夏季渤海温跃层下的双中心冷水结构的数值模拟

周锋, 黄大吉, 苏纪兰

浙江大学航空航天学院力学系, 杭州 310027;

卫星海洋环境动力学国家重点实验室, 国家海洋局第二海洋研究所, 杭州 310012

E-mail: zhoufeng@sio.org.cn

2008-09-11 收稿, 2008-11-17 接受

国家重点基础研究发展计划(编号: 2006CB400603)、国家自然科学基金(批准号: 40706018)、浙江省自然科学基金(批准号: Y507229)和国家海洋局青年海洋科学基金(批准号: 2007204)资助项目

摘要 利用区域海洋模拟系统(Regional Ocean Modeling Systems, ROMS 3.0)数值模式和 $k-\varepsilon$ 湍流封闭方案, 对渤海温跃层的季节演变过程进行模拟. 再现了渤海层化自 4 月开始至 9 月结束的演变过程, 得到了层化时期渤海中部浅滩的南部和北部洼地的“非对称的双中心底层冷水”结构, 即位于辽东湾内的渤海北部洼地的底层温度要低于渤海南部低洼地的底层温度约 $1\sim 4^\circ\text{C}$. 渤海地形特征产生的海水热容量的区域差异和净热通量的纬度差异是早期形成非对称的双中心冷水结构的主要原因. 数值 Lagrangian 浮子跟踪试验结果支持增温季节的北黄海和辽东半岛西侧的深层冷水对双中心冷水结构的维持有一定贡献, 且主要不是以平流方式直接进入南、北洼地中心, 其中北黄海和辽东半岛西侧的深层冷水对北部冷中心的贡献均明显超过对南部冷中心的贡献. 潮混合使南、北洼地冷中心温度的不对称性更加显著.

关键词

渤海
层化
ROMS
非对称双中心冷水
洼地

渤海是一个地形平缓的半封闭浅海(图 1), 平均水深约 18 m, 包含渤海湾、莱州湾、辽东湾和中部浅滩, 东部以渤海海峡与北黄海相连. 中部浅滩最浅水深小于 20 m, 而周围相对较深, 尤其是浅滩南侧和东北侧分别为水深 25 和 30 m 左右的洼地, 最深处位于渤海海峡北侧和辽东半岛西南的老铁山水道, 约为 80 m. 因此, 从黄河口到辽东湾湾顶的断面的地形特征呈一个南北不对称的“W”型.

沿渤海此断面的温度分布也颇为特殊. 渤海的季节性层化一般从 4 月开始, 至 9 月结束. 在此期间, 近岸是较暖的混合均匀水; 而远岸则以浅滩南、北两侧的洼地为中心, 分别形成两个相对孤立的底层冷水团——亦可称之为“双中心”冷水团. 多年历史平均资料^[1](图 2), 1959 年 6 和 7 月的观测^[2]、2000 年 8 月底至 9 月初的观测^[3]等都能证实这个结构. 两个

冷中心的温度通常并不相同, 北部的洼地可能由于地理偏北、深度较深、热容量相对更大等因素而温度较低, 使“双中心”冷水表现为“非对称”的温度结构. 早期的观测表明 7 月至 8 月中旬北部洼地底层温度比南部洼地低 1.0°C 左右^[1,2], 而 2000 年 8 月底至 9 月初资料中两者相差 1.5°C 左右^[3]. 在冷中心与近岸的垂向均匀混合高温区之间则形成较强的水平温度梯度, 是主要受潮混合影响所形成的潮锋^[2,4-6].

渤海温跃层的形成和季节性演变的数值模式研究已经取得了一些进展. 黄大吉等人^[4,5]先后利用垂向 Z 坐标系的 HAMSOM 模式对夏季渤海三维斜压环流和潮锋进行了研究, 阐明了潮混合通过卷挟作用将底层冷水携带到表层、从而形成表层冷水现象的机制, 模拟得到的上述断面 7 月份温度剖面有较强的层化, 但模式的垂向分层尚未能分辨实际地形中的洼

引用格式: 周锋, 黄大吉, 苏纪兰. 夏季渤海温跃层下的双中心冷水结构的数值模拟. 科学通报, 2009, 54: 1591~1599

Zhou F, Huang D J, Su J L. Numerical simulation of the dual-core structure of the Bohai Sea cold bottom water in summer. Chinese Sci Bull, 2009, 54, doi: 10.1007/s11434-009-0019-4

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/csb2009-54-11-1591>

地和中部浅滩特征,因此底层冷水主要为单中心的结构. Liu等人^[6]运用ECOM模式针对渤海环流中的密度流成分进行模拟,模式具备较高的实际地形分辨率、垂向网格分辨率,采用了Mellor-Yamada的2.5阶湍流封闭方案,体现了跃层下方的“双冷中心”结构,但是温跃层结构明显弱于实际观测,且中心温度偏高. Lin等人^[7]采用POM模式,除同样具有较好的实际地形分辨率、垂向网格的分辨率和采用Mellor-Yamada的2.5阶湍流封闭方案外,并同时考虑了潮混合和波浪混合,也得到了“马鞍形”的双中心冷水团结构,并使冷水团上的层化也得到了加强,但是得到的两个中心的最低温度相当,且两中心之间的浅滩是完全垂直混合均匀的. 针对渤海水团特征数值研究方面的差异,吴德星等人^[8]也提到以往模式研究尚未对渤海环流结构达成一定共识.

本文利用三维原始方程模式对增温季节位于渤海洼地的双冷水中心水团的形成和演变再次进行了模拟研究,着重分析双冷水中心非对称结构的形成和维持机制.

1 数据和模式

ROMS^[9-13] (<https://www.myroms.org>)是一个广为使用的包含自由表面、静力假定和垂向采用S坐标^[14]系统的曲线正交的三维原始方程模式. ROMS模式基于模块化设计,提供动量和温度、盐度的原始方程各项包括压力梯度项的多种离散方案、多种水平和垂向涡动系数的计算方案、多种边界处理方法以适应不同研究内容,并提供与大气、生态、波浪、沉积物输运等几种过程耦合的模块和同化模块,以满足不同用户模拟研究的需要.

模拟研究区域包括整个渤海,开边界位置设在远离渤海海峡的北黄海 122°30'E断面(图1). 针对渤海混合和层化演变问题,垂向黏性系数采用了 κ - ϵ 湍流封闭方案^[13,15]计算,主要参数取值同文献^[13],温、盐垂向扩散系数背景值为 $1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$, 垂向涡动黏性系数背景值为 $1.0 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. 水平涡动黏性系数为 $20 \text{ m}^2/\text{s}$, 水平扩散系数取 $10 \text{ m}^2/\text{s}$. 模式的水平分辨率为 $5' \times 5'$. 垂向的S坐标分为15层,其表层控制系数为5.0,底层控制系数为0.4,从而能够较好地兼顾表层和底层的垂向分辨率(图3). 时间步长取为621 s,为 M_2 分潮周期的1/72,以有利于 M_2 分潮的滤潮.

图1 渤海地形和数值模式区域

粗斜线为黄河口至辽东湾北部的断面位置,等值线为深度,线上数字表示水深(m);实心圆点为数值中性浮子跟踪试验投放位置,旁边数字(1~11)为其编号

图2 黄海口至辽东湾北部断面的历史平均温度剖面
(单位: $^{\circ}\text{C}$)

根据文献^[1]重绘. (a) 5月; (b) 8月

本文侧重考虑气候态的温、盐和环流变化,模式所采用的强迫和边界数据均为气候态资料. 海气热通量、水通量和风应力数据采用COADS的多年月平

图3 数值模式垂向分层
以位于 122°30'E 的模式东边界为例

均资料^[16]。开边界温度、盐度数据取自历史多年月平均图集资料^[1]，开边界流速采用SODA全球同化资料的1958~1979年的月平均数据^[17,18]。同时，渤海最主要的分潮为 M_2 ，为了考虑潮混合的影响，在模式开边界的法向方向加入了由大海域计算得到的 M_2 分潮，边界条件采用Flather^[19]处理潮汐、潮流边界问题的方法。模拟结果比较和验证的资料采用：(1) 历史多年月平均图集资料^[1]；(2) 1982年8月和1992年8月的图集资料^[20]；(3) 4组历史调查观测数据，分别为1959年6和7月渤海断面观测^[2]、2000年8月29日至9月5日和2001年1月10~15日渤海大面观测资料^[3]。

首先利用HAMSOM模式模拟渤海、黄海、东海大海域的潮汐和潮流，模式区域为：117°30'~131°E，24°~41°N。模式由开边界的水位驱动，水位值由全球潮汐模式CSR3.0^[21]计算并插值得到。其中包含该海域的5个主要分潮： M_2 、 N_2 、 S_2 、 O_1 和 K_1 ，并运行35d^[5,22,23]，计算出位于ROMS开边界处的 M_2 分潮流椭圆要素，作为ROMS模式的开边界。ROMS模式连续运行了3a，于第3年已基本达到动力平衡，以下主要以第3年结果作为本文分析数据。本文设计了一组对比试验，其中包括考虑和不考虑潮汐潮流的两个算例，以阐明潮混合对层化的影响。

图4给出的是ROMS模式第3年的逐月渤海表层温度与已网格化的历史多年月平均资料^[1]的RMS

图4 ROMS模式第3年逐月的渤海表层温度与已网格化的历史多年月平均SST^[1]的RMS误差

误差。渤海海域内所有网格点的误差较大，年平均约为1.7，主要原因是由于陆海交界附近观测资料质量不甚理想，或者模拟中使用的COADS资料与实际情况有一定出入；去掉水深小于10或15m海域后的误差较小，年平均分别为1.2和1.0。

2 结果

2.1 潮混合的影响

以图1所示黄河口至辽东湾北部断面的温度剖面为例说明渤海双冷中心底层冷水的形成过程，并通过对比试验比较潮混合分别对两处洼地冷中心的影响。图5是该断面4、5、7和8月中旬，以及8月下旬的温度分布，其中图5(a)均为不考虑潮汐影响的算例结果；而图5(b)为考虑 M_2 分潮的算例结果。

在层化刚开始形成的4月中旬，南部洼地冷水温度在对比试验中基本一致，但含潮算例的北部洼地却偏低1℃并且跃层更浅、更为平坦。5月中旬，横向潮混合促进了渤海南部近岸和南部洼地的热量交换，延缓了近岸水的升温，但也使南部洼地冷中心水温较无潮算例的结果提高1℃。对北部洼地而言，两个试验模拟的中心温度并无显著变化，但潮混合使冷水较为集中。这是由于来自北黄海深层冷水的影响。7月中旬至8月中、下旬的情况与5月中心较为相似，含潮算例得到的南部洼地冷中心水温偏高1℃；中部浅滩的底层混合区有所扩大；而北部洼地冷水面积也有所扩大，但最低温度受潮混合影响相对较小、基本保持不变。在上述试验中，辽东湾北部的近岸垂向混合均匀区面积都较黄河口附近的混合均匀区面积

图 5 渤海黄海口至辽东湾断面上的温度演变对比(单位: $^{\circ}\text{C}$)

(a) 不考虑潮汐影响试验, (b) 考虑 M_2 潮试验. 两者从上至下分别为 4, 5, 7, 8 月中旬和 8 月下旬(温度均为 10 d 平均值)

大, 这与辽东湾内近岸浅水区, 如 10 m 以浅的海域较宽有关. 潮混合使辽东湾北部的垂向混合均匀区从浅水区向北部洼地进一步扩大, 并使水温有一定程度的升高. 因此潮混合使北部洼地边缘的温度锋面增强的趋势较南部洼地边缘锋面变化更加明显.

2.2 渤海温跃层的演变

根据 2.1 节对比试验, 考虑 M_2 分潮算例的模拟结果更加符合观测资料中的非对称双中心冷水结构, 以下以该算例的结果(图 5(b))来说明渤海温跃层的演变过程.

4 月中旬, 黄海口附近和辽东湾北端均为垂向均

匀, 但渤海南部较北部增温更快; 而南、北两个洼地上方已开始出现较弱的层化, 跃层之下为双中心冷水结构, 南、北侧洼地的底层温度分别为 6 和 2 左右. 5 月中旬, 洼地上方的层化已较为显著, 双中心最低水温分别小于 9 和 6. 7 月中旬, 跃层最厚, 层化达到最强, 模拟的双中心温度分别为 15 和 13; 而历史观测值也分别约为 15 和 13 [2]. 8 月中旬, 断面两端的混合区的温度有所降低, 但仍然达到 28 左右; 渤海中部浅滩和洼地上方还有层化, 但层化已较 7 月份减弱、且上混合层增厚; 双中心温度分别低于 18 和 17. 8 月下旬, 中部浅滩上已完全垂向混合

均匀;洼地上方虽有层化,但跃层已明显减弱,而底层温度则分别为 19 和 18 ,较前期仍有一定的升高.模拟的 8 月下旬双中心冷水结构和洼地上的均匀混合情况与 2000 年夏季末的观测 [3]较为符合,但底层冷水温度有一定的偏低.

2.3 夏季双中心冷水的分布和冷水来源

图 6 分别为模拟的渤海 8 月中旬表层和底层的温度.图 6(a)的表层温度分布显示夏季莱州湾、渤海湾、辽东湾北部都是高温区,而渤海海峡的中部和北部、辽东湾东部和北黄海大部分的海域温度相对较低,这与历史观测是基本一致的 [2,3,20].图 6(b)的底层温度则显示有较明显的舌状冷水从北黄海经渤海海峡北部分布至渤海中部,并在中部浅滩的东侧形成两个分支.冷水舌主体分支在辽东半岛南端转向北部,然后在辽东湾东部继续向北部洼地方向延伸,舌尖温度约为 17 ,位于 39°30'N 左右;在北部洼地中心

40°N 附近则有低于 17 的闭合等温线分布.另一支则继续向西延伸至南部洼地,并在洼地东端有转为北向的趋势,舌尖 20 最北分布至浅滩西侧的 39°N 附近.渤海中部则为相对高温的闭合等温线,如 21 和 22 等值线.

根据图 6(b)底层冷水舌的分布,北黄海底层的冷水有可能经由渤海海峡北部进入渤海内部,对维持渤海“双冷中心”似有一定影响.有关的数值研究也能支持这种潜在可能性,如:黄大吉等人 [24]、林霄沛等人 [25]通过数值模拟得到渤海海峡的冬、夏季均有北进南出的海流结构.

为了检验该假设,本文利用 ROMS 模式提供的“自由漫步”(Random Walk)模块在数值模式中对部分水质点进行 Lagrangian 跟踪试验,“自由漫步”的作用在模拟湍流扩散. Lagrangian 试验的方法是对从 39°N 断面(老铁山水道的北侧)和 121°45'E 断面(老铁山水道的东侧)等两处海域共 11 个站位上释放的中性浮子(位置如图 1 所示)的运动轨迹进行跟踪.试验按照 4 个不同潮时分成 4 组,每组试验时均同时释放在 11 个站位的次底层(第 13 层)和底层(第 15 层)(图 3)上的浮子.这 4 个潮时均依据 121°45'E 断面上第 8 号站的水位进行判别,分别是涨潮(中间点)、高潮平潮、落潮(中间点)、落潮停潮等 4 个时刻.浮子自渤海大部分海域已经有较强层化后的 5 月 13 日释放,跟踪持续到层化基本消亡的 9 月 4 日.

根据浮子运动的轨迹,以下的分析侧重于涨潮和落潮两个时段释放的浮子,其余两个潮时的浮子轨迹分别与此较为类似.浮子的初始深度随释放潮时而不同,作为参考,表 1 列出各站位的次底层和底层的潮平均深度.为叙述方便,以下把 39°N 以北的辽东湾称为“辽东湾北部”.

表 1 跟踪试验中浮子释放站的次底层和底层的潮平均深度^{a)}

编号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
次底层	14	17	19	21	23	18	29	29	30	30	30
底层	23	27	30	34	37	28	47	48	48	48	49
水深	23	27	30	34	37	28	47	48	48	48	49

a) 均四舍五入为整数. 单位: m

涨潮时,从黄海北部 121°45'E 断面次底层释放的浮子(图 7(a))沿渤海海峡北侧绕过辽东半岛后,均只能到达 39°N 断面附近.其中 7 和 8 号穿过 39°N 断面并向北移动一段距离后再折向南,之后沿中部浅滩

图 6 模拟的 8 月中旬渤海夏季温度(单位:) (a) 表层; (b) 底层

图7 数值模式中的 Lagrangian 浮子跟踪试验

(a), (c)为次底层释放, (b), (d)为底层释放; (a), (b)为涨潮中释放, (c), (d)为落潮中时释放。黑色圆点为浮子的起始位置; 数字表示浮子编号和终止时位置; 浮子追踪时间为模式运行第3年的5月13日至9月4日。彩色粗虚线为39°N断面释放各浮子的轨迹, 彩色粗实线为121°45'E断面上释放各浮子的轨迹; 黑白细实线和虚线均表水深

的外缘运动至南部洼地的东侧; 此后, 7号浮子沿南部洼地南侧的25 m等深线向海峡方向运动, 而8号浮子则沿南部洼地与浅滩之间的25 m等深线继续向西。9~11号浮子则停滞在辽东半岛南端的老铁山水道偏北海域。底层(图7(b))释放的7~9号浮子均能进入辽东湾北部, 其中7和9号最终到达北部洼地的边缘, 8号浮子在辽东湾内基本沿20 m等深线逆时针运动。底层释放的其余浮子, 如10和11号浮子则分别滞留在老铁山水道的北侧(海峡内)和东侧海域(海峡外)。

落潮时, 从121°45'E断面的次底层释放的浮子(图7(c))除8号浮子外均能进入辽东湾北部, 并按逆时针方向绕北部洼地运动; 而8号浮子在越过39°N

断面以后又折向西南运动, 并达到南部洼地的东侧。与次底层情况相差较大, 底层(图7(d))释放的浮子均无法深入辽东湾北部, 其中7, 10, 11号浮子滞留在老铁山水道附近; 而8和9号浮子则在绕过辽东湾后不久就折向南并向海峡方向运动, 形成一个逆时针运动轨迹。

39°N断面位于老铁山水道的北侧、北部洼地的南侧。涨潮时, 从该断面的次底层(图7(a))释放的浮子主要进入辽东湾北部, 如: 2, 3, 5和6号浮子。其中3和5号浮子最终与北部洼地中心较为接近, 2和6号浮子则靠近湾顶10 m等深线。而1和4号浮子则向渤海海峡外运动。底层(图7(b))释放的浮子中共有

2~4 和 6 号等浮子进入辽东湾北部, 其中 2 号浮子能够经过北部洼地中心. 而 1 和 5 号则总体为向南运动. 其中 1 号浮子轨迹较为复杂: 先平行于 39°N 断面向东运动, 再向北移动一段距离, 然后又折向西南沿中部浅滩外缘运动并进入南部洼地, 最后又转向东南往海峡方向运动. 5 号浮子总体向南运动, 但大部分轨迹都在 30 m 以深的老铁山水道附近.

落潮时, 从 39°N 断面的次底层释放(图 7(c))的 1~3 号浮子进入辽东湾北部. 其中 1 和 3 号浮子均在北部洼地中心附近按逆时针方向运动, 2 号浮子则主要在距洼地相对较远的 20 m 以浅逆时针运动. 次底层释放的 4~6 号浮子基本为向南运动. 其中 4 和 6 号浮子轨迹较为类似, 在该断面附近滞留一段时间后折向西南, 沿中部浅滩外侧的 25 m 等深线以深运动, 并在经过南部洼地后又流出海峡至北黄海. 5 号浮子基本在老铁山水道西侧、30 m 以深运动. 从该断面的底层释放的浮子(图 7(d))多数能进入辽东湾北部、并按逆时针方向运动, 其中 2 号浮子经过北部洼地中心; 而 3 号浮子基本在老铁山水道附近运动.

从浮子运动轨迹看, 进入渤海洼地的冷水的总量和分布特征与冷水来源地有较大关联. 在试验中, $121^{\circ}45'\text{E}$ 断面释放的部分底层浮子在涨潮时、部分次底层浮子在落潮时都能进入辽东湾北部; 其余除部分进入或者经过南部洼地以外, 另一部分则滞留在老铁山水道附近海域. 与此相比, 从老铁山水道北侧的 39°N 断面上两个层次、在上述潮时释放的浮子均主要进入辽东湾北部, 其余小部分进入或者经过南部洼地. 这也表明: 进入辽东湾内的北部洼地的冷水主要并不是来自北黄海深层冷水的直接平流贡献, 有较大部分反而是侵入的北黄海深层冷水与当地深层冷水混合后才进入辽东湾北部的. 对南部洼地而言, 冷水的主要来源是 39°N 断面的次底层冷水, 其次是黄海北部的次底层冷水. 由于 39°N 断面的深层冷水有一部分也是来自黄海北部深层冷水的贡献, 因此

夏季北黄海深层冷水对渤海冷水的维持具有不容忽视的贡献. 同时, 根据浮子的轨迹分布及其数量比较, 黄海北部和老铁山水道的深层冷水对北部洼地的影响要大于南部洼地, 主要是进入或者经过前者的浮子数量远远超过后者; 其次是由于经过南部洼地的浮子均需要经过温度相对较高的浅滩边缘, 低温特征有所减弱, 且大部分无法抵达南部洼地的西侧——譬如 $119^{\circ}30'\text{E}$ 断面以西. 这是能解释南部洼地冷水温度相对较高、而北部洼地的冷水能保持相对较低温度的另一个原因.

2.4 夏季渤海中部浅滩的层化

关于夏季的渤海南、北洼地之间的中部浅滩是否存在层化, 如果存在层化, 又能够持续多久? 无论是观测还是数值模拟方面的工作都有一定的不确定性. 譬如历史资料中, 不同年份的 7~8 月有时出现层化, 有时则没有. 由于不同时期的观测设备和采样层次不一致, 无法对水柱上足够多的水层分别计算跃层强度并判断层化情况. 本文以表层温度和底层温度之间的垂向平均的温度梯度估算层化强弱情况: 当平均梯度超过 $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 时则表示有显著层化(表 2). 计算均以浅滩上的 39°N , 120°E 处海域为例. 如: 1987 年底以前的多年历史平均资料^[1]的 7 月表层温度约为 $23.6\text{ }^{\circ}\text{C}$, 底层温度约为 $19.0\text{ }^{\circ}\text{C}$, 水深为 21 m, 因此垂向平均梯度为 $0.22\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 左右. 根据同样方法, 由 1959 年 7 月观测结果^[2]计算的梯度约为 $0.14\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$. 8 月观测的数据中仅 1982 年有显著层化, 垂向平均温度梯度达到 $0.36\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 左右, 而该年的表层温度也远远超过表中的其他年份, 其他年份则无明显层化. 但除文献^[3]说明了 2000 年 8 月 29 日至 9 月 5 日的观测日期外, 其他均未标明具体日期. 因此上述资料的差异可能不仅仅是年际变化造成的, 也有观测日期不同产生的影响. 本文含潮模拟得到的 8 月底至 9 月初时渤海中部浅滩为混合均匀、而洼地底层仍然有冷水

表 2 历年观测的渤海中部浅滩某站上的垂向平均温度梯度(单位: $^{\circ}\text{C}/\text{m}$)

	7 月表层	7 月底层	平均梯度	8 月表层	8 月底层	平均梯度	备注
1987 年以前平均	23.6	19.0	0.22	25.0	23.0	0.10	文献 [1]
1982 年	—	—	—	27.6	20.1	0.36	文献 [20]
1992 年	—	—	—	24.5	24.0	0.02	文献 [20]
1959 年	23.0	20.0	0.14	—	—	—	文献 [2]
2000 年	—	—	—	24.5	23.5	0.05	文献 [3,26]
	25.3	18.5	0.34	25.1	22.1	0.15	本文模拟

存在的状态. 此时的结构和温度值与鲍献文等人^[3]夏季末的观测较为一致.

3 讨论

本文通过数值模拟得到了 4~9 月的渤海层化期间, 温度跃层下方的浅滩南、北两侧的洼地存在的温度不对称的底层冷水结构. 模拟的双中心冷水结构与历史观测资料一致, 有助于改善对渤海混合和层化演变过程的认识. Lin 等人^[2]的数值试验和本文的研究都表明实际渤海的层化模拟过程中不能忽视潮流对于两处洼地底部混合层的贡献. 本文在模拟中虽然仅考虑渤海最强的分潮—— M_2 分潮, 但已基本能够体现潮流对底混合层的影响, 并获得较合理的温跃层结构及其季节变化. 此外, Lin 等人^[2]文中还考虑了波浪对上层混合的影响, 波浪的加入明显增大了上层混合层的厚度, 减弱了跃层强度, 并致使温跃层的存在时间较短, 对今后类似的工作有一定的启发. 本文模拟中的表层温度偏高、跃层较强和较浅的现象可能与此有一定关联.

本文对夏季渤海中部浅滩的垂向平均温度梯度的估算与 Lin 等人^[2]文中提出的夏季浅滩混合均匀的情况并不完全一致. 如 2.4 节中论述的, 各历史观测资料之间也有一定差异, 可能是由观测年份或者日期的差异导致的. 本文模拟得到的渤海温度层化 7 月最强, 而 8 月底则迅速减弱, 其中 8 月底的模拟结果与鲍献文等人^[3]夏季末的观测结果较为吻合. 故 8 月属于过渡时期更为合理.

在增温季节, 渤海层化过程受两个方面的影响. 其一是冬季保留下来的冷水. 由于季节性增温的影响, 由冬季延续下来的下层冷水被逐渐成长的温跃层所阻隔, 无法与上层水进行充分混合, 而使水柱层结. 由于北部洼地的地理相对偏北, 接收外界净热通量较小, 同时水深较深从而具有相对较大的热容量, 因此相对南部洼地而言, 北部洼地底层水具有更低的温度特征, 从而在浅滩的南、北两侧洼地形成了不对称的双中心冷水结构. 在 4 月之前的渤海海峡外的北部黄海, 温度均高于辽东湾内大部分海域水温, 因此对其早期形成影响并无促进作用. 但在 4 月之后, 渤海大部分海域增温较北黄海更快, 渤海海峡外的

北部黄海成为相对低温的海域, 因此可对双中心冷水结构的维持产生影响. 数值 Lagrangian 浮子试验的结果支持这一观点, 即来自北黄海深层(含次底层和底层, 下同)的冷水和辽东半岛西侧的深层冷水对南北两处洼地的冷水有一定贡献, 且对北部洼地的贡献要大于对南部洼地的贡献. 这是能维持不对称的双中心冷水结构的重要原因, 也是影响渤海层化演变的另一个因素.

限于实际条件, 本文数值模拟中尚未考虑渤海近几十年来内外环境的变化. 譬如, 由于黄河断流时间大大增加、径流量也持续降低, 同时大气降水量在过去几十年中又有较明显的减少, 渤海平均盐度已经升高了 2 左右^[26~28], 平均水温较 20 世纪 50 年代末和 60 年代初也有上升趋势^[28]. 诸如此类因素都将对渤海环流和水团变化产生一定的影响. 本文尚未考虑这种长期变化, 主要是在本文数值试验中所使用的多年平均数据中无法体现渤海盐度的长期变化趋势和目前的盐度值及其分布. 由于资料所限, 数值模式中采用较多的气候态数据, 其时间的分辨率和空间分辨率均并不十分理想, 因此也导致如近岸温度较观测偏高等一些问题. 但对于非对称的双中心底层冷水结构, 本文模拟的结果与观测的多个资料均较为一致.

4 结论

利用 ROMS 模式和 $K-\epsilon$ 湍流封闭方案, 成功模拟了渤海自 4 月开始、至 9 月初结束的温跃层演变过程; 并成功再现了中部浅滩的南、北两侧洼地上方的温跃层和底层的双中心底层冷水现象, 且两处洼地冷水温度并不对称, 即北部洼地底层温度要低于南部 1~4 °C.

渤海南、北两处洼地所处地理纬度差异导致的入海净热通量差异、地形特征产生的热容量的区域差异是早期形成这种非对称的双中心冷水特征和结构的主要原因. Lagrangian 浮子跟踪试验则表明增温季节的北黄海深层冷水和辽东半岛西侧的深层冷水对渤海双中心冷水均有一定的贡献, 且对北部洼地的影响大于对南部洼地的影响, 是维持不对称的双中心冷水结构的重要原因.

潮混合对比试验表明, 潮混合使南、北洼地冷中心温度的不对称性更为显著.

致谢 感谢评审专家对本文的细致阅读和中肯的建议.

参考文献

- 1 陈达熙. 渤海、黄海、东海海洋图集——水文. 北京: 海洋出版社, 1992. 13—96, 241—257
- 2 赵保仁, 曹德明, 李徽翡, 等. 渤海的潮混合特征及潮汐锋现象. 海洋学报, 2001, 23: 113—118
- 3 鲍献文, 万修全, 吴德星, 等. 2000 年夏末和翌年初冬渤海水文特征. 海洋学报, 2004, 26: 14—24
- 4 黄大吉, 苏纪兰, 陈宗庸. 三维陆架海模式在渤海中的应用——. 温度的季节性变化. 海洋学报, 1996, 18: 9—17
- 5 Huang D J, Su J L, Backhaus J O. Modelling the seasonal thermal stratification and baroclinic circulation in the Bohai Sea. Cont Shelf Res, 1999, 19: 1485—1505[DOI]
- 6 Liu G M, Wang H, Sun S, et al. Numerical study on density residual currents of the Bohai Sea in summer. Chin J Limnol Oceanogr, 2003, 21: 106—113
- 7 Lin X P, Xie S P, Chen X P, et al. A well-mixed warm water column in the central Bohai Sea in summer: Effects of tidal and surface wave mixing. J Geophys Res, 2006, 111: C11017[DOI]
- 8 吴德星, 林霄沛, 鲍献文. 渤海动力环境研究应关注的新问题. 中国海洋大学学报, 2004, 34: 685—688
- 9 Haidvogel D B, Arango H G, Hedstrom K, et al. Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: Simulations in nonlinear terrain-following coordinates. Dyn Atmos Oceans, 2000, 32: 239—281[DOI]
- 10 Ezer T, Arango H G, Shchepetkin A F. Developments in terrain-following ocean models: Intercomparisons of numerical aspects. Ocean Model, 2002, 4: 249—267[DOI]
- 11 Shchepetkin A F, McWilliams J C. A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a non-aligned vertical coordinate. J Geophys Res, 2003, 108: 3090[DOI]
- 12 Shchepetkin A F, McWilliams J C. The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. Ocean Model, 2005, 9: 347—404[DOI]
- 13 Warner J C, Sherwood C R, Arango H G, et al. Performance of four turbulence closure models implemented using a generic length scale method. Ocean Model, 2005, 8: 81—113[DOI]
- 14 Song Y, Haidvogel D. A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. J Comput Phys, 1994, 115: 228—244[DOI]
- 15 Umlauf L, Burchard H. A generic length-scale equation for geophysical turbulence models. J Mar Res, 2003, 61: 235—265[DOI]
- 16 Dasilva A, Young A C, Levitus S. Atlas of Surface Marine Data 1994, Volume 1: Algorithms and Procedures. Washington D C: US Department of Commerce, 1994
- 17 Carton J A, Chepurin G, Cao X, et al. A Simple Ocean Data Assimilation analysis of the global upper ocean 1950—1995, Part 1: Methodology. J Phys Oceanogr, 2000, 30: 294—309[DOI]
- 18 Carton J A, Chepurin G, Cao X. A Simple Ocean Data Assimilation analysis of the global upper ocean 1950—1995, Part 2: Results. J Phys Oceanogr, 2000, 30: 311—326[DOI]
- 19 Flather R A, Heaps N S. Tidal computation for the Morecambe Bay. Geophys J Roy Astron Soc, 1975, 42: 489—517
- 20 唐启升, 孟田湘. 渤海生态环境和生物资源分布图集. 青岛: 青岛出版社, 1997. 3—126
- 21 Eanes R J. Diurnal and semidiurnal tides from TOPEX/POSEIDON altimetry. Eos Trans, AGU, 1994, 75: 108
- 22 陈倩. 浙江近海潮汐潮流的三维数值模拟. 博士学位论文. 杭州: 浙江大学, 2002. 141
- 23 陈倩, 黄大吉, 章本照. 浙江近海潮汐潮流的数值模拟. 海洋学报, 2003, 25: 9—20
- 24 黄大吉, 苏纪兰, 张立人. 渤海冬季夏季环流的数值研究. 空气动力学学报, 1998, 16: 115—121
- 25 林霄沛, 吴德星, 鲍献文, 等. 渤海海峡断面温度结构及流量的季节变化. 青岛海洋大学学报, 2002, 32: 355—360
- 26 吴德星, 万修全, 鲍献文, 等. 渤海 1958 年和 2000 年夏季温盐场及环流结构的比较. 科学通报, 2004, 49: 287—292
- 27 Lin C L, Su J L, Xu B R, et al. Long-term variations of temperature and salinity of the Bohai Sea and their influence on its ecosystem. Prog Oceanogr, 2001, 49: 7—19[DOI]
- 28 方国洪, 王凯, 郭丰义, 等. 近 30 年渤海水文和气象状况的长期变化及其相互关系. 海洋与湖沼, 2002, 33: 515—524