

渤海冬季环流形成机制动力学 分析及数值研究*

赵保仁 曹德明

(中国科学院海洋研究所 青岛 266071)

提要 采用涡度方程、海面实测风应力分布和二维数值方法,对渤海冬季环流形成机制进行了研究。结果表明,渤海冬季海面风应力分布东岸大、西岸小,又因海底十分平坦,从而风应力切变形成的负涡度,成为渤海中部及辽东湾海流呈顺时针向流动的主要驱动机制。当考虑海面实测风应力分布、潮余流和开边界入流等条件时,用二维数值方法模拟的渤海冬季环流,与实测吻合良好。一系列数值实验进一步表明:上述关于渤海环流形成机制的动力学分析是正确的;潮余流对黄河三角洲外海的北-东北向海流有重要贡献;海峡处北进、南出的流场是由冬季季风与北深、南浅的海底地形共同作用的结果。

关键词 渤海环流 动力学分析 数值模拟 形成机制

学科分类号 P731

渤海是一个半封闭的内陆浅海,仅通过渤海海峡与黄海相通。管秉贤等(1964, 1977)^{1),2)}从温、盐度和海流观测结果,最早得出的渤海冬季环流的物理模型为:渤海海峡的海流为北进、南出,进入渤海的外海高盐水在到达渤海西部近海时分成南北两支,北支沿渤海西岸进辽东湾,而辽东湾内的海水沿东岸南下,这样在渤海中部和辽东湾内形成一个顺时针向的大环流。南支高盐水沿渤海西岸南进渤海湾,然后途径黄河三角洲近海及莱州湾口,从渤海海峡南部流出渤海。Mao Hanli等(1981)又指出在莱州湾存在着一个顺时针向流动的涡旋。赵保仁等(1995)则指出,在黄河三角洲外海存在着一支北-东北向海水运动,可抵达秦皇岛近海,与进入渤海的北支高盐水相接。渤海湾的环流,北部大致为反时针向,南部为顺时针向的双环结构(赵保仁等,1995,图1)。

但是,近年来,许多学者由于没有考虑海面风速的水平切变,用各种数值方法计算得到的渤海冬季的风生环流主体是一个按反时针方向流动的大环流(窦振兴等,1986;Zhao et al, 1993;黄大吉等,1996;戚建华,1993³⁾)。张淑珍等(1984)的数值实验还得出,海面风速对渤海环流影响很小,渤海环流主要由开边界处的流速分布决定。唯缪经榜等

*国家自然科学基金及院重点项目资助,4914005号。赵保仁,男,出生于1939年10月,博士导师,研究员,Fax: 0086-0532-2870882

1)全国海洋综合调查报告,第5册,1964。 2)渤、黄、东海表层海流图,1977。 3)戚建华,1993,博士论文

收稿日期:1996-01-15,收修改稿日期:1997-01-24

(1989)、刘兴泉等(1989)数值计算工作,用实测风速得到的渤海冬季环流与管秉贤等(1964)¹⁾早期观测结果基本一致。另外,渤海冬、夏季的风场截然相反,为何在多数情况下渤海夏季的环流趋势还能与冬季基本一致? 这些问题反映目前人们对渤海环流特征及其形成机制还不太了解,因而,渤海环流数值模拟工作也还存在某种盲目性。本文根据渤海冬季平均风场指出:由于渤海海底比较平坦,从而海面风应力东部大、西部小,形成的切变涡度成为渤海冬季环流的主要驱动力。当考虑海面实测风应力分布、潮汐余流及开边界入流时,数值模拟结果与实测符合良好。

1 渤海冬季环流形成机制动力学分析

1.1 渤海的风场特征

为深入探讨渤海环流的形成机制问题。首先需对渤海的风场分布特征进行分析。张美芳等人(1983)统计分析 1960—1970 年间的船舶天气报告,绘制出了海面风应力分布图(图 1)。由图 1 可知,渤海冬季风场的显著特征是:(1)辽东湾的风向为东北向,往南至辽东湾口时逐渐转成西北向;(2)渤海西岸风应力较小,东岸较大,几乎相差一倍;(3)风应力量值由北向南逐渐增大,至渤海海峡这一纬度时,风应力达最大,再往南风应力便又逐渐减小,这一点莱州湾尤为突出,莱州湾口风速明显大于湾内风速。渤海夏季平均风场(图略),南部为东南风,北部有转成南和西南风的趋向,渤海东、西部的风速差异不像冬季那样明显,但在辽东湾内仍显示出东部风速大于西部的分布特征。

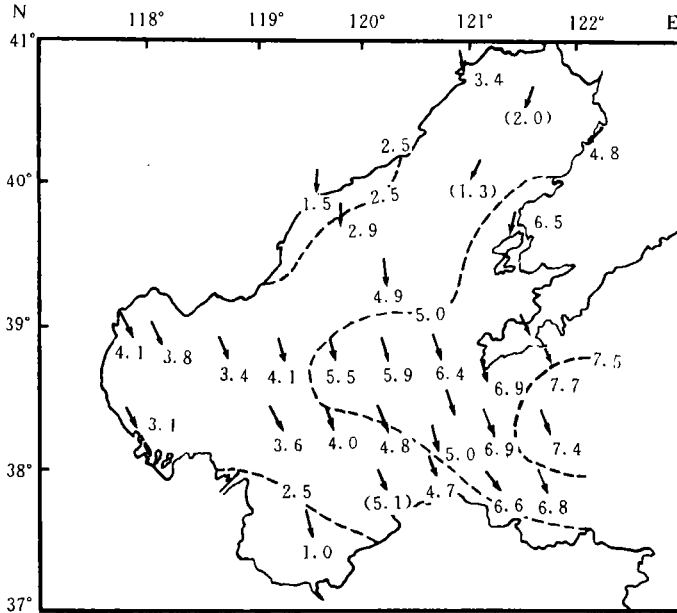


图 1 冬季渤海海面平均风应力场 ($N/m^2 \times 10^{-2}$) (引自张美芳等, 1983)

Fig.1 Winter mean wind stress field ($N/m^2 \times 10^{-2}$) at the Bohai Sea surface (from Zhang Meifang et al, 1983)

上述风速分布特征与中国科学院海洋研究所等(1977)的统计结果是一致的,从而表明图 1 的风场是有代表意义的。

1) 见第 86 页脚注 1)

1.2 渤海冬季环流控制方程及主要驱动力

利用正压二维全流方程组来阐明渤海冬季环流的形成机制。取右手坐标系,运动方程为:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + A_H \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \frac{\tau_w^x - \tau_b^x}{\rho(\zeta + h)} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + A_H \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{\tau_w^y - \tau_b^y}{\rho(\zeta + h)} \quad (2)$$

连续方程为:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [(\zeta + h) u] + \frac{\partial}{\partial y} [(\zeta + h) v] = 0 \quad (3)$$

式中, ζ 为海面升高; h 为地点水深; $u, v, \tau_w^x, \tau_w^y, \tau_b^x, \tau_b^y$ 分别为垂直平均流速、风应力和底应力在 x, y 方向上的分量; ρ 为海水密度; f 为科氏参量; g 为重力加速度; A_H 为水平摩擦系数。

由方程(1)一(3)可知,只有海面 ζ 和风力是引起海水运动的主动力,水平摩擦及底应力只对海水运动起耗散作用,而海底地形和海岸线则只对海水运动起约束作用。主动作用力中的海面升高(ζ)可由海面大气压(P_0)和密度分布不均匀及风增水等引起。气压的静压效应可以忽略。由于冬季渤海沿岸浅水区域温度和盐度都较低,而渤海中部地区温度、盐度都较高,温度和盐度对密度分布的影响相互抵消,使得渤海冬季的密度水平变化相对较小(河口局部地区除外)。因此密度分布不均引起的海面倾斜很小,也可以忽略不计。至于风增水引起的海面倾斜则应该包括在风应力的效应之内。简而言之,冬季引起渤海海水运动的主要外力只有海面风应力。

如前所述,在辽东湾及渤海中部,东风速显著大于西部风速,而辽东湾东、西两部的水深分布基本对称,这样东部单位质量海水受到的风应力大约是西部的两倍。因此在东北风作用下,辽东湾东岸海水会率先沿岸南下,而西岸海水将以补偿流形式沿岸北上,从而在辽东湾及渤海中部形成如观测所揭示的那种顺时针向的环流。同理,由于莱州湾口风速显著大于湾内风速,在莱州湾也将形成顺时针向的环流。

1.3 涡度方程

为了进一步阐明渤海冬季环流的形成机制,将方程(1),(2)分别对 y, x 坐标交叉微分,两式相减并利用连续方程(3)可得控制海水运动的绝对涡度方程:

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\omega_z + f}{H} \right) = \frac{A_H}{H} \nabla^2 \omega_z + \frac{\text{rot}_z \tau_w}{\rho H^2} - \frac{\text{rot}_z \tau_b}{\rho H^2} + \frac{[(\tau_w - \tau_b) \times \nabla H]_z}{\rho H^3} \quad (4)$$

式中, ω 为相对涡度; rot 为旋度运算符号; 下标 z 表示涡度在 z 方向的分量; $H = \zeta + h$ 。

(4)式左端表示位涡的实质微商,如略去方程(4)右端的所有项,则可导出无粘性流的位涡守恒方程 $d(\omega_z + f/H) / dt = 0$,此时若有向北的流动(如渤海北支高盐水),则由于 β 效应的存在,流动将出现顺时针方向旋转倾向。反之若有向南的流动,则会出现反时针向的旋转倾向,这就在某种程度上解释了进入渤海后分成南北两支的高盐水的流动特征。

(4)式右端第一项和第三项分别表示水平和垂直粘性对位涡的耗散影响,如第三项中的底摩擦力取为速度的线性函数,则底摩擦的耗散作用将与相对涡度成负比例。第二项

表示海面风应力涡度对位涡的贡献,正的风应力涡度值使位涡增大,负的风应力涡度使位涡减小。第四项表示海底坡度(因 $\nabla\zeta \ll \nabla h$)对环流的约束作用,体现海底坡度与风应力和底摩擦力对位涡的联合影响。由此在涡度方程中与唯一主动力——风应力有关的项有二、四两项。

对风应力涡度项,根据图 1 所示的风应力场,计算得到辽东湾、渤海中部和莱州湾的风应力涡度都为负值,其量值约为 $0.3\text{--}2.2 \times 10^{-7} \text{N/m}^3$ 。因此,在这些区域,水质点在该风应力作用下必将产生顺时针方向涡度,从而形成顺时针向的环流。

由于渤海冬季的风应力矢量大体构成一圆弧状流线,若用柱坐标来表示 $\text{rot}_z \tau_w$,则可以把渤海冬季环流的形成机制表达得更为直观。柱坐标系中的风应力涡度可表示成:

$$\text{rot}_z \tau_w = \frac{v_\theta}{r} + \frac{\partial v_\theta}{\partial r} - \frac{\partial v_r}{\partial \theta} \quad (5)$$

由于风速矢量大体沿圆弧的切线方向,从而可略去(5)式右端最后一项,此时风应力涡度仅由曲率涡度(v_θ/r)和切变涡度($\frac{\partial v_\theta}{\partial r}$)两项组成。

由图 1 可知渤海冬季的平均风场的曲率涡度为正,切变涡度($\frac{\partial v_\theta}{\partial r}$)为负。因此渤海冬季风应力涡度是正还是负最终将取决于曲率涡度和切变涡度的相对量值,当切变涡度量值大于曲率涡度时,渤海风应力涡度为负值,从而将驱动顺时针方向的环流。

由图 1 可知,渤海中部冬季风场的曲率半径取为 300km 是合理的,辽东湾的平均宽度为 100km,渤海中部水面宽度约为 200km,两者平均约为 150km,如再取平均风应力为 0.04N/m^2 ,东西两岸的风应力差为 0.03N/m^2 ,则可算得 $v_\theta/r = 1.33 \times 10^{-7}$, $\left(\frac{\partial v_\theta}{\partial r}\right) = -2.00 \times 10^{-7}$,切变涡度绝对值大于曲率涡度,由此算得 $\text{rot}_z \tau_w = -0.667 \times 10^{-7} \text{N/m}^3$,与前面算得的风应力涡度平均值接近。另外从图 1 看出,在渤海湾,切变涡度也为正值。根据以上事实可以推测,在渤海中部及辽东湾大部分地区,冬季风生流场将产生顺时针方向的流动,而在渤海湾有可能出现反时针向流动。

对海底坡度项,由于渤海的平均流速很小($< 5 \text{cm/s}$),(赵保仁等,1995),通常有 $\tau_w \gg \tau_b$ 项,因此方程(4)中的第四项,其值主要取决于风矢量与 ∇h 矢量之间的矢量积。从渤海海图可知,除渤海海峡至辽东浅滩一带外,水深大于 20m 的渤海中部及辽东湾大部地区,海底十分平坦,坡度小于 $1/10\,000$,而水深小于 15m 的近岸地区海底坡度较大,在 $1/1\,000$ 以上,这些地形特征见图 2(秦蕴珊等,1985)。第四项还与深度的三次方(H^3)成反比,因此这一项的作用只有在近岸浅水区,并且风应力矢量与梯度矢量 ∇H 之间保持较大的夹角时,才显得十分重要,计算表明,在渤海中部第四项量值要比风应力涡度项(第二项)要小得多。

由上述可知,渤海主体部分的冬季环流将主要取决于渤海海面风应力的涡度分布。由于冬季渤海海面的风场,大部分地区具有负涡度,从而渤海冬季环流的主体将呈顺时针方向旋转。

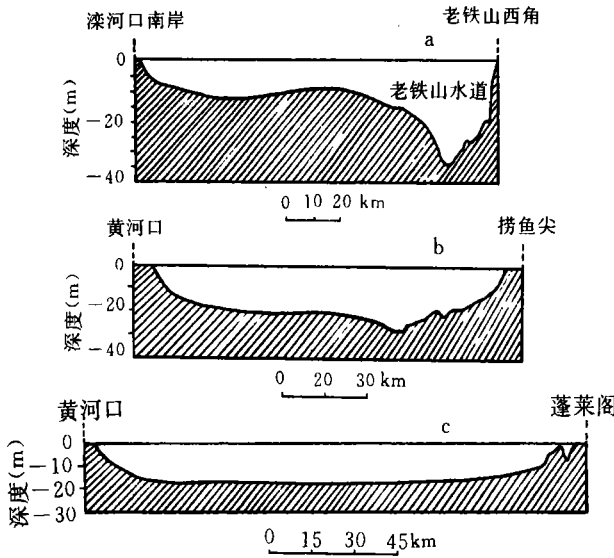


图2 渤海海底地形剖面(引自秦蕴山等,1985)

Fig.2 bottom topography of the Bohai sea (from Qin Yunshan et al,1985)

a.辽东湾口; b.渤海湾口; c.莱州湾口

许多作者在对渤海冬季风生环流进行数值计算时,没有使用实测风场,而是使用某种设定风场。如戚建华(1993)¹⁾使用的风场,在渤海风速取为常值的西北风; Zhao等(1993)、窦振兴等人(1986)虽然风向取用张美芳等人的统计值,但风速仍取常值或接近常值(即仅考虑了曲率涡度,但切变涡度取零),即在数值计算中风应力的涡度为零或为正值,从而得出渤海冬季风生流的主体呈逆时针向流动,其结果符合上述分析,

但不能与实测相吻合。黄大吉等(1996)的数值计算取用沿岸台站实测风速,无疑比设定风速有所改进,但由于他们只使用了4个沿岸台站的风速资料,因此其计算结果仍不能与实测一致,唯缪经榜等(1989)使用张美芳的统计风场,计算结果与实测得出的环流模式基本一致。

应当指出,在渤海的平均余流中,潮余流占相当比例,对黄河三角洲外的北-东北向海流有重要贡献(赵保仁等,1995),关于渤海冬季环流形成机制的讨论和数值计算工作,还应当包括潮流影响在内。

根据以上分析,从夏季风场(张美芳等,1983)可以推测在渤海中部及辽东湾内渤海夏季的风生环流,也将同冬季一样作顺时针方向的旋转。因为渤海夏季平均风应力具有顺时针向的曲率涡度,而切变涡度却很小,这已由窦振兴等(1986)、Zhao等(1993)的数值结果所证实。但是渤海夏季环流还受斜压效应影响,由于渤海中央冷水的存在,渤海夏季的斜压环流具有反时针向运动趋势。因此,渤海夏季实际环流究竟是顺时针式的还是反时针式的,将取决于斜压流、风生流及潮余流的相对量值,这就不难理解观测到的渤海夏季环流主体有时呈顺时针向运动(多数),有时作反时针向流动(少数)这样一个基本事实。

2 数值模拟

数值模拟中使用球坐标系中的二维全流方程组(赵保仁等,1994),计算中水平涡动粘性系数取 $10^4 \text{ m}^2 / \text{s}$,底摩擦系数取 0.001,海面风应力同缪经榜等(1989),由张美芳等人(1983)的统计值内插到网格点上,为了能同时模拟渤海的潮汐和风海流,在开边界处给定流速边界条件:

1) 同第86页脚注3)

$$u = U_0 + U_{m_1} \cos(\sigma_{m_1} t - g_{m_1}) + U_{m_2} \cos(\sigma_{m_2} t - g_{m_2}) \quad (6)$$

式中, U_0 为北进南出的余流场; U_{m_1} , U_{m_2} 及 g_{m_1} , g_{m_2} 分别是 m_1 和 m_2 分潮潮流调和常数; σ_{m_1} , σ_{m_2} 为角速度。

(6)式中的潮流调和常数是以前完成的潮汐潮流数值计算¹⁾获得的,为了取得比较满意的潮流边界条件,将开边界向西移三个网格,这样处理后用流速边界条件算得的渤海潮汐潮流,几乎同原来用潮位边界条件算得的完全一致。本数值计算仍然用 Flather 和 Heaps 的显格式(曹德明,1984),空间步长为 $5^\circ \times 5^\circ$,时间步长 $\Delta t = 178.88s$ 。

2.1 渤海冬季环流数值结果

考虑海面实测平均风应力分布、潮流影响,海底实际地形及在开边界处设定北进南出的余流场(以下简称开边界处入流影响)的计算结果如图3所示。

图3的数值结果已能模拟出从实测海流及温盐分布中归纳出来的渤海环流模式(见赵保仁等,1995,图1)的主要特征:(1)在黄河三角洲近海有一支流向秦皇岛近海的北到东北向海流;(2)在渤海中部及辽东湾内的海流主要呈顺时针向流动;(3)在莱州湾存在着一个顺时针向涡旋;(4)渤海海峡的海流为北进、南出。这些特征已体现了人们所知的渤海冬季环流的主要方面,在以前的数值计算中从未获此完整结果。

该数值结果与石油平台观测所得平均余流相比也已达到相当一致(表1),在14个长期测流站中,最大流速差仅为2.2cm/s;在流向方面只有5个站的流向误差大于 90° ,而且其中的4个站都是夏季观测的,即在夏季以外的9个测流站中,只有一个站的流向与模拟结果相差较大,其它大方向一致,偏差较小。

从图3还可以看到,冬季渤海湾的流场主要为气旋式的涡旋所占据,而不是双环结构。另外在辽东半岛顶端两侧存在一对旋转方向相反的小涡旋,其位置与许多人得到的潮余流涡旋相当一致,显示其主要为潮生性质,不过这里受从海峡北部进入渤海流场影响,潮余流涡旋已有些变形。在渤海的近岸区域还存在一些小涡旋(图3),它们可能主要受地形约束的风生流和潮余流产生的。例如辽东湾顶的逆时针小涡旋、曹妃殿附近的逆时针小涡旋,塘沽近海的顺时针小涡旋等其位置和大小均与作者(1995,图4a)已获得的潮余流涡旋一致,从而显示它们主要是潮生的。而秦皇岛近海的逆时针涡旋和普兰店-金

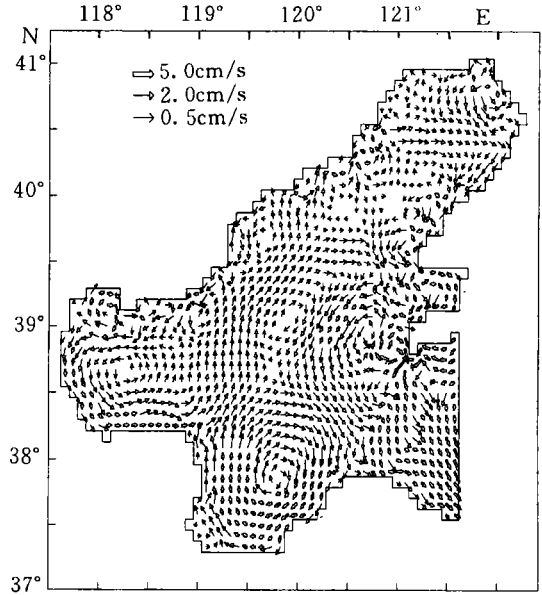


图3 渤海冬季环流数值计算结果

Fig.3 Winter circulation in the Bohai Sea by numerical model

1) 方国洪、曹德明,1991. 黄河三角洲岸线变化对渤海潮汐潮流的影响. 第二届黄海国际学术讨论会交流论文

表1 渤海冬季环流数值模拟与实测之比较

Tab.1 Comparison of numerical modeling with the measurements

站号	1	2	3	4	5	6	7
观测月份	8—11	9—11 4—5	8—11	5—6	7—8	4—5	8—11
流速误差 (cm/s)	-0.9	-1.5	-0.5	-0.6	-1.1	-1.2	-2.1
流向误差 (°)	36	-9	-24	-163	-105	-22	-2
站号	8	9	10	11	12	13	14
观测月份	1—12	7—8	6—8	3—5	12—1	1—2	7—8
流速误差 (cm/s)	-2.2	-1.5	-0.9	-0.9	0	0.4	0.6
流向误差 (°)	7	-108	59	-34	151	75	143

州湾内的顺时针环流与下面将要谈到的纯风生流动一致,显示其主要为受局部地形影响的风生性质。

由以上分析可知,在考虑了潮汐、实际地形,实测平均风应力及开边界入流影响后的数值模拟结果与渤海冬季实测环流基本符合。

2.2 渤海冬季环流形成机制数值实验

为了揭示渤海冬季环流的形成机制,做如下几种方案数值实验:

实验 1 考虑实际地形,海面实测风应力分布及开边界入流影响,但不包括潮余流,计算结果如图 4a。从图 4a 可以看到渤海冬季的纯风海流在海峡处表现为北进、南出。进入渤海的海流先后在渤海中部及西部近岸处两次分为南、北两支,北支进入辽东湾完成顺时针方向旋转,最后又汇入从渤海海峡处流入渤海的流系之中。南支进渤海湾完成逆时针方向旋转后,经黄河口及莱州湾口,沿渤海海峡南部出渤海。在莱州湾略偏东处存在一个顺时针方向的涡旋。该实验除了在黄河三角洲外海未模拟出有东北-北向海流以及在图 4 中已经指出的潮生小涡旋之外,已能模拟出渤海冬季环流的其它主要特征,从而显示出渤海冬季环流主要为风生性质。另外还需指出,该数值实验所用的风应力条件同缪经榜等人(1989)所得结果也基本一致。

实验 2 考虑实际地形和开边界处的入流,但不考虑潮汐影响。风应力的方向取实测统计值,但不考虑风速切变,风应力取常值 $0.05\text{N}/\text{m}^2$ 。计算结果如图 4b 所示。从图 4b 可见,这一数值实验的流场显著特征为:海峡处海流为北进南出,进入渤海的海流在渤海中部及南部形成一个反时针式的大环流,而在辽东湾北部区域则形成一个为顺时针向,另一个为反时向的双涡结构,从而显示出与图 3 及实验 1 的环流已有重大差别。需要指出,实验 2 在某些局部地区如渤海海峡、普兰店-金州湾、塘沽近海的流场与图 3 及实验 1 的计算结果基本相似,说明在这些区域的流动与渤海海面大范围内的风应力切变关系不大。还需指出图 4b 所示的流场与窦振兴等人(1986)、Zhao 等(1993)得到的数值结果基本一致,因为三者的海面风应力取法基本相同。但是,这一数值结果与渤海冬季的环流的实测结果有较大差别,从而证实对渤海冬季环流形成机制来说,本研究提出的风应力的切变涡度起着关键作用的论断是正确的。

实验 3 仅考虑边界入流和实际地形,忽略潮汐及海面风应力影响,计算结果如图

4c所示。从图4c可以看到,开边界处北进、南出的流速分布对渤海内部的流速分布几乎无影响,与图4a,b及图3的计算结果相比可知,冬季渤海海峡处北进南出的流场分布主要是风生的,北黄海的流场对渤海海峡及渤海内部的流速分布影响极小。

实验4 取水平海底, $h = 15\text{m}$,其他条件同实验1,计算结果如图4d所示。从图4d可以看出,当取水平海底,其它条件同实验1时,除普兰店-金州湾存在一个局部逆时针小涡旋外,整个渤海为一顺时针向的大环流,涡旋中心位于莱州湾口,渤海海峡处的海流由

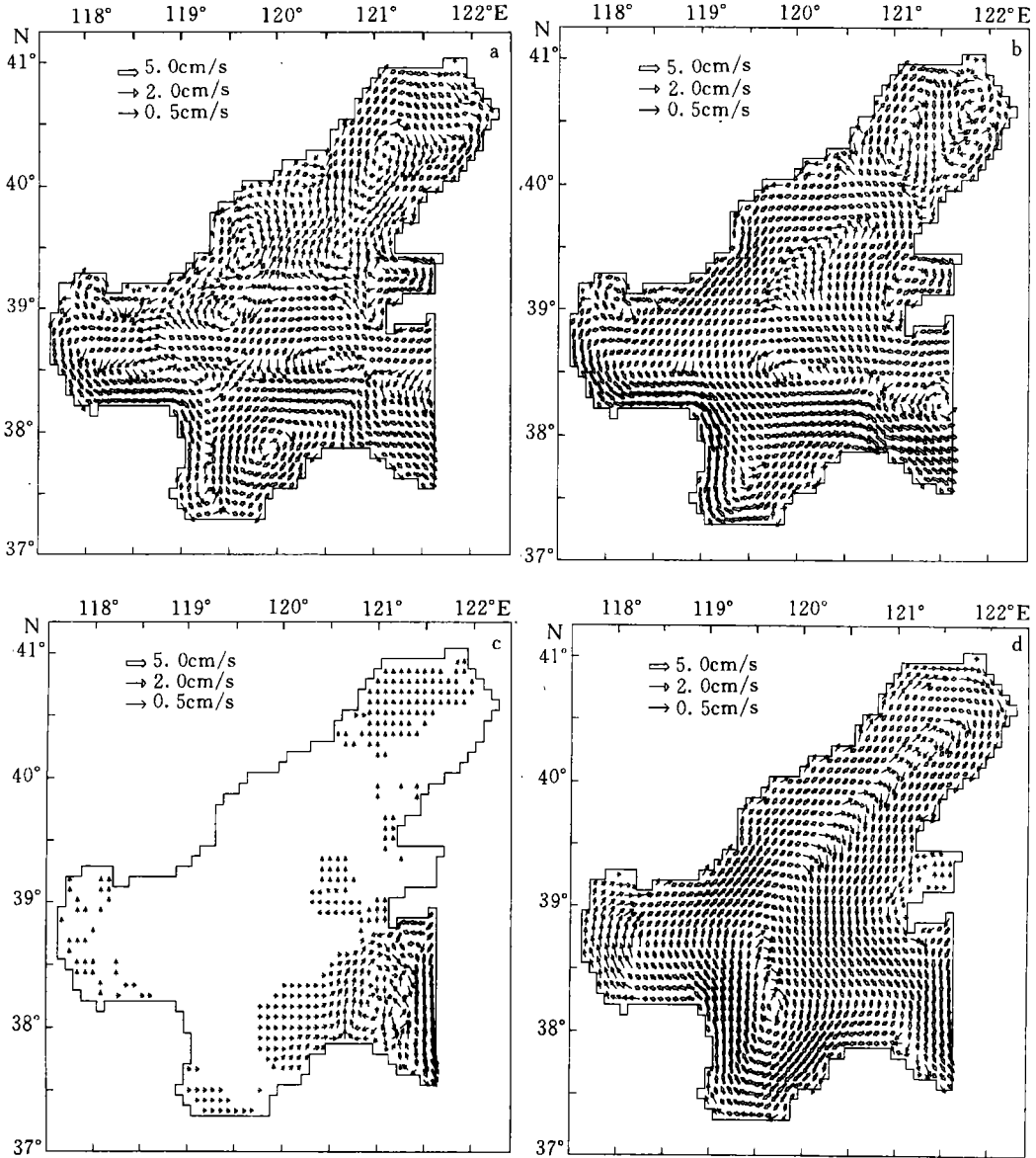


图4 渤海冬季环流数值实验

Fig.4 Numerical modeling of winter circulation in the Bohai sea

a. 实验1; b. 实验2; c. 实验3; d. 实验4.

北进、南出改为南进、北出。这一结果与缪经榜等(1989)取水深为25m的数值结果一致。该实验进一步表明,渤海冬季环流主要是风应力负涡度驱动的。海底地形变化只会产生近岸小涡旋。由于渤海大部分地区水底比较平坦,因此在涡度方程中与 ∇H 有关的项便降到次要地位,该项作用只有在水深较浅、且海底坡度较陡的近岸水域才显得重要。

渤海的流场由风应力涡度驱动,由于实测海面风应力很难取得,这就给数值模拟渤海实际环流带来很大困难。渤海海面风应力的切变现象可能主要与下垫面地形效应有关,因此,通过等压线计算海面风应力的办法就可能很难奏效。

另外将实验1与实验4相比较还可看出,渤海海峡北进、南出的流动特征主要是海峡处北深、南浅的底形效应和风应力相作用引起的。

为了进一步分析渤海冬季环流,还计算了各方案所得海面等高线分布,图5给出与图3及图4a的流场相应的海面等高线分布。将计算流场与海面等高线相比较,可以看出渤海冬季环流基本上是沿海面等高线行进的,其中尤其以渤海南部和中部最为明显。由此

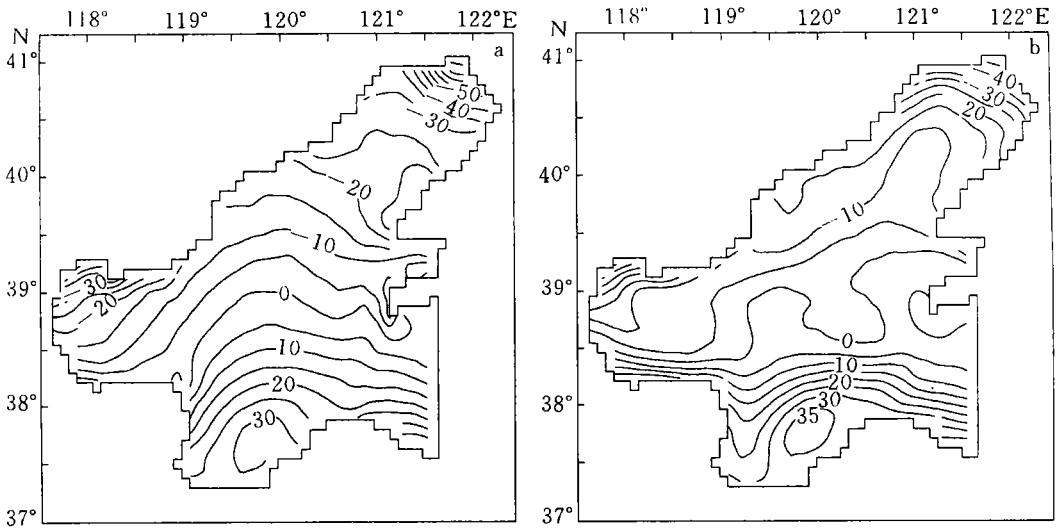


图5 计算所得渤海海面升高(单位 mm)

Fig.5 Surface rise (in mm) obtained by modeling in Bohai Sea

a. 与图3的流场对应; b. 与实验1的流场对应(负值表示减水)

可以推测,在这些区域三维流场中出现表、底层流向相反的可能性是较小的。

3 结论

3.1 渤海冬季实测流场主体部分呈顺时针向旋转,主要是由海面风应力负切变涡度驱动的。由于渤海海盆海底地形比较平坦,与海底坡有关的项只在近岸线水处起重要作用。

3.2 利用海面实测平均风应力场,考虑实际地形及潮流影响时的二维数值模型便能模拟出渤海冬季平均环流的主要特征。

3.3 冬季黄河三角洲外的北-东北向海流主要是潮余流驱动的。

3.4 冬季渤海海峡处北进、南出的流场特征主要与偏北风和北深、南浅的海峡地形特征有关,而与北黄海的流场分布关系不大。

3.5 冬季渤海的二维流场大体沿海面等高线流动。

参 考 文 献

- 中国科学院海洋研究所,中国科学院地理研究所,1977.渤、黄、东海海面热平衡图集.北京:科学出版社.158
- 刘兴泉 缪经榜 季仲贞,1989.渤海冬季环流的数值研究.大气科学,13(3):280—288
- 张美芳 陈金宝 1983.冬夏季渤海平均海面风应力场.海洋湖沼通报,1:1—6
- 张淑珍 奚盘根 冯士筭,1984.渤海环流数值模拟.山东海洋学院学报,14(2):12—18
- 赵保仁 庄国文 曹德明等,1995.渤海的环流、潮余流及对沉积物分布的影响.海洋与湖沼,26(5):466—473
- 赵保仁 方国洪 曹德明,1994.渤、黄、东海潮汐潮流的数值模拟.海洋学报,16(5):1—10
- 秦蕴珊 赵一阳 赵松龄等,1985.渤海地质.北京:科学出版社.232
- 曹德明 1984.胶州湾潮汐潮流的数值计算.海洋科学集刊,21:157—164
- 黄大吉 陈宗镛 苏纪兰,1996.三维陆架海模式在渤海中的应用. I.海洋学报,18(5):1—13
- 缪经榜 刘兴泉 1989.北黄海和渤海冬季环流动力学数值实验.海洋学报,11(1):15—22
- 窦振兴 张存智 张砚峰,1986.渤海风海流的数值计算.海洋学报,8(5):527—533
- Mao Hanli, Guan Bingxian, 1981. A note on circulation of the East China Sea. Proceedings of the Japan-China Ocean Study Symposium on "Physical Oceanography and Marine Engineering in the East China Sea", October, 28—29, special Report of Institute of Oceanic Research. Shimizu: Tokai University. 1—24
- Zhao Jin ping, Shi M. C, 1993. Numerical modeling of the three-dimensional characteristics of the wind driven current in the Bohai Sea. Chin J Oceanol Limnol, 11(1):70—79

DYNAMIC ANALYSIS AND NUMERICAL MODELING OF FORMING MECHANISMS OF WINTER CIRCULATIONS IN THE BOHAI SEA

ZHAO Bao-ren, CAO De-ming

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

Abstract With the vorticity equation, measured mean surface wind velocity and two-dimensional numerical model, forming mechanisms of winter circulation of the Bohai Sea are presented. Because of small horizontal variation of water density in winter and of very plain bottom, the wind stress becomes the only main acting force to drive the winter circulation of the Bohai Sea. From Zhang et al's (1983) statistical wind field data of the Bohai Sea it is found that the wind stress in its eastern part is obviously larger than in its western part in winters. Calculations show that the averaged vorticity of wind stress is about $-0.67 \times 10^{-7} \text{ N/m}^3$. So on the basis of the vorticity equation
$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\omega_z + f}{H} \right) = \frac{A_H}{H} \nabla^2 \omega_z + \frac{\text{rot}_z \tau_w}{\rho H^2} - \frac{\text{rot}_z \tau_b}{\rho H^2} + \frac{[(\tau_w - \tau_b) \times \nabla H]_z}{\rho H^3}$$
 the negative vorticity of horizontal shear of the wind stress must drive the clockwise circulation in the center part of the Bohai Sea and in Liaodong Bay. But most of the present numerical models of Bohai Sea winter circulation, using constant wind velocity, produce anticlockwise water movement in its main part, which does not agree

at all with measurements. Because these models ignored the above horizontal shear of wind stress. Using two-dimensional numerical model, and taking into account the effects of the measured wind stress distribution, tidal current and inflow at the open boundary, the Bohai Sea winter circulations is successfully modeled and obtained current pattern is almost the same as that measured. A series of numerical model tests showed that our dynamic analyses of the forming mechanism of winter circulations is completely correct; that horizontal shear vorticity really induces the clockwise circulation in the main part of the Bohai Sea and in the Liaodong bay; that tidal residual currents make important contribution to the north-northeastward current in the Yellow River Delta offshore; that the Bohai Strait flow pattern (inflow in northern part outflow in southern part) is induced by the of winter monsoon and the deep northern and shallow southern bottom topography in the strait.

Key words Bohai circulation Dynamic analysis Numerical modelling Forming mechanisms

Subject classification number P 731