

影响北极冰下海洋 Ekman 漂流垂直 结构与深度因素的研究*

刘国昕, 赵进平

(中国海洋大学海洋环境学院, 山东 青岛 266100)

摘要: Ekman 漂流是上层海洋普遍存在的一种运动形式。本文提出了用实测温盐数据计算冰下 Ekman 流速的计算方法, 与 2010 年北极考察期间同步获取的海流剖面数据进行比较, 获得了满意的结果。基于这个结果, 可以通过比较容易获得的温盐数据, 计算 Ekman 漂流垂直结构。海水层化的存在导致在跃层处湍流黏性系数减小, 强烈抑制了流速的向下传播, 致使 Ekman 漂流在跃层处完全消失。结果表明, 冬季上层海洋漂流会发生在较大的深度上, 而夏季海冰拖曳引起的漂流只能达到 20~30 m 的深度。Ekman 漂流的深度只与跃层的深度有关, 与海冰的漂移速度无关。漂流层变浅意味着海冰拖曳做功产生的能量不能进入海洋深处, 而是在很浅的表层水体内积聚, 有利于加剧海冰的底部融化。计算湍流黏性系数通常需要密度剖面和流速剖面的观测结果, 在只有密度剖面的情况下, 可以采用本文的方法计算 Ekman 漂流, 获得上层海洋的湍流黏性系数剖面。

关键词: Ekman 漂流; 海洋层化; 海冰漂移; 摩擦影响深度

中图分类号: P731.15

文献标志码: A

文章编号: 1672-5174(2013)02-001-07

Ekman 漂流是上层海洋普遍存在的一种运动形式。1893—1896 年挪威海洋调查船前进号横越北冰洋时, F. 南森观察到冰山不是顺风漂移, 而是沿着风向右方 $20^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 的方向移动。1905 年, V. W. Ekman 研究了这种现象, 得出了 Ekman 漂流理论^[1]。海面风力对海水的搅拌混合使风的动量通过海面传给表面的海水后, 再通过海水湍流运动依次传给下层的海水。由于地转偏向力的作用, 在北半球, 定常的 Ekman 漂流表面流速偏于风向右方 45° 。表层以下的海水随着深度的增加, 流向不断右偏, 流速也不断减小。当流速约为表面流速的 4% 时的深度称为摩擦深度。无限宽阔海域密度均匀海水中定常的 Ekman 漂流是物理海洋学中的基础理论^[1]。

在海冰覆盖的海域, 风的动量不能直接输入海水, 作用在海面上的主要是海冰的拖曳力。海冰拖曳的作用与风的作用相当, 也可以产生 Ekman 漂流。由于冰下海水主要受到海冰的拖曳作用, 冰下海水漂流是上层海洋中最主要的运动形式。北极上层环流的主体结构北极穿极流和波弗特流涡都是通过海冰拖曳形成的基本流动形式。海冰漂流有以下不同于中低纬度海域漂流的特征。首先, 海冰除了受到海水的拖曳阻力之外, 还受到风力的直接驱动, 海冰漂流的方向与风向不一致^[1], 冰应力与风直接作用于海水的应力方向不一致。第二, 北冰洋由于夏季融冰, 存在很强的密度跃

层, 层化海水中的 Ekman 漂流结构与密度均匀水体相比有很大差别^[2]。第三, 由于海冰存在显著的惯性周期的漂移运动, 即惯性圆, 导致冰应力的方向和大小处于不间断的变化之中, 无法形成稳定的漂流。第四, 冰下海水 Ekman 流结构难以观测, 人们对冰生和风生 Ekman 漂流的了解还十分有限。

近些年来, 极地地区正在发生着快速的变化, 主要体现在气温升高、海冰厚度和面积减小、中层水的增暖^[3]等, 这些变化不仅对北极地区产生显著影响, 而且在全球气候系统变化中发挥重要作用, 成为国际气候变化研究的重要地区之一。由于海冰覆盖海域 Ekman 漂流的特殊性, 深入研究各个因素对 Ekman 漂流的影响, 具有重要的意义。本文的目的是建立层化海洋中的 Ekman 漂流垂向结构的计算方法, 研究海冰漂移速度的变化和海洋层化 2 个因素对上层 Ekman 层流场造成的影响, 从而研究北冰洋上层环流的特殊结构。

Ekman 漂流的垂向结构无法通过卫星遥感获得, 只能通过现场的海流剖面观测来获取, 或者通过具有剖面功能的浮标来观测, 可用的数据不多, 尤其缺少持续的测流数据。在 2010 年中国第四次北极科学考察期间, 作者在 1 个为期 12d (2010 年 8 月 9 日~19 日) 的冰站开展了物理海洋学连续观测, 包括 CTD 剖面和 ADCP 的连续观测。

* 基金项目: 全球变化研究国家重大科学研究计划项目(2010CB951403); 南北极环境综合考察专项(CHINARE 2012-04-04)资助

收稿日期: 2012-04-11; 修订日期: 2012-05-21

作者简介: 刘国昕(1988-), 男, 硕士。E-mail: liuguoxin1988@163.com

1 层化条件下冰下 Ekman 层流场的计算

冰下海水的垂向剪切主要是海冰在风的作用下漂移,对海水形成拖曳,在科氏力的作用下发生偏转,形成了 Ekman 螺旋。海冰对海水的拖曳力为:

$$\vec{\tau}_w = \rho_w C_w |\vec{V}_{wi}| \vec{V}_{wi} \quad (1)$$

式中: ρ_w 为海水密度; C_w 为海冰对海水的拖曳系数; 相对流速 $\vec{V}_{wi} = \vec{V}_w - \vec{V}_i$, 其中: \vec{V}_w 为海水流速; \vec{V}_i 为海冰流速^[4]。海冰拖曳力包括两部分,一是海冰通过湍流摩擦形成表面拖曳,二是海冰底部起伏不平在海冰运动时产生的形状拖曳。在实际海冰数值模拟中大都将形状隐含到表面拖曳中。由于不同类型海冰底部的表面粗糙度有很大差异,拖曳系数也在很大范围内变化^[5-6]。以往的研究表明^[5-6],在极区和 MIZ 海冰中可以取 $C_w = 5 \times 10^{-3}$ 。

在 Ekman 漂流理论中,表层流速最大,随深度增加,流速呈指数递减,各层流速矢量端点的连线构成 Ekman 螺旋线。研究大洋中的 Ekman 漂流,在无限深海仅考虑湍流摩擦与科氏力的平衡的方程为:

$$\begin{aligned} -2\rho\omega\sin\varphi v &= \frac{\partial}{\partial z} [A_z(z) \frac{\partial u}{\partial z}] \\ 2\rho\omega\sin\varphi u &= \frac{\partial}{\partial z} [A_z(z) \frac{\partial v}{\partial z}] \end{aligned} \quad (2)$$

方程的解为:

$$\begin{aligned} u &= \frac{\tau_y}{\sqrt{2\rho A_z \omega \sin\varphi}} e^{-\frac{\pi}{D_0} z} \cos\left(\frac{\pi}{4} - \frac{\pi}{D_0} z\right) \\ v &= \frac{\tau_y}{\sqrt{2\rho A_z \omega \sin\varphi}} e^{-\frac{\pi}{D_0} z} \sin\left(\frac{\pi}{4} - \frac{\pi}{D_0} z\right) \end{aligned} \quad (3)$$

式中: ω 为地球自转角速度; φ 为纬度; ρ 为海水密度; A_z 为垂向湍流黏性系数; $D_0 = \pi / \sqrt{\rho\omega\sin\varphi/A_z}$; τ_y 为表面风应力^[7-8],在海冰漂移的情形是表面冰应力。

(3) 式的解只适用于密度均匀的定常运动水体,实际上,由于密度层化抑制了湍流运动,垂向湍流黏性系数是深度的函数,无法得出简单的解。需要首先确定湍流黏性系数的垂向结构,然后用数值方式计算相应的 Ekman 漂流。

根据以往的研究,可以采用 Pacanowski and Philander 的参数化方案(简称 PP 参数化方案)^[9] 确定垂向湍流黏性系数 A_z 。

$$A_z = \frac{v_0}{(1 + \alpha R_i)^2} + v_b \quad (4)$$

其中: $\alpha = 5$; $v_0 = 0.01 \text{ m}^2/\text{s}$; $v_b = 1 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ 。对于 60 m 以浅的水体,理查森数 R_i 可以由实际观测的密度梯度和流速剪切求出

$$R_i = -\frac{(d\rho/dz)g/\rho}{(\partial u/\partial z)^2 + (\partial v/\partial z)^2} \quad (5)$$

其中: u 和 v 为实测的流速分量剖面; g 为重力加速度。

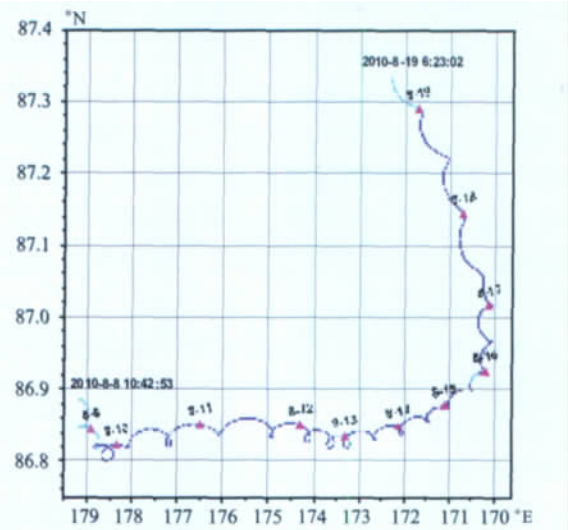
结合(5)式,(4)式的计算结果为密度层化越强,理查森数越大,垂向湍流黏性系数越小;同时,流速的垂向剪切越强,理查森数越小,垂向湍流黏性系数就越大。

公式(4)将垂向湍流黏性系数 A_z 与理查森数 R_i 建立了密切的联系,取得了令人鼓舞的结果,随后被广泛应用于模式和湍流计算中。PP 方法是以赤道流系为基础发展起来,但其应用范围已经拓展到中高纬度各海区,包括北冰洋。比如, Jungclaus et al. 在讨论北极-北大西洋的相互作用与径向翻转环流的变化之间的关系时,采用的海洋模式 MPI-OM 的垂向湍流扩散系数和黏性系数就是用 PP 参数化方案计算得出的。

由于上层海洋中漂流的剪切最强,(5)式中的 u 和 v 主要由漂流的剪切引起,可以用 U 和 V 代替。为了研究海洋层化对 Ekman 漂流的影响,本文用实际 CTD 数据获得的密度场代入(5)式,将(2)、(4)和(5)中的 4 个方程联立,可以求解出 U, V , 和 A_z 。其中, U 和 V 就是本文需要求取的密度层化条件下的 Ekman 漂流场(以下“计算 Ekman 流”),计算结果可以用同步观测的 ADCP 数据进行验证。经过验证的 u 和 v 可以与(3)式的解析解进行对比,了解密度层化产生的 Ekman 漂流与密度均匀海水中的漂流的差异。

2 实测 Ekman 漂流

2.1 从实测流速中分离出 Ekman 漂流剖面



(三角点为世界时零时冰站所在的位置,上方的数字是月份和日期。The triangles are positions of the ice camp at the zero of UTC and the date marked by month-date.)

图1 2010年冰站漂移轨迹

Fig. 1 Drifting trajectory of the ice camps (light blue line)

在 2010 年的北极考察中,在 1 个冰站上进行了为期 12 d 的海流连续观测。CTD 剖面连续观测采用自制的自动剖面观测绞车系统^[10] 并配备 RBR XR620 CTD 进行观测,共获得 87 个定时剖面,另外还获得

16h 不间断升降剖面 110 个(40~160 m)。海流剖面采用 RDI300kHz 的 ADCP 进行自容式观测,仪器固定于冰间水道之中,每 6 min 测量 1 次。设置层厚 2 m,最大测量层数为 40 层。获得相对于海冰的相对流速 v_r 。在观测期间,海冰一直处于漂流之中,漂移的轨迹如图 1 所示。从图中可见,在前面一周的时间里,浮冰一直向东漂移,而后转变为向西偏北的方向漂移。海冰的漂流移速度很大,而且还伴随有显著的惯性流。海冰的漂流速度 v_d 由船载 GPS 可以精确地获得,在实测流速 v_r 中加上海冰的漂移速度,就可以获得各个深度海水的绝对流速。

设实测相对于海冰的流速分量为 u_r 和 v_r ,海冰的漂流速度为 u_d 和 v_d ,绝对流速分量可以表达为:

$$\begin{aligned} u(z) &= u_r(z) + u_d = u_E(z) + u_g(z) + u_i(z) \\ v(z) &= v_r(z) + v_d = v_E(z) + v_g(z) + v_i(z) \end{aligned} \quad (6)$$

其中:Ekman 漂流分量 u_E 和 v_E 、地转流分量 v_g 和 v_g ,以及惯性流分量 v_i 和 v_i ,这些流分量的振幅都随时间变化。然而,作者必须从实测数据中分离出 Ekman 漂流分量,用以检验层化条件下的 Ekman 漂流。考虑在较短的时间内,设惯性流和 Ekman 流的振幅不变,(6)式可以写为:

$$\begin{aligned} u(z) &= u_E(z) + u_g(z) + u_{i1}(z) \cos ft + u_{i2}(z) \sin ft \\ v(z) &= v_E(z) + v_g(z) + v_{i1}(z) \cos ft + v_{i2}(z) \sin ft \end{aligned} \quad (7)$$

式中: u_{i1} 和 u_{i2} 分别为惯性流分量 u_i 的分解,有

$$\begin{aligned} u_i &= \sqrt{u_{i1}^2 + u_{i2}^2} \\ \tan \phi_i &= \frac{u_{i2}}{u_{i1}} \end{aligned}$$

用于体现惯性流的初位相,对 v_i 的分解相同。利用实测数据对(7)式各分量做最小二乘法拟合,获得拟合方程为(以 u 分量为例,去掉 z):

$$\begin{aligned} (u_E + u_g)N + u_{i1} \sum \cos ft + u_{i2} \sum \sin ft &= \sum u \\ (u_E + u_g) \sum \cos ft + u_{i1} \sum \cos^2 ft + u_{i2} \sum \sin ft \cos ft &= \sum u \cos ft \\ (u_E + u_g) \sum \sin ft + u_{i1} \sum \cos ft \sin ft + u_{i2} \sum \sin^2 ft &= \sum u \sin ft \end{aligned} \quad (8)$$

由于各个流速分量都不可能在较长的时间保持不变,本文采用滑动拟合的方式,每次平移 1 个时间步长重新进行拟合,同时选取尽可能短的拟合时间。选取的时间为 6 h,拟合结果较好地与实测数据吻合(见图 2)。

拟合结果表明,(8)式很好地将惯性流分离了出来。在(8)式中,作者并不能分离地转流和 Ekman 流,但显然,在最上层的剪切主要是 Ekman 流贡献的,越接近表面,Ekman 流所占的成分越重。根据实测数据,

确定某一参考深度,在参考深度 Ekman 流速分量为零,流速主要是地转流。将剖面的所有数据减去参考深度的流速,得到近似的 Ekman 漂流剖面(以下简称“实测 Ekman 流”)。虽然在 Ekman 层中不同深度的地转流速也会有差异,但剪切主要是 Ekman 流引起的,其结果用以和理论结果比较。

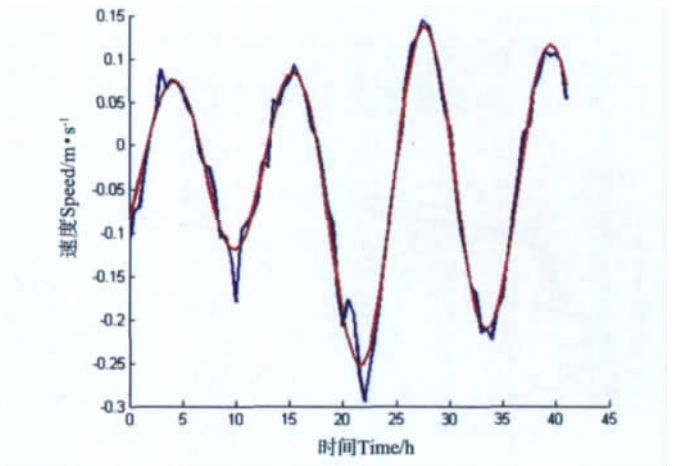


图 2 2010 年 8 月 11~13 日实测流速数据(蓝线)与拟合结果(红线)对比

Fig. 2 Comparison between observed (blue) and fitted (red) current speed for the data collected in August 11~13, 2010

2.2 冰下 Ekman 漂流剖面观测结果分析

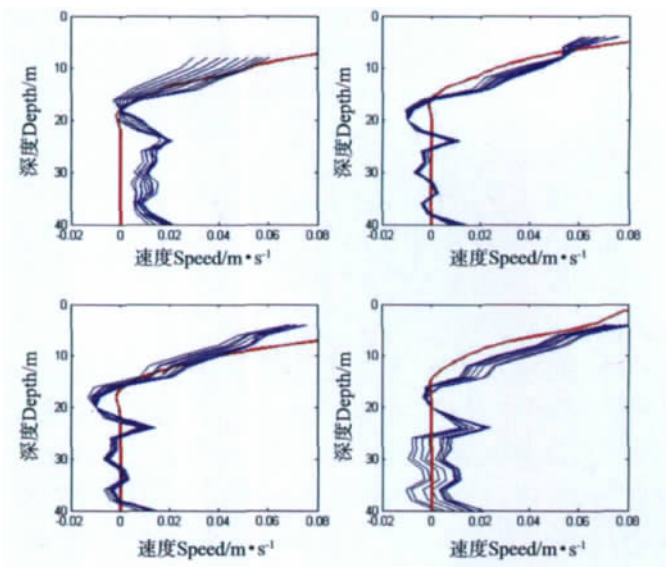


图 3 实测(蓝线)与计算(红线)的 Ekman 流速 u 分量的比较
Fig. 3 Comparison of observed (blue lines) and calculated (red line) u component of Ekman drift

在 2010 年中国第四次北极科学考察中,ADCP 为每 6min 观测 1 次。需要注意的是,(8)式实测 Ekman 流是随时间变化的,而用(2)式获得的计算 Ekman 流是定常的。当海冰漂流速度发生变化时,用(8)式得出的结果有时很接近定常状态的 Ekman 漂流,有时会有所偏离。由于本文的目的是确定层化条件下 Ekman

流的垂向结构,因此本文主要研究处于准定常状态时期的 Ekman 漂流。

作为示例,在图 3 和 4 中将用公式(2)和(4)确定的计算 Ekman 流(红线)与实测 Ekman 流的 u 、 v 分量(蓝线)进行对比,图中分别为 8 月 9 日 21:22 (86.82°N,178.04°W)、8 月 10 日 02:05 (86.84°N,177.68°W)、8 月 10 日 04:07 (86.84°N,177.35°W)、8 月 10 日 07:20 (86.83°N,177.09°W)的 CTD 测量剖面的计算 Ekman 流与前后 2.5 h 内的实测 Ekman 流的对比。

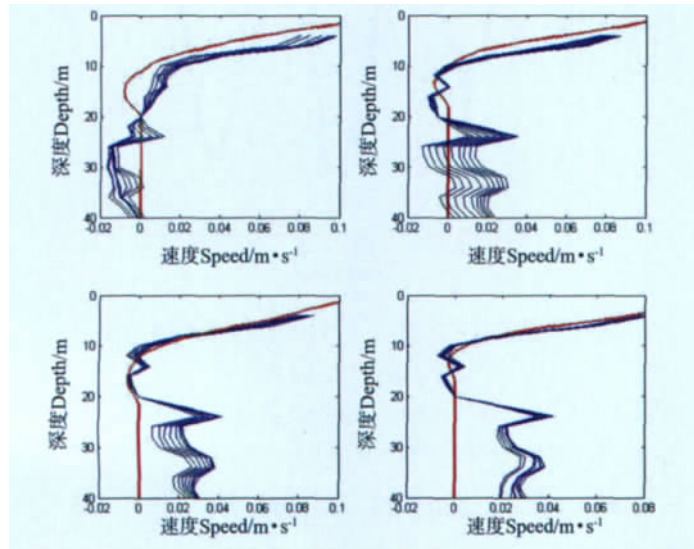


图 4 实测(蓝线)与计算(红线)的 Ekman 流速 v 分量的比较
Fig. 4 Comparison of observed (blue lines) and calculated (red line) v component of Ekman drift

从图 3 和 4 中可以看出,实测流速剖面并不十分稳定,有一定的时间变化。另外,20 m 以下 v 分量并不接近零,显然是地转流的成分。由于受未完全分离的地转流的影响,图中部分流速下部实测与计算结果存在一定差异,但是整体上体现了 Ekman 漂流的结构。从图中的数值计算结果可见,考虑密度层化计算得到的 Ekman 漂流 u 分量和 v 分量都与实测结果吻合很好,表明计算结果正确的模拟出了层化海洋下的 Ekman 流,考虑海水层化的 Ekman 漂流可以用(2)式和(4)式很好地计算出来。

有时,利用公式(8)计算得出的流速剖面部分与 Ekman 漂流明显偏离,例如,图 5 中 8 月 10 日 19 时 30 分到 21 时 30 分 2 h 内每 0.5 h 的平均流速显示,10 m 以上流速变化不符合 Ekman 漂流。

使用 GPS 数据分析海冰漂移速度,作出海冰漂移速度大小和漂移方向随时间变化图(见图 6)。其中蓝色曲线为海冰漂移速度大小随时间变化曲线,红色曲线为海冰漂移方向的相位随时间变化曲线,灰色阴影部分为类似图 5 中不完全与 Ekman 漂流吻合的情况。

从图 6 中可以看出,不完全与 Ekman 漂流吻合的情况较少,大部分实测结果与计算得出的结果相吻合。其中阴影部分处漂移速度大小和漂移方向的变化率都较大。分析认为,不完全与 Ekman 漂流吻合的情况是由于表层海冰流速发生变化,速度变化或者发生方向变化,导致较浅处海水流速发生变化,下层海水还未响应过来,仍保持原有流速,导致流速剖面与 Ekman 流不符。经过表层海冰一段时间的较为稳定的拖曳后,表层海水达到稳定,将会形成新的 Ekman 流动。

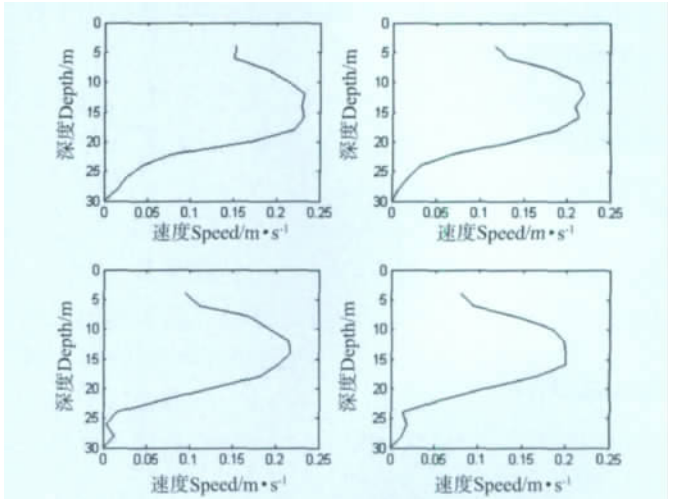
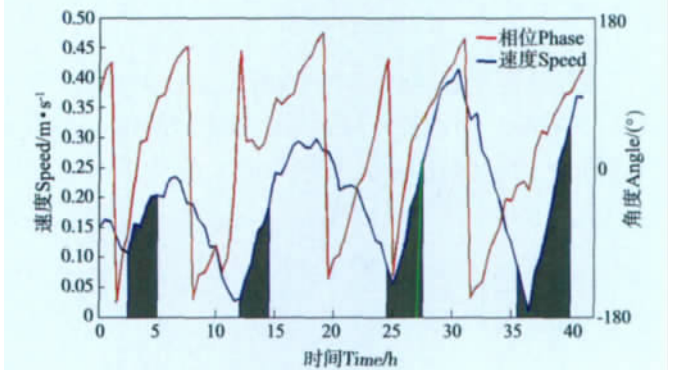


图 5 8 月 10 日 19 时 28 分到 21 时 28 分的每半小时 Ekman 流平均流速垂向剖面图

Fig. 5 The profile of Ekman Drift speed averaged for each half hour from 19:28 to 21:28 of August 10, 2010



(阴影表示实测与理论不一致的时段。The shadow are the regions where the observed and calculated are inconsistent.)

图 6 海冰漂移速度与漂移方向

Fig. 6 Speed and direction of sea ice drifting

以上结果表明,使用海水的密度数据计算得出 Ekman 流剖面与观测结果吻合,可以对冰下层化海洋中表层 Ekman 流流场进行准确的模拟。这个结果有两方面的意义。第一,在没有 ADCP 观测的条件下,可以依据实测的温盐数据和层化海洋的 Ekman 漂流理论,计算获得上层海洋的 Ekman 漂流场,该流场可以很好地体现上层海洋的漂流运动,并且代表了上层海

洋的流场剪切,对研究上层海洋海水运动有重要意义。第二,由于海洋湍流黏性系数和湍流扩散系数都可以由密度梯度和流速剪切计算出来,用密度剖面数据和 Ekman 理论得到的上层海洋剪切可以用来描述海洋湍流结构,有助于理解上层海洋的垂向湍流运动,以及与此相关的能量传输问题。

在极地海洋研究中,由于南北极的观测存在很大困难,现场观测数据比较稀少,在很多时候在处理温盐数据时缺少相应的流场数据,而在数据的处理计算中往往又需要使用流速进行计算,这时可以使用上述方法,使用理论计算得出的 Ekman 流流场对表层流场进行估算,尤其是在计算流速垂向剪切时,可以得出较好的结果。

3 层化和海冰运动对 Ekman 漂流的影响

3.1 海水层化条件下 Ekman 剖面结果的差异

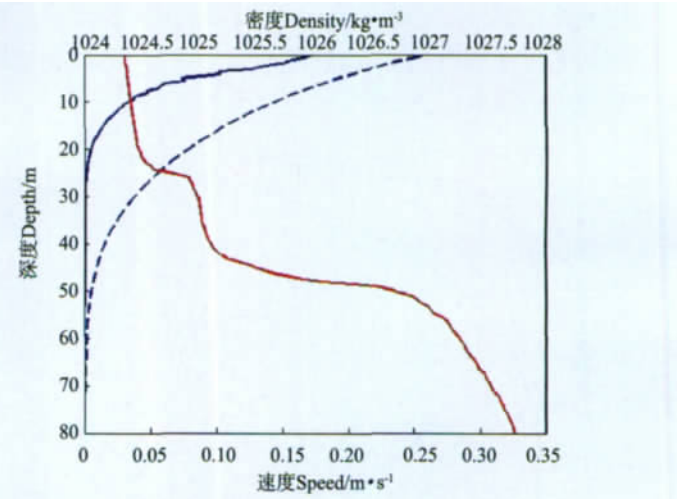
应用实测的 CTD 数据,确定 2 种流速剖面,1 种是实测的带有密度层化下的 Ekman 漂流剖面,使用的实测密度剖面如图 7 中的红线所示, A_z 由(4)式计算,所得的 Ekman 流速剖面如图 7 中蓝色实线所示;另 1 种是采用 100 m 以上海水的平均密度,计算密度均匀条件下的 Ekman 漂流剖面, A_z 取带有密度层化时计算得出的 A_z 平均值,取为 0.01,所得的 Ekman 流速剖面如图 7 中蓝色虚线所示。从图 7 可以看出,在密度均匀的海水中,海冰拖曳产生的 Ekman 流速曲线较为平滑,Ekman 漂流的影响深度深达 40 m 左右,到达 70 m 左右速度变为 0。而在存在层化的条件下,流速在 20~30 m 的深度上已经减弱为零。

在 20 m 处,出现了 1 个不是很强的密度跃层,密度跃层处密度梯度 $d\rho/dz$ 较大,由(5)式可以得出较大的理查森数,并由(4)式得出很小的垂向湍流黏性系数。层化的存在改变了海洋的垂向湍流结构,湍流扩散系数在层化很强的水层骤然减小(见图 8)。层化的发生不仅仅是改变了湍流黏性系数的量值,导致流速分量 u 和 v 迅速减小,而且完全遏止了剪切流速的向下传播,Ekman 漂流在跃层的深度上就完全消失了。由图 7 可见,实际发生的层化并不是很强,但仍然可以使 Ekman 漂流止于跃层之上。

经过计算得出的流速剖面,流速都在跃层附近减小到 0。只要层化能够引起足够小的湍流黏性系数,就可以使 Ekman 流无法向下扩展,将 Ekman 漂流完全控制在跃层以上。这个结果表明,在水体均匀的冬季,海冰拖曳引起的上层海洋漂流会发生在较大的深度上(70m)左右,而夏季层化条件下,海冰拖曳引起的漂流只能达到 20~30 m 的深度,不能进入更深的水层。如果这个结果成立,夏季的上层海洋的漂流成分只存在

于很浅的水层内。

漂流不能进入跃层以下,意味着海冰拖曳做功所产生的能量不能进入海洋深处,而是在很浅的表层水体内部积聚,使 Ekman 层内的能量大幅度增加。增加的能量可以转化成海水运动的动能、层化加强形成的势能、或者转化成海水的热能。在定常状态,动能和势能改变不大,不能下传的热量会使上层海洋的温度增加。这种能量的转移有利于产生更加温暖的表层海水,加剧海冰的底部融化。



(红线为层化的密度剖面。The red line is the density profile of the stratified ocean.)

图 7 有层化(蓝色实线)与无层化(蓝色虚线) Ekman 漂流的对比

Fig. 7 Comparison of the Ekman drift profiles of stratified (blue solid line) and unstratified (blue dashed line) oceans

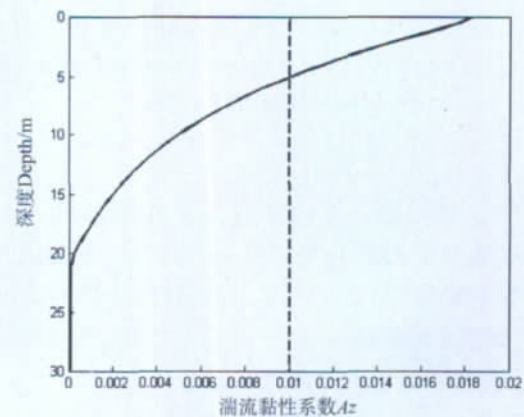


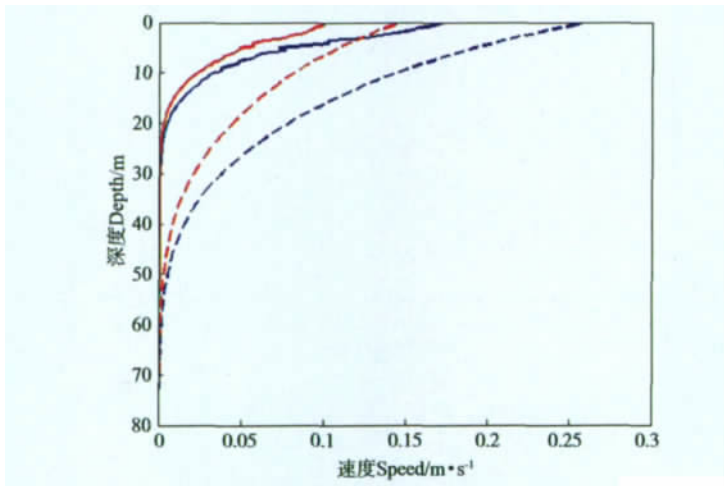
图 8 有层化(实线)与无层化(虚线)垂向湍流黏性系数 A_z 的对比

Fig. 8 Vertical turbulent viscosities, A_z , at stratified (solid line) and unstratified (dashed line) oceans

3.2 海冰漂移速度的变化对 Ekman 流剖面的影响

为了研究海冰漂移速度对 Ekman 流的影响,本文通过改变表层海冰流速,按照(2)和(4)式分别计算密度均匀条件下和层化条件下的 Ekman 漂流剖面,分析

表面海冰漂流速度对上层 Ekman 流的影响,结果如图 9 所示。图中用红色线和蓝色线分别表示表面海冰漂流速度为 0.2 和 0.3 m/s 的 Ekman 流。从图 9 中可以看出,表层海水流速与表面海冰流速相同,由于表面海冰流速减小时各层海水流速都相应减小。在有层化情况下,2 种流速的流场都在 20~30 m 减小为 0;在无层化情况下,2 种流速的流场都在 70 m 左右减小为 0。因此可以得出,表面海冰流速发生变化时,导致各层流速发生相应的变化,但 Ekman 流的摩擦影响深度并不随表面冰速的变化而发生变化。摩擦影响深度是由海水的密度结构所决定的,跃层的位置决定 Ekman 流的摩擦影响深度,与海冰漂流流速无关。



(蓝色曲线为海冰流速 0.3 m/s 的结果,红色曲线为海冰流速 0.2 m/s 的结果。The blue lines are the profiles with the ice drifting speed of 0.3 m/s, and the red lines are the profiles with the ice drifting speed of 0.2 m/s.)

图 9 层化(实线)与无层化(虚线)条件下的流速剖面

Fig. 9 Current profiles under the stratified (solid line) and unstratified (dashed line) oceans

4 结论

Ekman 漂流是上层海洋普遍存在的 1 种运动形式。本文通过对海冰拖曳产生的 Ekman 层流场及其影响因素的研究,认识海洋层化和海冰漂移速度的变化 2 个重要因素对 Ekman 层流场的作用,并使用实测数据进行验证,取得以下成果:

- (1) 本文提出了采用湍流黏性系数的 PP 参数化方案,用实测温盐数据对冰下 Ekman 流速进行计算的方法。并与 2010 年北极考察期间同步获取的海流剖面数据进行比较。结果表明,本文用温盐数据计算 Ekman 漂流流速的方法可以得到令人满意的结果,上层海洋发生的流速垂向剪切主要是 Ekman 漂流。基于这个结果,可以通过比较容易获得的温盐数据计算出 Ekman 漂流垂直结构。
- (2) 海水层化的存在导致在跃层处湍流黏性系数减

小,强烈抑制了流速的向下传播,致使 Ekman 漂流在跃层处完全消失。这个结果表明,在水体均匀的冬季,海冰拖曳引起的上层海洋漂流会发生在较大的深度上,而夏季层化条件下,海冰拖曳引起的漂流只能达到 20~30 m 的深度。漂流层变浅意味着海冰拖曳做功产生的能量不能进入海洋深处,而是在很浅的表层水体中积聚,使上层海洋的温度增加,有利于加剧海冰的底部融化。

(3) 表面海冰流速发生变化时,导致各层流速发生相应变化,使流场产生变化。但 Ekman 流的摩擦影响深度并不随表面冰速的变化而发生变化,摩擦影响深度是由海水的密度结构所决定的,跃层的位置决定 Ekman 流的摩擦影响深度,与海冰漂流流速无关。

(4) 在计算湍流黏性系数时,通常需要密度剖面和流速剖面的观测结果。由于温盐数据比较容易获得,而海流数据相对稀少,在只有温盐剖面数据的情况下通常不能确定湍流黏性系数。本文的结果表明,在确定上层海洋的湍流黏性系数时,需要使用的流场垂向剪切可以用 Ekman 流的剪切来代替,而 Ekman 漂流可以用本文的方法计算出来。因此,可以用本文提出的算法可以在没有测流数据的条件下获得上层海洋的湍流黏性系数剖面。

参考文献:

- [1] 冯士祚,李凤岐,李少菁. 海洋科学导论 [M]. 北京: 高等教育出版社, 1999.
- [2] 史久新,赵进平. 北冰洋盐跃层研究进展 [J]. 地球科学进展, 2003, 18(3): 351-357.
- [3] 赵进平,高郭平,矫玉田. 1999 年楚科奇海台及其周边海域中层与深层水增暖 [J]. 中国科学 D 辑, 2004, 34(2): 188-194.
- [4] 岳前进,张希,季顺迎. 辽东湾海冰漂移的动力要素分析 [J]. 海洋环境科学, 2001, 20(4): 34-39.
- [5] Overland J E. Atmospheric boundary layer structure and drag coefficients over sea ice [J]. J of Geophysical Research, 1985, 90 (CS): 9029-9049.
- [6] Pease C H, Salo S A, Overland J E. Drag measurements for first year sea ice over a shallow sea [J]. J of Geophysical Research, 1983, 88(CS): 2853-2862.
- [7] 叶安乐,李凤岐. 物理海洋学 [M]. 青岛: 青岛海洋大学出版社, 1992: 252-257.
- [8] 吴望一. 流体力学 [M]. 北京: 北京大学出版社, 1983.
- [9] Pacanowski R C, Philander S G H. Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans [J]. J Phys Oceanogr, 1981, 11(11): 1443-1451.
- [10] 矫玉田,史久新,赵进平,等. 极区冰下海洋自动剖面观测系统及其应用 [J]. 海洋技术, 2010, 29(4): 31-33.
- [11] 张莹,赵进平. 加拿大海盆冰下表层海水湍扩散系数估计 [J]. 中国海洋大学学报: 自然科学版, 2007, 37(5): 695-703.
- [12] 曹雅静,刘秦玉,高郭平. 南极海冰边缘区密集度的年际变化与西风的 Ekman 输运 [J]. 中国海洋大学学报: 自然科学版,

2005, 35(5): 703-706.

2002, 21(3): 340-343.

[13] 张效良. 论无限水深情况下漂流运动方程的求解 [J]. 天津师大学报: 自然科学版, 1994, 14(2): 48-50.

[15] Pedlosy J. Geophysical Fluid Dynamics [M]. New York: Springer-Verlay, 1977: 142-192.

[14] 纪文君, 王卫强. Ekman 螺线的动力学结构 [J]. 台湾海峡,

The Influence of Stratification on Ekman Drift Under Sea Ice

LIU Guo-Xin, ZHAO Jin-Ping

(College of Physical and Environmental Oceanography, Ocean University of China, Qingdao 266100, China)

Abstract: Ekman drift is a prevalent movement in upper oceans driven by wind stress, and also appears in ice covered oceans driven by ice stress. A method is proposed in this paper to calculate the Ekman Drift under sea ice by in situ temperature and salinity data. Based on this method, the Ekman Drift under sea ice could be estimated by temperature and salinity data by using the PP algorithm proposed by Pacanowski and Philander (1981). With the density profile, Ekman Drift and turbulent viscosity could be obtained simultaneously by iteration. The method is validated to be consistent with current profile data obtained in the Arctic cruise of 2010. The turbulent viscosity will deduce near the pycnocline in the stratified water, where the momentum will be prohibited to transport downward and the Ekman Drift disappeared totally under the pycnocline. Therefore the Ekman Drift in summertime can only reach to 20 ~ 30 m depth, whereas in wintertime it can appear much deeper. The depth of Ekman Drift is only related with the depth of pycnocline and independent of the ice drifting speed. The shallower depth of Ekman Drift results in energy accumulation in upper oceans, which benefits bottom melting of sea ice.

Key words: Ekman drift; stratified ocean; drift of sea ice; depth of Ekman Layer

责任编辑 庞 旻