{ m/s}$ 。Kubota 曾就这个断面研究过中国东部近海的陆架波^[3], 他依据实际底形用打靶法解得的色散曲线在低频端是近于线性的, 最低模相速约为 15.5 m/s , 与我们的结果几乎相同。

3. 南海模式

南海的底形与人们通常研究陆架波时遇到的底形类似, 可作一半无限的区域处理。图 9 为E断面的

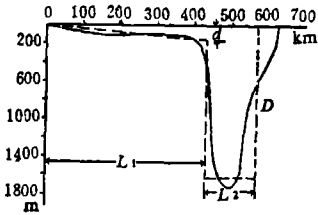


图7 C断面地形
——实际 ——理想

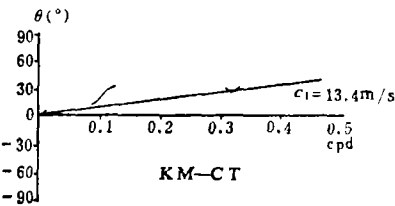
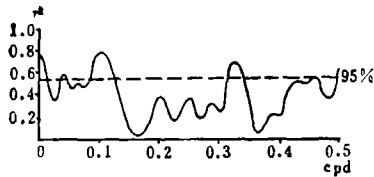


图8 CT—KM水位条件相干谱和位相谱
图中虚线可表示为

$$H(x) = \begin{cases} \alpha x, & 0 \leq x < L_1, \\ \beta x', & L_1 < x < L_1 + L_2, \\ h_1 + h_2, & L_1 + L_2 < x \leq L, \end{cases}$$

其中, $\alpha = h_1/L_1$, $\beta = h_2/L_2$, $x' = x + (L_2 h_1 - L_1 h_2)/h_2$ 。考虑到 $x=0$ 和 $x \rightarrow \infty$ 处的边界条件, 可解得

$$F(x) = \begin{cases} AJ_0(2\sqrt{ax}), & 0 \leq x < L_1, \\ B_1 J_0(2\sqrt{bx'}) + B_2 Y_0(2\sqrt{bx'}), & L_1 < x < L_1 + L_2, \\ D e^{-\lambda x}, & x > L_1 + L_2, \end{cases}$$

其中, a, b, λ 的意义与前面相同, Y_0 为零阶第二类贝塞尔函数。由 $x=L_1$ 和 $x=L_1+L_2$ 处

的连续条件易得

$$J_0(2\sqrt{aL_1})(J_1(2\sqrt{bL'})\alpha + Y_1(2\sqrt{bL'})\beta) - \sqrt{\frac{aL'}{bL}} J_1(2\sqrt{aL_1}) \\ \times (J_0(2\sqrt{bL'})\alpha + Y_0(2\sqrt{bL'})\beta) = 0,$$

式中, $\alpha = Y_1(2\sqrt{bL''}) - \lambda \sqrt{\frac{L''}{b}} Y_0(2\sqrt{bL''})$, $\beta = \lambda \sqrt{\frac{L''}{b}} J_0(2\sqrt{bL''}) - J_1(2\sqrt{bL''})$, $L' = L_2 h_1 / h_2$, $L'' = L_1 (h_1 + h_2) / h_2$.

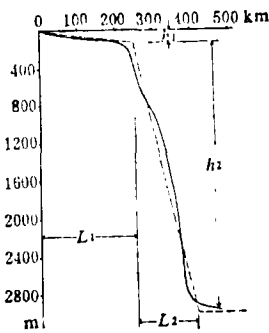


图9 E断面地形
——实际 ---理想

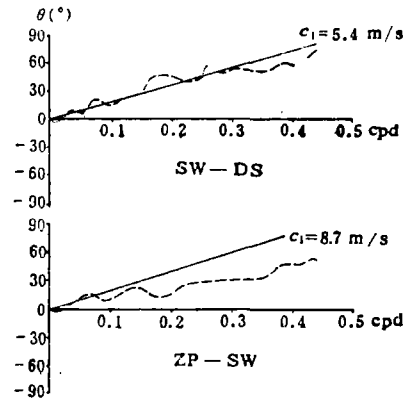


图10 SW—DS及ZP—SW水位条件相位谱
——冬夏

对于E断面,取 $f = 5.448 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $h_1 = 150 \text{ m}$, $h_2 = 3000 \text{ m}$, $L_1 = 2.5 \times 10^5 \text{ m}$, $L_2 = 1 \times 10^5 \text{ m}$, 算得 $c_1 = 8.7 \text{ m/s}$.

对于D断面,取 $f = 5.683 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $h_1 = 150 \text{ m}$, $h_2 = 3000 \text{ m}$, $L_1 = 1.5 \times 10^5 \text{ m}$, $L_2 = 2 \times 10^5 \text{ m}$, 算得 $c_1 = 5.4 \text{ m/s}$.

从图10容易看出,由我们的模式算得的最低模波速与从实测资料估算的水位传播速度相比,在东山与汕尾之间冬夏都很接近,但在汕尾与闸坡之间则只有夏季比较接近,冬季相差很远.对这一点后面将作些解释.

(三) 流场及其例证

由上述各个模式算得的水位分布函数 $F(x)$ 在陆架上都具有第一类贝塞尔函数的形式,于是水位 ζ 一般地可表示为

$$\zeta(x, y, t) = A\phi(y, t) J_0(2\sqrt{ax}) = \zeta(0, y, t) J_0(2\sqrt{ax}), \quad 0 \leq x < L,$$

其中, $a = f/c - f^2 L / (gh)$, c 为波速, L 为陆架宽度, h 为架缘水深.由式(4),流速的沿岸分量 v 为

$$v(x, y, t) = \frac{g}{f} \frac{\partial \zeta}{\partial x} = -\frac{A\phi ga}{f} \frac{1}{\sqrt{ax}} J_1(2\sqrt{ax})$$

$$= v(0, y, t) \frac{J_1(2\sqrt{ax})}{\sqrt{ax}}, \quad 0 \leq x < L.$$

根据贝塞尔函数的性质容易看出, ζ 和 v 的振幅都在沿岸 ($x=0$) 处最大. 只要 $2\sqrt{aL}$ 足够大, 则 ζ 沿 x 方向有节, v 沿 x 方向反复地变向. 但在我们的模式中, 波速 c 非常大, a 很小, $2\sqrt{aL}$ 总是小于 J_0 及 J_1 的第一个零点. 所以 ζ 和 v 的振幅都从海岸到陆架边缘单调地减小. 海岸处最大流速与最大振幅的关系为

$$v(0)_{\max} = \zeta(0)_{\max} \frac{ga}{f}.$$

至于陆架上任一点的最大流速 $v(x)_{\max}$ 则可表示为

$$v(x)_{\max} = \frac{J_1(2\sqrt{ax})}{\sqrt{ax}} v(0)_{\max}.$$

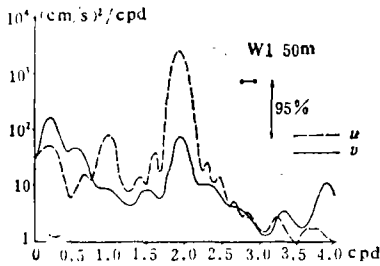


图11 W1站50 m层流速功率谱(未虑波前)

从冬季水位的条件功率谱可对 $\zeta(0)_{\max}$ 作些粗略估算, 总的来说, $\zeta(0)_{\max}$ 由南往北递增, 约在 4—16 cm 之间. 由此可估算得 $v(0)_{\max}$ 的量值约为 3—12 cm/s 不等. 由坎门站的 $\zeta(0)_{\max}$ 和相应于东海模式的适当的参数值算得浮标站 W_3 和 W_1 的最大流速分别具有 4 cm/s 和 5 cm/s 的量级.

图11所示是 W_1 站 50 m 层 u , v 的功率谱. 因为资料长度太短, 即使自由度定得很低也无法得到足够小的带宽来分辨 0.5 cpd 以下谱的细结构. 尽管如此, 我们还是可以看到在 0.15—0.35 cpd 的频段上有宽峰出现, 且 v 的峰比 u 的峰高得多. 这说明海流中存在几天周期的振动, 且这种低频流主要是沿岸方向的.

图12画出了 W_3 、 W_1 两站各层低通滤波后 v 的时间过程曲线. 从图中可见, 在一较强的低频流之上迭加着一些 2—6 天周期的振动, 其振幅约为 5—10 cm/s. 这与我们计算的流速在量级上是相近的. 又因为上、下层流速变化曲线的形状和幅度都相差不大, 可认为流的性质是近于正压的. 从图中还可看出, W_1 站 v 的变化稍稍超前于 W_3 站 v 的变化, 这种现象用向南传播的陆架波来解释当然是合理的. 应该指出的是, 由于冬季南下的冷锋通常扫过东海, 我们观测到的低频流场中可能也包含强迫波的成分.

(四) 小结

1. 由上述简单的正压模式基本上能够解释中国沿岸陆架上的低频波动现象, 这说明

观测到的波动是一种被岸捕捉的、正压的、非色散的地形涡度波。

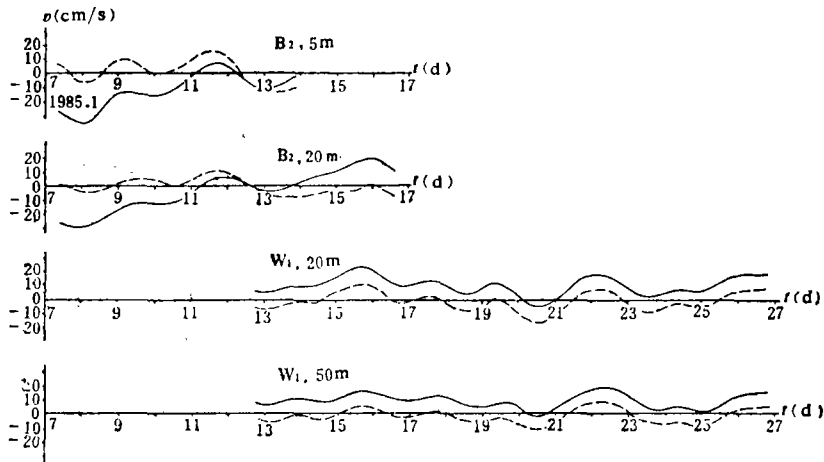


图12 W₁站低频沿岸流分量时间过程
B₂ 应为 W₃

2. 模式中算得的最低模波速与谱分析估算的波速吻合得相当好,只在冬季汕尾与闸坡之间,两者相差较大。

3. 陆架波导致的流动主要是沿岸方向的,其振幅由海岸到陆架边缘递减,海岸处最大流速约为3—12cm/s不等。东海南部冬季的实测海流资料为陆架波的存在提供了例证。

四、讨 论

1. 谱分析的结果表明,中国沿岸的陆架波具有明显的区域性和季节性,理论分析部分地解决了区域性问题的。依据各海区基本地形建立的理论模式能较好地解释实测的波动,说明地形的差异是造成各海区陆架波传播性质不同的原因。至于季节性的不同,则应归因于冬、夏气象状况的差异。冬季冷空气周期性的南下是激发陆架波的直接原因。夏季天气系统的活动不象冬季那样频繁而有规律,因而波动现象不明显。图13中画出了1981年夏季通过中国近海的台风路径。这些台风不是在南海或东海南部登陆就是沿东海北上,并在进入黄海之前东转。这也许可以说明为什么东海有水位沿岸向北传播现象(强迫波),而南海则有一

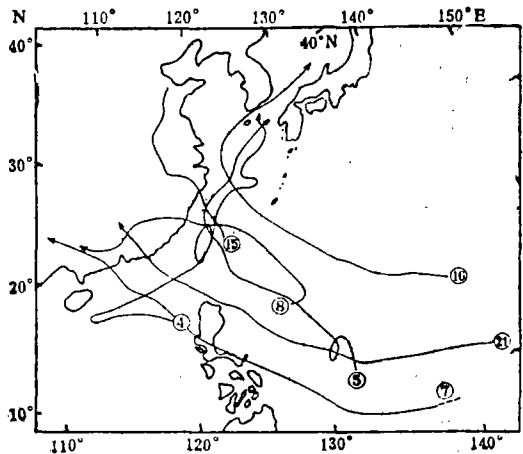


图13 1981年夏季通过海域台风路径
序号为台风编号

自由的波动。

2. 从理论模式中算得的正压陆架波相速与实测波速非常接近,但在冬季汕尾与闸坡之间有一个例外。我们认为这是由于海水层化的影响。Mysak曾用一个两层模式来讨论斜压性问题^[8]。他指出,若层化发生在陆架以下,波速将比正压模增大一倍左右。但根据文献[9, 10],若层化发生在陆架上,则其影响甚微。对于连续层化模式,斜压的重要程度由布格数 S ($S = H^2 N^2 / (f^2 L^2)$)来度量, S 越大,斜压影响越大,陆架波相速也越大。图14所示为南海两个断面上1981年2月和8月的 σ_t 分布。就冬季而言,代表南海东北部的断面上没有明显的层化,而代表南海西南部的

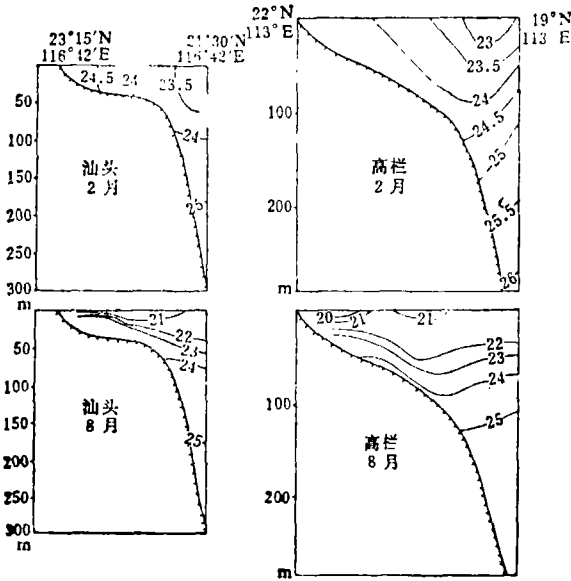


图14 南海冬、夏季条件密度断面分布

的断面上海水似乎是从上到下连续层化的,粗略估算一下,这里的布格数并没有小到可以忽略斜压影响的程度,这时将存在一种混合陆架波模,其相速远大于正压模的相速。这或许可以解释南海西南部波速的理论值与实测值不符的现象。在夏季,无论南海东北部还是西南部,都在陆架上出现明显跃层。根据上面提到的理由,这种层化对陆架波影响很小,因而正压模式是适用的。当然,要肯定这些解释并作定量估计,需要更详细地了解密度场,使用合理的连续层化模式求解。这个问题的研究已在本文的范围之外。

3. 将我们的工作与Hsueh的工作^[2]比较,可以认为,他在朝鲜西岸发现的水位低频变化向北传播现象与我们的发现是有联系的。有可能确实象指出的那样,冬季存在一个环绕中国东北部海区传播的气旋性长波。在我们的工作中未发现渤海有气旋性的低频波动,而大连与烟台之间似乎存在向南的水位传播,因此这个波不象在渤海中兜了一圈,而更像是从辽东半岛直接传到山东半岛来的。令人难解的是,这种被岸捕捉的地形波是怎么跨过渤海海峡的?而且,在山东半岛两岸邻站水位变化的位相差很小,这又是为什么?要回答这些问题,必须考虑不规则的岸线和沿岸方向底形变化对陆架波的影响。这有待今后进一步的探讨。

4. 虽然在我们所研究的频带上未发现渤海有一致的沿岸波动,但并不排除渤海中有长波存在的可能性。仿照Csanady在安大略湖所做的工作^[11],把渤海当作一长方形海湾,其横断面与黄海的断面相似,于是可用黄海模式来求解。取 $f = 9.178 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $h = 30 \text{ m}$, $L_1 = 5 \times 10^4 \text{ m}$, $L_2 = 1 \times 10^5 \text{ m}$, $L_3 = 5 \times 10^4 \text{ m}$,求得最低模波速约为 13 m/s 。根据文献[11],沿海湾长轴方向吹过的风引起的波动具有两倍于海湾长度的波

长。我们的情形，波长应为1000 km左右，于是波的频率约为1.1 cpd。如果真有这种波存在，在0—0.5 cpd的谱上也看不到。当然，实际情况要复杂得多。但这个例子至少可以说明，渤海中未发现与外海一致的波动现象，这与海区本身的水平尺度和地形有关。总而言之，渤海在天气系统影响下的低频活动也是一个值得进一步探讨的问题。

参 考 文 献

- [1] Mysak, L. A., Recent advances in shelf wave dynamics, *Rev. Geophys. and Space Phys.*, **18** (1980), 211—241.
- [2] Hsueh, Y., Winter-time circulation in northeast China Seas, *Proc. Int. Symp. ; Sedimentation on the Continental Shelf; with special reference to the East China Sea*, China Ocean Press, 1983, 352—356.
- [3] Kubota, M., Study of continental shelf waves in the East China Sea, *Proc. Japan-China Ocean Study Symp.; Physical Oceanography and Marine Engineering in the East China Sea*, Tokai University, 1981, 150—160.
- [4] Moores, C. N. K. and R. L. Smith, Continental shelf waves off Oregon, *J. Geophys. Res.*, **73** (1968), 549—557.
- [5] Garret, C. and B. Toulany, Sea level variability due to meteorological forcing in the northeast Gulf of St. Lawrence, *J. Geophys. Res.*, **87** (1982), 1963—1978.
- [6] Jenkins, G. M. and D. G. Watts, *Spectral Analysis and its Application*, Holden-Day, 1968.
- [7] Robinson, A. R., Continental shelf waves and the response of the sea level to weather systems, *J. Geophys. Res.*, **69** (1964), 367—368.
- [8] Mysak, L. A., On the theory of continental shelf waves, *J. Mar. Res.*, **25** (1967), 205—227.
- [9] Wang, D. P., Coastal trapped waves in a baroclinic ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **5** (1975), 326—333.
- [10] Wright, D. G. and L. A. Mysak, Coastal trapped waves, with application to the North-east Pacific Ocean, *Atmosphere*, **15** (1977), 141—150.
- [11] Csanady, G. T., Topographic waves in the Lake Ontario, *J. Phys. Oceanogr.*, **6** (1976), 93—103.