

陆坡非旋转重力羽状流的数值模拟

王凯¹, 占全安¹, 施心慧²

(1.中国科学院 海洋研究所, 山东 青岛 266071; 2.中国海洋大学, 山东 青岛 266003)

摘要: 借助 MITgcm 模式使用二维非静力近似在水平方向采用不等间距网格, 模拟了陆坡非旋转重力羽状流的流动。模拟显示陆坡上的重力羽状流的运动比较复杂。通过数值实验, 发现改变地形或调整冷源强度都会影响沿陆坡下沉的低温高密度水的羽状流形态, 潮汐亦会对重力羽状流有一定的影响。经计算发现在陆坡处, Richardson 数小于 1/4, 宜发生 Kelvin-Helmholtz 不稳定性, 并由卷挟导致环境流体与高密度流体混合, 沿着斜坡加速下滑。

关键词: 陆坡; 非旋转流体; 重力羽状流; 数值模拟

中图分类号: P731.26 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-3096 (2007) 07-0055-08

重力羽状流是一种与海洋深层水形成密切相关的海洋现象。海水由于降温或蒸发在边缘海(如格陵兰、冰岛、挪威合围成的海区, 地中海等)或近岸陆架(如北极陆架)可形成高密度水越过狭窄的海峡(如丹麦海峡, 直布罗陀海峡), 沿陆架斜坡下沉汇入到全球大洋环流中。随着高密度水的下沉, 其与周围海水发生卷挟、混合, 不断改变着高密度海水和其周围环境海水的温度(或盐度)特性。Law^[1]通过室内实验指出当一种密度的流体侵入到另一种不同密度的流体中时, 因密度不同导致的浮力差异易于驱动出重力羽状流现象。

陆坡重力羽状流的早期工作是通过流管模式来模拟的^[2, 3], Smith^[2]提出了一个有旋转的羽状流模式, 并把该模式应用到丹麦海峡和地中海溢出流的研究中, 通过调整海底摩擦系数和输入参数再现海底溢出流的运动情况, 较好地解释了丹麦海峡和地中海溢出流的运动规律, 使用流管模式还较好地描述出重力羽状流的主要特征。流管模式在处理复杂地形的陆架溢出流时有几个局限。第一, 认为环境流体是静止的, 不考虑斜压不稳定性和流管的横向变化, 因此缺失了描述重力羽状流横向变化的能力。这需要使用更完善的数值模式才有可能增进对陆坡重力羽状流的物理机制的了解; 第二, 不能处理海底地形突变(如陆坡陡降, 峡谷或海山等处)的重力羽状流。

重力羽状流的一个显著的特点是它的高时空变

性, 这些变化可由地形^[4]非地转不稳定性^[5], 斜压不稳定性^[6-9]等引起。近年来, 为研究陆坡重力羽状流的形成和运移, 出现了一些利用较复杂的数值模式进行重力羽状流的模拟工作。Jungclaus 和 Backhaus^[10]使用静力近似约化重力的二维方程来模拟丹麦海峡溢出流的非线性和不稳定性, 解释海底重力羽状流可能出现的分叉或合并现象。Shapiro 和 Hill^[11]提出了介于流管模型和完全三维模式之间的一个 $1\frac{1}{2}$ 层的理论模型。Gawakiewicz 和 Chapman^[12]利用理想地形下的三维模式, 模拟了近岸冰穴产生的重力羽状流的形成和运移情况, 数值结果显示流体的不稳定性和涡度通量是近岸重力羽状流运移的重要动力机制。Jiang 和 Garwood^[13]使用理想规则地形和带峡谷的陆坡地形通过三维模式模拟南大洋大陆架断面处密度锋面的演变, 用以揭示重力羽状流的离岸输运与南大洋大陆架深层水形成的关系。Ozgoekmen 和 Chassignet^[14]建立了一个二维非静力近似数值模型用于研究沿斜坡下沉的无旋转重力流中的混合机制。

作者利用 MITgcm 模式来模拟陆坡非旋转重力

收稿日期: 2005-03-02; 修回日期: 2007-04-18

资助项目: 国家自然科学基金资助项目(40576017); 中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX3-SW-222)

作者简介: 王凯(1968-), 男, 广东汕头人, 研究员, 博士, 主要从事海洋数值模拟研究, 电话: 0532-82898507, E-mail: kwang@ms.qdio.ac.cn

羽状流。通过改变模式参数(地形参数,冷源强度及潮汐强迫等),讨论对重力羽状流有影响的几个因素,了解 Richardson 数与陆坡重力羽状流发展的关系。

1 MITgcm 模式简介及模型参数

MITgcm 是美国麻省理工学院(MIT)研制开发的三维原始方程流体动力学数值模式,可以用来模拟大气、海洋和气候等各种尺度的自然现象,如小到海洋数米中的对流现象,大到全球性的大气环流等,都可以通过 MITgcm 模式来模拟。与其他模式相比,MITgcm 有许多新颖的特点:采用非静力近似(可以研究大尺度和小尺度过程);在离散过程中采用有限体积格式(可将模式用于各种地形情况);开边界条件设定灵活(既可以选用确定值,也可采用辐射边界条件);可以利用正交曲线网格来处理不规则的岸线形状;模式采用自由表面格式,可以获得海表的水位起伏;并且模式可在多种计算平台上有效地运行。作者就是在 SGI Origin 3400 超级计算机上运行了该模式。

作者采用一个比较理想的在陆架上方有冷源驱

动的陆坡羽状流模型。模型的几何尺寸见图 1。地形函数采用如下形式:

$$H(x) = -H_0 + (H_0 - h_s)(1 + \tanh(\frac{x - x_s}{L_s})) / 2$$

式中, H_0 为最大的深度,取为 200 m; h_s 为最浅的陆架深度,取为 40 m; x_s 为陆架侧边界位置,计算公式为 $1500 + L_x/2$; L_x 表示水平方向的宽度,取为 6400 m; L_s 为陆坡长度(m),计算公式为 $0.5(H_0 - h_s)/s$; s 为斜坡的最大坡度,这里取为 0.15。假定模型系统无旋转(即柯氏力参数为 0),下可以用二维模式来模拟。模式采用非静力近似。在模式中设定盐度参考值为 35,且盐度通量为零,初始温度设为 1(之所以取如此低的温度是为了让模型能在较短的时间里发展起来,讨论时主要考察温度的变化量)。由于背景盐度场均一且无变化,故在模拟中密度的变化仅受温度变化的影响。

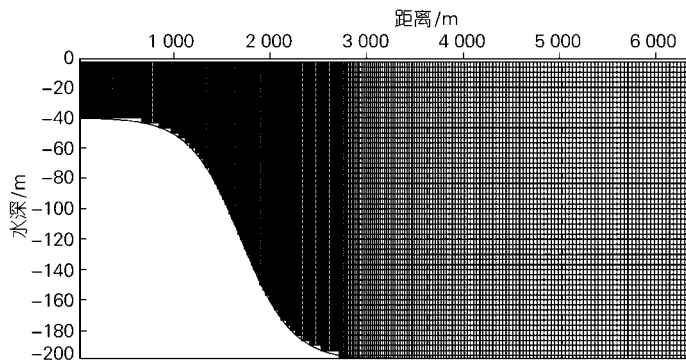


图 1 计算地形和网格图

Fig.1 Computational mesh

模式使用笛卡儿坐标,垂向网格等间距,分为 60 层。水平网格不等间距,分为 320 个格点,水平网格间距 Δx 的计算公式如下:

$$\Delta x(i) = \Delta x_1 + (\Delta x_2 - \Delta x_1)(1 + \tanh(\frac{i - i_s}{w})) / 2$$

式中, $\Delta x_1 = \frac{2L_x}{3N_x}$, $\Delta x_2 = \frac{L_x/2}{(N_x - L_x)/2\Delta x_1}$, $i_s = L_x/2\Delta x_2$, $N_x = 320$, $w = 40$ 。即在陆架浅水端网格间距 14 m,到深水端间距增大到 40 m。在陆架和陆坡处使用较密

的网格,以便显示陆坡重力羽状流在这些地方的变化情况。计算网格见图 1。模拟中时间步长取为 20 s。模拟过程不考虑风的影响,即风应力为零。海表使用自由表面条件。在 $t = 0$ 时,初始流场设为零(即 $u = w = 0$)。浅水一端(图 1 左边)设为固壁,边界条件取法向流速为零,海底采用无滑动边界条件,深水一端(图 1 右边)使用辐射边界条件。

模式中设定在陆架附近存在冷源,此冷源作为驱动流体运动的外部能量。冷源的量值取如下函数的形式:

$$Q(x) = Q_0 \left(1 + \tanh\left(\frac{x - x_q}{L_q}\right) \right) / 2$$

这里 Q_0 取为 200 W/m^2 , x_q 的计算公式是 $2500 + L_x/2$, L_q 取 100 m 。设定的冷源热通量分布如图 2。并将采用上述配置参数的模型称之为原始模型。

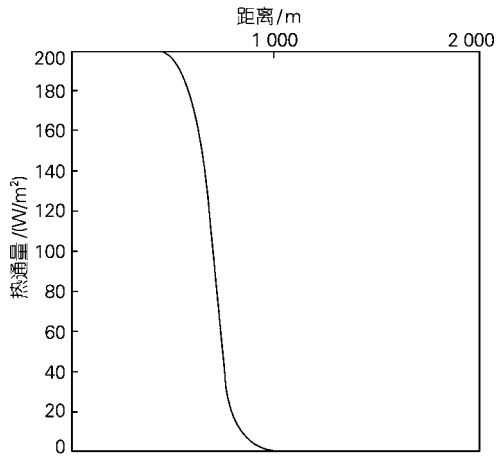


图2 表面热通量分布曲线

Fig.2 Distribution of surface heat flux

的海水温度降低,流体密度变大,开始沿着陆坡流动,经过一段时间(在上述模型参数的配置下模拟 48 h),流体就可流到大陆坡底,图 3 给出了模拟在 40 h 的温度分布图。从图中可以看到,流体沿陆坡流下在水平距离 1 500 m 处开始出现剧烈波动,并随水平距离的增大而有增大的趋势,在水平距离 1 800 m 处出现低温值 0.95,比初始温度低了 0.05。图 4 给出了模拟在 40 h 的速度分布图。从图中可以看出,在陆架上沿海底有流体向东流动,并且随陆坡下沉。在陆坡之上的流体多有涡动发生,说明陆坡之上的低温高密度流体与周围的环境流体之间出现剪切运动,产生 Kelvin-Helmholtz 不稳定,因此流动比较紊乱。

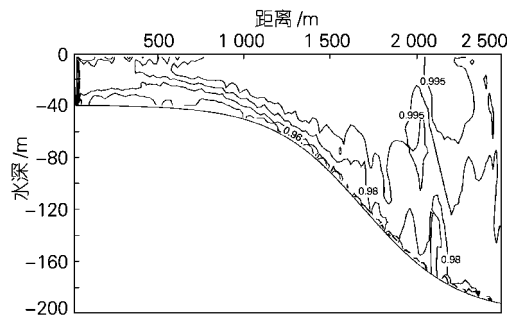


图3 温度分布

Fig.3 Distribution of temperature

2 非旋转重力羽状流的数值模拟

在图 2 所示强度的冷源的驱动下,浅水陆架处

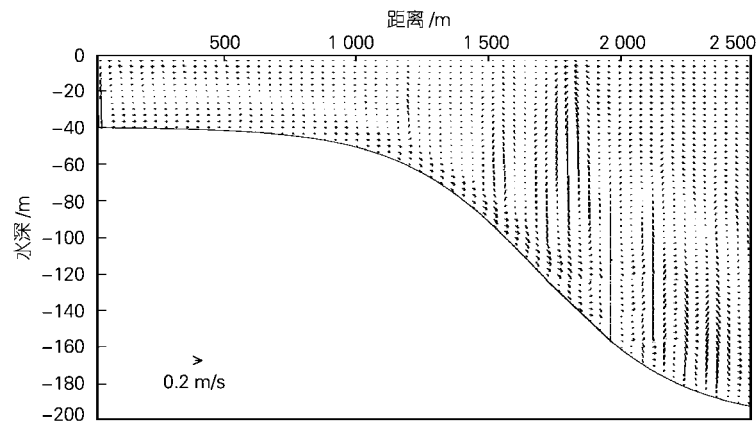


图4 速度

Fig 4 Velocity

2.1 改变地形

现保持冷源函数不变，改变地形，降低坡度，取如下地形函数：

$$H(x) = -H_0 + (H_0 - h_s)(1 + \tanh(\frac{x - x_s + 1350}{L_s}))/2$$

式中， H_0 为 200 m； h_s 为 40 m； s 为 0.075； x_s 计算公式仍为 $1500 + L_s/2$ ； L_s 计算公式仍为 $0.5(H_0 - h_s)/s$ 。改变后的地形函数绘于图 5。

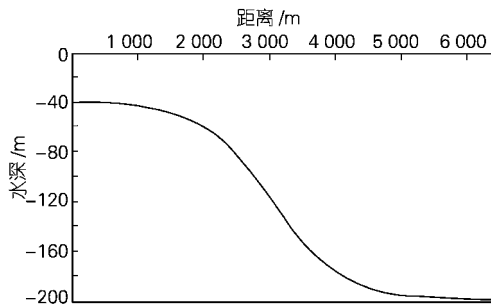


图 5 降低坡度后的地形

Fig.5 Adjusted topography with soft slop

改变地形模式运行 2 d 后，低温的高密度流体也抵达了陆坡底部。图 6 给出改变陆坡地形后计算 40 h 的温度分布图。与图 3 原始地形的结果相比，降低坡度后，温度分布的波动性也随着减弱。图 7 给出的是改变陆坡地形运行模式给出 40 h 的速度分布图。虽然低温的高密度水随陆坡下沉过程中，也会出现 Kelvin-Helmholtz 不稳定，但与原始地形的图 4 结果相比，速度的波动性也是减弱的。流速垂向波动最大的水平距离也由图 4 的 1 800 m 增加到 3 800 m。

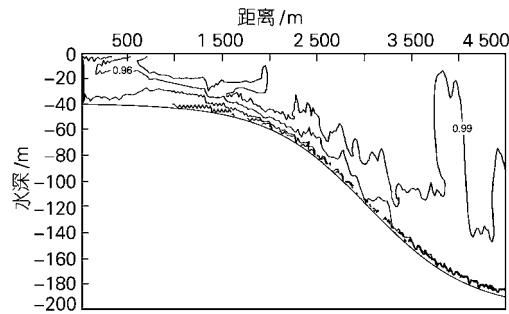


图 6 降低地形坡度后的温度分布

Fig.6 Distribution of temperature with soft slop

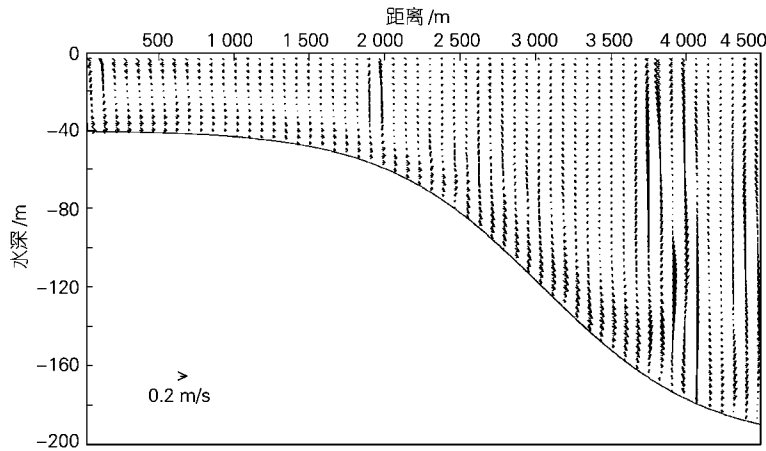


图 7 降低地形坡度后的速度分布

Fig.7 Velocity with soft slop

同样方法，当增大陆坡最大坡度，比如取 $s=0.25$ 时，相应的温度和速度出现比原始地形更大的波动结果。说明陆坡地形的陡度对低温高密度水的波动强度和位置等有着影响。

2.2 改变冷源强度

现保持原始的地形不变，降低冷源强度如下：

$$Q(x) = Q_0(1 + \tanh(\frac{x - x_q}{L_q}))/2$$

式中, Q_0 取 100 W/m^2 , x_q 的计算公式是 $2500+L_x/2$, L_q 取 100 m 。减弱后的冷源强度的表面热通量分布见图 8。

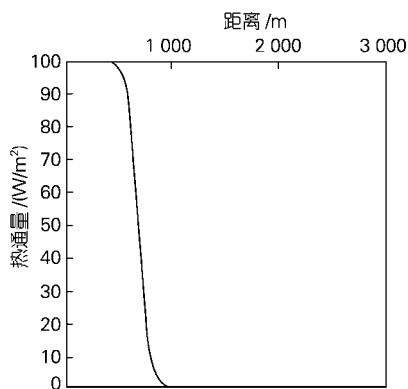


图 8 减少冷源强度的表面热通量分布
Fig.8 Distribution of weaker surface heat flux

同样对模式运行 2 d, 得到了减少冷源强度后在 40 h 的流体温度分布 (图 9)。由图 9 可以看出, 低温高密度流体沿着陆坡下沉, 相对比较平缓, 与原始强度的冷源结果图 3 相比, 波动性减弱。但与图 6 减弱陆坡陡度的结果仍有不相同, 这主要体现在当冷源强度不降低, 只是坡度变缓时, 冷水在下沉过程中, 与周围海水的卷挟作用仍要强于降低冷源强度后的结果。图 10 描述了减少冷源强度后 $t=40 \text{ h}$ 的速度结果。

由图可以看到减少冷源后, 低温高密度流体沿着陆坡下沉, 在水平方向距离 1500 m 处, 出现速度的一个异常的波动, 之后沿陆坡在坡底形成一个个小涡动。

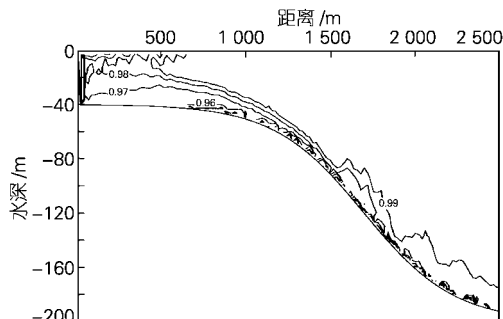


图 9 减少冷源强度后的温度
Fig.9 Distribution of temperature after weaker surface heat flux

2.3 外部潮驱动的影响

在原始模型的深水一端 (图 1 右侧) 增加一个简单的潮振动 (可用正弦函数表示), 其中潮频率选用 M_2 分潮。图 11 给出了模拟到 40 h 的温度分布。图 12 是相应的 40 h 的流速分布。对比图 3 和图 4 的原始结果, 看到增加潮振动之后, 低温高密度流在沿陆坡下降时仍要出现波动性, 但最大波动被限制在了坡陡附近 (图 11, 图 12 中的水平距离 1900 m 附近) 的一个窄带内, 并且外海潮振动似乎抑制了温度波动向海表的扩散。

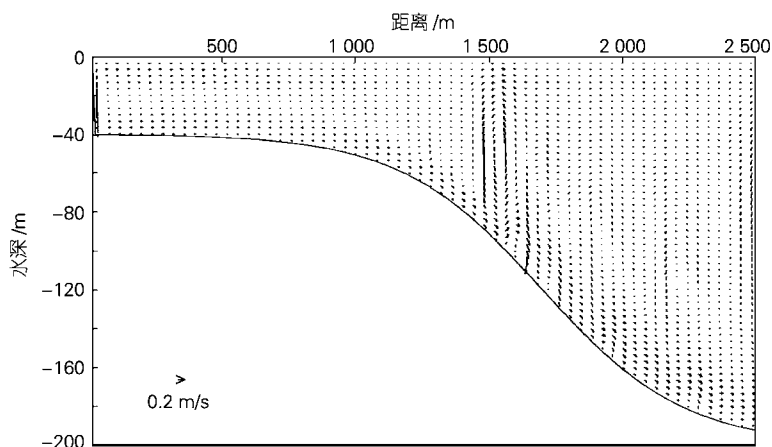


图 10 减少冷源强度后的速度
Fig.10 Velocity after weaker surface heat flux

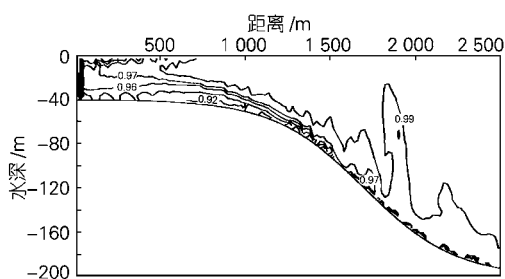


图 11 带有外部潮计算的温度分布

Fig. 11 Distribution of temperature with tide oscillation at deeper water side

3 讨论

在陆架上放置冷源，浅水陆架部分海水温度降低

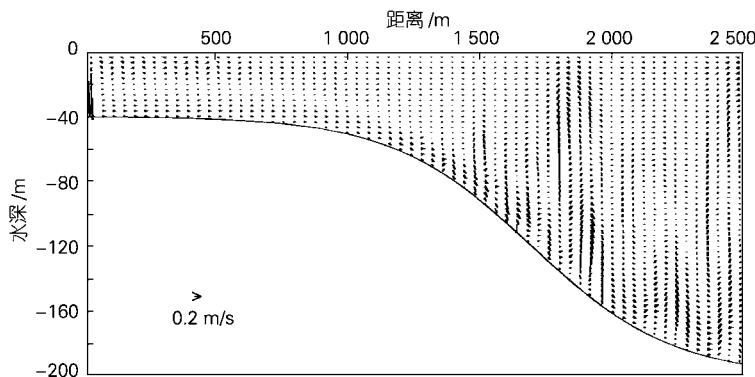


图 12 带有外部潮计算的速度

Fig.12 Velocity with tide oscillation at deeper water side

改变陆坡地形的坡度，对羽状流体的影响较大。坡度增大，密度流体下沉的速度增加，并引起波状下沉等有趣的流动发生；调整冷源强度，由于下沉流体的降温程度不同，导致流动有些不同。如在减弱冷源强度后，下沉流体的速度减弱，流体沿着陆坡下沉的波动幅度减少；在深水一端增加一个潮振动后，低温高密度流体在沿陆坡下降时仍会出现波动现象，但最大波动被限制在了陆坡坡陡附近，并且外海潮振动似乎抑制了波动向海表的扩散。

为了估计下沉流体在流动过程中的流量变化情

况，我们计算穿越水深 40 m 层（即垂向网格第 13 层）的流体流量。用水平坐标表示水平格点数，垂直坐标是时间，绘制出穿过该层流体的流量随时间的演变图。图 13 给出了原始模型条件的流量演变图。从图 13 可以看出流量主要出现在水平距离 1 000 m 到 5 000 m 之间。在此范围外，流体的流量较小。其流量值的包络线的切线（图 13 中的线段）可作为高密水下沉速度的指标。图 14 给出了降低坡度后穿过水深 40 m 一层的流量随时间的演变图。对比原始条件下的流量图 13，可以看到，降低坡度后流量的范围在 1 990

而密度增大，在重力的作用下，沿陆坡下沉，驱动流体运动，这是我们进行陆坡重力羽状流模拟的物理构想。设定陆坡地形进行的无旋重力羽状流的数值模拟表明：当陆架低温高密度海水沿陆坡向深海流进时，流体的运动图形是相当复杂的。在陆架表面由于流体降温，密度增大，流体开始下沉。由流体的连续特性，则表面流体下沉后必有表层的周围流体来补充，导致在冷源附近的表面流体向左运动（图 4）。而在陆坡坡度最大处附近，流体沿陆坡继续下沉向深水运动，在该斜坡处流体的 Richardson 数

$$(Ri = \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{1}{(\partial U / \partial z)^2}) < 1/4$$

由于密度流和环境流之间的剪切作用，在陆坡处发生 Kelvin-Helmholtz 不稳定，从而导致周围环境流体卷挟到低温高密流体中，形成羽状流，并沿着斜坡继续下滑。

m 到 6 000 m。这意味着降低坡度后，同样时间流体会在水平方向走得更远。根据其他条件的数值试验结果绘制的流量图形略有差异，但共同特性是流体的流

量都居于上半平面，呈倒扇形分布，随着时间的推移，流体的流量沿水平方向向外波及，说明变冷的高密度水沿陆坡向深水处运移。

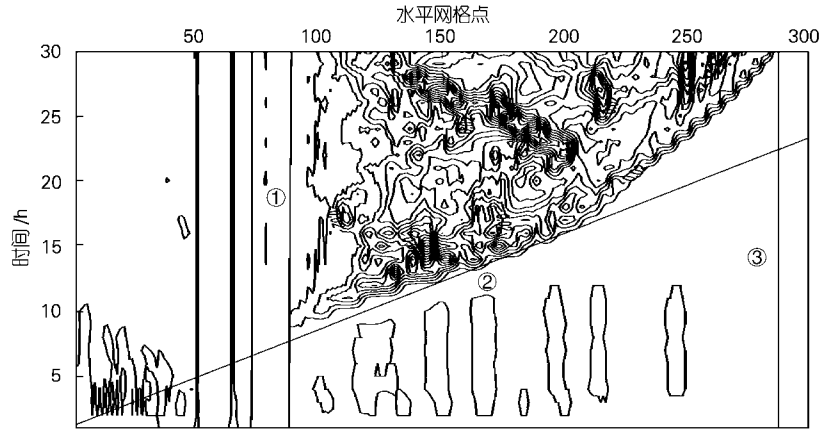


图 13 原始地形条件下穿过垂向第 13 层的流量演变

Fig.13 Time series of volume transport at $k=13$ in standard case

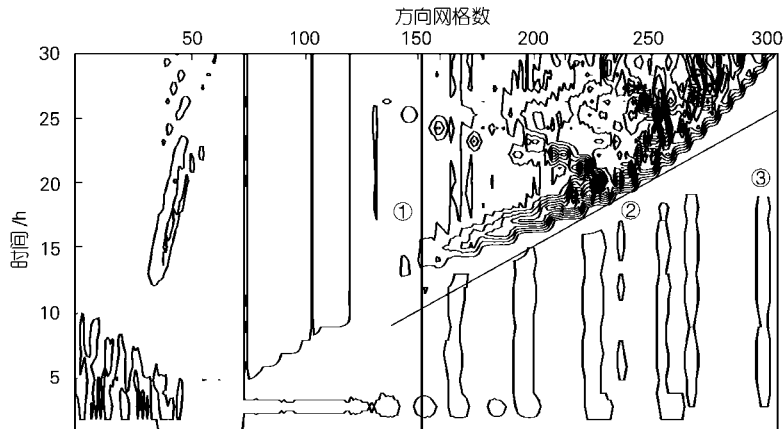


图 14 降低坡度后穿过垂向第 13 层的流量演变

Fig.14 Time series of volume transport at $k=13$ with soft slop

4 结论

重力羽状流是与海洋深层水形成密切相关的海洋现象，作者主要考虑在理想条件下，重力羽状流的运动过程：规则地形，柯氏力参数为零，忽略表面风

场的作用，忽略盐度对密度的影响，只考虑温度对密度的影响。在总结前人工作的基础上，采用 MITgcm 非静力近似模式对陆架冷却产生的重力流进行了数值模拟。结果表明，地形坡度和冷源强度对重力流的大小有重要影响，潮汐亦会对重力流有一定的影响，

当 Richardson 数小于 1/4 时可导致 Kelvin-Helmholtz 不稳定。

然而还有很多有趣的问题是用理想条件进行模拟不能解决的，比如在使用更复杂的地形或者实际地形情况下，重力羽状流的动力过程是怎样的呢？环境流体的密度层结对羽状流的发展是否有重大的影响？在大尺度有柯氏力的条件下重力羽状流又会有何种变化？上述诸多问题，有待进一步研究。

参考文献：

- [1] Law A W K, Wang H W. Measurements of mixing processes using Combined DPIV and PLIF[J]. *Journal of Experimental Thermal and Fluid Science*, 2000, 22(3-4):213-229.
- [2] Smith P C. A stream tube model for bottom boundary currents in the ocean[J]. *Deep-Sea Res*, 1975, 22:853-973.
- [3] Killworth P D. Mixing on the Weddell Sea continental slope[J]. *Deep-Sea Res*, 1977, 24:427-488.
- [4] Huppert H E, Bryan K. Topographically generated eddies[J]. *Deep-Sea Res*, 1976, 23: 655-679.
- [5] Griffiths R W, Killworth P D, Stern M E. Ageostrophic instability of ocean currents[J]. *J Fluid Mech*, 1982, 117:343-377.
- [6] Smith P C. Experiments with viscous source flows in rotating systems[J]. *Dyn Atmos Oceans*, 1977, 1:241-272.
- [7] Swaters G E. On the baroclinic instability of cold-core coupled density fronts on a sloping continental shelf[J]. *J Fluid Mech*, 1991, 224:361-382.
- [8] Etling D, Gelhardt F, Schrader U, *et al.* Experiments with density currents on a sloping bottom on a rotating fluid[J]. *Dyn Atmos Oceans*, 2000, 31:139-164.
- [9] Morel Y, McWilliams J. Effects of isopycnal and diapycnal mixing on the stability of oceanic currents[J]. *J Phys Oceanogr*, 2001, 31:2 280-2 296.
- [10] Jungclaus J H, Backhaus J O. Application of a transient reduced gravity plume model to the Denmark Strait Overflow[J]. *J Geophys Res*, 1994, 99(C6):12 375-12 396.
- [11] Shapiro G I, Hill A E. Dynamics of dense water cascade at the shelf edge [J]. *J Phys Oceanogr*, 1997, 27:2 381-2 394.
- [12] Gawarkiewicz G, Chapman D C. A numerical study of dense water formation and transport on a shallow sloping continental shelf[J]. *J Geophys Res*, 1995, 100:4 489-4 507.
- [13] Jiang L, Garwood Jr R W. A numerical study of three dimensional bottom plumes on a southern ocean continental slope[J]. *J Geophys Res*, 1995, 100(C9):18 471-18 488.
- [14] Ozgokmen T M, Chassignet E P. Dynamics of two-dimensional bottom gravity currents[J]. *J Phys Oceanogr*, 2002, 32:1 460-1 478.

Numerical study of the non-rotational gravity plumes on the slope

WANG Kai¹, ZHAN Quan-an¹, SHI Xin-hui²

(1. Institute of Oceanology, the Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 2. Ocean University of China, Qingdao 266003, China)

Received: Mar., 2, 2005

Key words: continental slope; non-rotation fluid; gravity plumes; numerical study

Abstract: The non-rotational gravity plumes on the slope are investigated using a two-dimensional, non-hydrostatic equations numerical MITgcm model. Uniform resolution is used in the vertical and variable resolution of the form is used in the horizontal. It is shown that the flow of dense plumes on the slope is very complex. Numerical studies reveal that the slope of topography and heat flux are important elements for character of dense plumes, as well as tidal current. On the slope, the Richardson number is less than 1/4, Kelvin-Helmholtz instability is possible, and leads to entraining ambient fluid into the plume, and hence downwards the slope.

(本文编辑：刘珊珊)