

# 北冰洋次表层暖水形成机制的研究\*

陈志华 赵进平

(中国海洋大学极地海洋过程与全球海洋变化重点实验室 青岛 266100)

**提要** 分析了北冰洋加拿大海盆上层海水温度结构特征, 针对在海冰覆盖区域普遍发生的次表层暖水现象, 建立了冰海耦合的一维柱形模式, 成功模拟了次表层暖水的垂向结构和形成机制, 证明了太阳辐射加热和表层冷却是次表层暖水的成因。通过数值实验定量分析了形成次表层暖水各因子的作用, 表明太阳辐射是形成次表层暖水的能量来源; 长波辐射、气温和比湿等其他大气因子对次表层暖水强度有较大影响; 在厚冰区不能形成次表层暖水, 海冰越薄, 水道面积越大, 则冰下次表层海水温度升高得就越快, 薄冰和冰间水道是形成次表层暖水的主要能量通道; 通过模式的拟合给出湍扩散系数垂向变化的估值, 冰下表层海水垂向湍扩散系数为  $5.0 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  左右, 而次表层垂向湍扩散系数却快速降低到  $1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ , 表明跃层导致的稳定性增大是形成次表层暖水尖峰的关键因素。

**关键词** 次表层暖水, 耦合柱模式, 太阳辐射, 海冰, 冰间水道, 湍扩散系数

**中图分类号** P727

近 10 年来的观测表明, 在加拿大海盆冰下 40m 以浅范围内普遍出现一个温度极大值水团, 这个温度极大值高于海水冰点, 大多数时候低于  $0^\circ\text{C}$ , 盐度小于 30, 这一水团称为次表层暖水(Subsurface Warm Water, SWW)(赵进平等, 2003)。

迄今为止, 对次表层暖水的观测与研究还较少。Maykut 等(1995)认为由于一些太阳辐射透过海冰, 使冰下海水不断得到加热而升温; Mcphee 等(1998)认为, 由于近年来北极的海冰厚度大幅度减小, 增加了水柱内的太阳短波辐射, 导致海水温度明显升高。赵进平等(2003)依据这个认识, 认为穿透海冰进入海水的太阳辐射是次表层暖水的主要热源, 海冰对海洋的冷却是主要热汇, 建立了次表层暖水形成机制的一维物理模型, 并给出了解析解; 王翠等(2004)在此基础上建立了无冰开阔水域次表层暖水的解析模式, 认为只要没有发生大风搅拌, 北冰洋的低气温也可以导致开阔水域次表层暖水的发生, 当阻碍热量传递的海冰完全融化后, 更多的太阳辐射能量进入海水, 开阔水域发生的次表层暖水极值比海冰覆盖海域高得多。

以上研究虽然在一定程度上揭示了次表层暖水

的一些成因, 但其解析值与实测次表层暖水的深度、峰值大小及形状还有较大出入。这一方面是因为近年来北冰洋夏季次表层暖水频繁出现与海冰厚度和冰间水道面积比例的快速变化密切相关, 目前的解析方法还不能给出次表层暖水发展与海冰厚度和水道面积变化的定量关系; 另一方面海水湍扩散系数取值没有真实反映冰下海水的湍流扩散情况, 实际上冰下海水湍扩散系数随深度发生变化, 不能取统一值。针对这些问题, 作者将发展一个冰-海耦合热力柱模式, 对海冰厚度、水道面积比例、大气强迫值及湍扩散系数等形成次表层暖水因子展开定量研究, 进而对次表层暖水形成机制获得更加全面深入的认识。

北冰洋夏季次表层暖水现象涉及海冰变化、海气热通量交换及上层海洋湍扩散机制, 它是在北极快速变暖的背景下出现的, 将改变原有的海气热量收支平衡关系, 影响到北极的气候系统, 因此全面认识次表层暖水形成机制, 有助于揭示北极发生的快速变化的原因, 对于全球气候变化研究也具有深远意义。

## 1 北冰洋次表层暖水特征

以加拿大联合冰海研究计划(The Joint Ocean Ice

\* 国家自然科学基金重点基金资助项目, 40631006 号; 中国极地科学战略研究基金资助项目, 20070207 号; 863 计划课题资助项目, 2007AA09Z122 号。陈志华, E-mail: chen\_z\_hua@163.com

收稿日期: 2008-12-14, 收修改稿日期: 2009-03-16

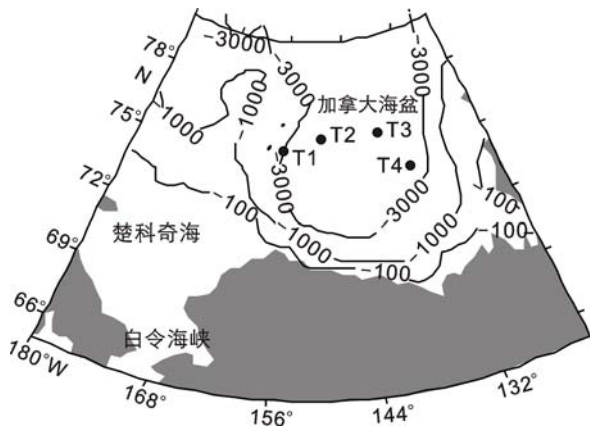


图1 JOIS leg3 中的 4 站点位置  
Fig.1 Locations of the four stations in JOIS leg3

Study, JOIS)2006 年第 3 阶段考察(后文简称 JOIS leg3)横跨加拿大海盆的 4 个站位(图 1)为例, 夏季上层暖水具有鲜明的双峰结构特征, 并且在相当大的空间范围内出现(图 2)。其中浅暖水峰是次表层暖水, 4 个站点虽然位置差别较远, 但浅暖水峰的温度极大值较为相近, 约  $-0.7$ , 深度约为 20 m, 说明次表层暖水形成与局部的太阳辐射加热有关。深暖水峰则是夏季太平洋盐跃层水(Steele *et al*, 2004), 温度极大值自西向东逐渐减小。

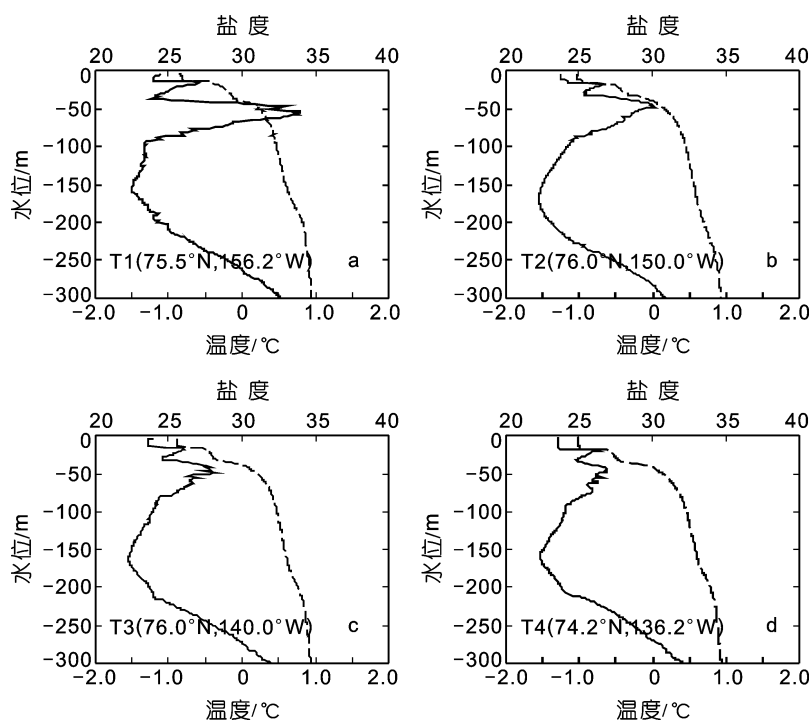


图2 JOIS leg3 考察 4 站点温盐结构  
Fig.2 Temperature and salinity of the four stations in JOIS leg3

次表层暖水有两个重要特点。第一个特点是, 次表层暖水似乎只发生在加拿大海盆, 在北冰洋的大西洋一侧很少被观测到。图 2 中温度双峰均对应着一个与各自深度相同的盐跃层, 因此, 推测发生在加拿大海盆的次表层暖水与该区域的盐跃层有关, 次表层存在较强的盐度跃层可能是次表层暖水形成的重要原因之一。

另一个特点是, 有关次表层暖水的报道都集中在 90 年代后期至今, 以往很少观测到次表层暖水。据此推测次表层暖水的发生与全球变暖的因素有关。随着全球气候变暖, 北极也发生了快速的变化, 气温持续升高、海冰的范围(Stroeve *et al*, 2007)和厚度(Rothrock *et al*, 1999)都在迅速地减小、中层水持续增暖(Zhao *et al*, 2005)等, 其中与次表层暖水关系最密切的因素是海冰厚度的减小和海冰密集度的降低, 这两个因素均导致进入海洋的太阳辐射能量增加, 促成次表层暖水的形成。

## 2 冰海耦合柱模式

海冰对太阳辐射的反照率远高于海水, 较大程度上阻碍了太阳辐射进入海洋; 因此海冰在北冰洋海气交换过程中起着较为重要的作用。为了研究次表层暖水的加热机制, 在 Maykut 等(1971)海冰热力模式的基础上建立了垂向一维冰海耦合柱模式。与 Maykut 等(1971)模式相比, 本模式耦合了上层海洋, 可以模拟上层海水温度; 冰底海洋热通量不再采用固定值  $2\text{W/m}^2$ , 而是根据最上层水温与冰底温差计算; 考虑了冰间水道的作用; 模式采用了较为稳定的隐式算法。模式结构见图 3, 一维柱网格包括冰、雪、上层海水和冰间水道。图 3 中  $A$  为冰间水道面积百分比,  $F_{s0}$  和  $F_{10}$  分别代表雪表面和水道表面的短波辐射净通量、长波辐射净通量、感热及潜热之和,  $F_{ib}$  和  $F_{lb}$  分别代表海冰和冰间水道底部海洋热通量,  $F_{c0}$  和  $F_{cb}$  分别表示海冰上下表面的热传导通量,  $F_{ob}$  是下层海洋热通量, 所有通量均向下为正。

海冰热力模式的基本方程是控制冰雪内部温度和热输送的一维时变热扩散方程(Maykut *et al*, 1971)。

$$\rho_i \left[ c_0 + \frac{L_0 \mu S(z)}{T_i^2} \right] \frac{\partial T_i}{\partial t} = \left[ k_0 + \frac{\beta S(z)}{T_i} \right] \frac{\partial^2 T_i}{\partial z^2} + \kappa_i I_0 \exp(-\kappa_i z) \quad (1)$$

其中 $\rho_i$ 是海冰密度, 取值 $917 \text{ kg/m}^3$ , 海冰比热容与温盐有关(Untersteiner, 1961; Ono, 1967),  $T_i$ 是海冰温度,  $I_0$ 是穿透海冰表面进入海冰内部的太阳辐射,  $\kappa_i$ 是太阳辐射在海冰中的衰减系数, 取值 $1.5 \text{ m}^{-1}$ ,  $c_0$ 和 $k_0$ 是纯冰的比热容和热传导系数, 分别取值 $2100 \text{ J/(kg}\cdot\text{K)}$ 和 $2.034 \text{ W/(kg}\cdot\text{K)}$ ,  $L_0$ 是纯冰在 $0^\circ\text{C}$ 的融化潜热, 取值 $3.34 \times 10^5 \text{ J/kg}$ ,  $\mu$ 和 $\beta$ 是经验常数, 各自取值 $0.054$ 和 $0.117 \text{ J}\cdot\text{m}^2/\text{kg}$ ,  $S$ 是海冰盐度。根据 Hibler (1979)冰密集度参数化方法来计算冰间水道面积百分比 $A$ 。

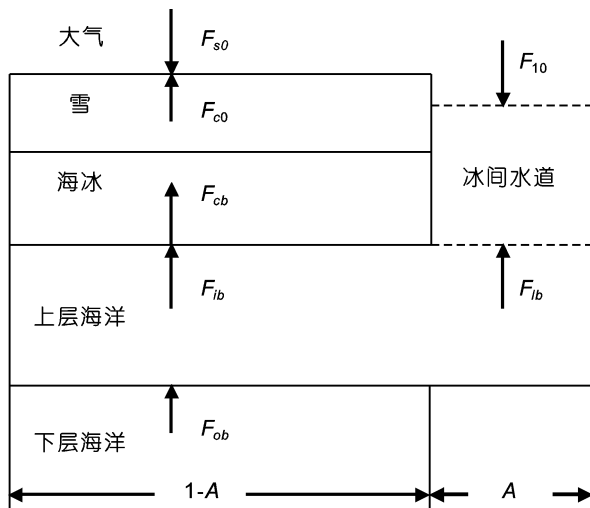


图3 模式结构示意图

Fig.3 Structure of the model

模式的海洋部分是建立在太阳辐射加热和表层冷却的物理机制(赵进平等, 2003)之上, 海水垂向热传导方程为:

$$\rho_w c_w \frac{\partial T_w}{\partial t} = \rho_w c_w k_T(z) \frac{\partial^2 T_w}{\partial z^2} + \lambda(F_{ip} + F_{lp}) \exp(-\lambda z) \quad (2)$$

式(2)中 $T_w$ 是水温,  $\rho_w$ 和 $c_w$ 分别是海水的密度和比热容, 分别为 $1024 \text{ kg/m}^3$ 和 $3986.5 \text{ J/(kg}\cdot\text{K)}$ ,  $\lambda$ 是海水的衰减系数, 取值 $0.05 \text{ m}^{-1}$ ,  $F_{ip}$ 和 $F_{lp}$ 分别为透过海冰和冰间水道的太阳辐射通量。海洋的上边界是海冰底部, 其温度保持冰点 $-1.5^\circ\text{C}$ 不变。Steele等(2004)研究表明, 在加拿大海盆水深 $150 \text{ m}$ 左右普遍存在温度较低冷水层, Shi等(2005)发现这一冷水层温度比较稳定, 最大差别为 $0.08^\circ\text{C}$ , 据此, 模式中上层海洋的底边界定于 $150 \text{ m}$ 深度, 底边界条件 $T_{ob}=-1.5^\circ\text{C}$ 。

垂向湍扩散系数 $k_T$ 是表征垂向热量混合及传输的重要物理量, 是海洋模式的重要参数。目前对北极冰下海水湍扩散系数的认识较少, 在选取数据的时候缺乏依据(张莹等, 2007)。冰下海水湍扩散系数 $k_T$ 较为复杂, Morison等(1985)研究发现,  $k_T$ 在表层 $0-25 \text{ m}$ 深度内较大; 张莹等(2007)研究表明, 冰下海水 $k_T$ 在深度 $0-24 \text{ m}$ 可达 $1.0 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ , 在 $25-60 \text{ m}$ 深度范围内数量级大约是 $1.0 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ 且均匀,  $60 \text{ m}$ 左右又开始增大。这里首先参考了张莹等(2007)湍扩散估计值, 最后通过数值实验与实测数据比较, 进一步确定 $k_T$ 的取值。

### 3 模式设置及验证

模式坐标 $z=0$ 固定在海冰上表面, 向下为正。海冰分为 $10$ 层, 雪为 $1$ 层。为了研究上层海水温度的精细时空结构特征, 海洋部分计算到 $150 \text{ m}$ 深度, 每层厚度为 $1 \text{ m}$ , 共 $150$ 层, 时间步长为 $8 \text{ h}$ 。模式差分方案借鉴了CICE 3.14(2006)较为稳定的隐格式算法。

模式强迫场利用了NCEP reanalysis2(1979—2005)资料, 为了能与其它模式或实测数据进行比较来验证模式的准确性, 模式强迫值选择了北极中部位置( $79.0^\circ\text{N}$ ,  $140.6^\circ\text{W}$ )月平均资料, 利用三次多项式插值到各时间计算点上。初始场主要物理量取值为: 冰厚 $5 \text{ m}$ , 雪厚 $0.3 \text{ m}$ , 海冰表层温度为 $-29^\circ\text{C}$ , 各层水温均取 $-1.5^\circ\text{C}$ 。模式从 $1$ 月 $1$ 日开始计算, 运行 $60$ 年后海冰厚度、上层水温等预测值均达到稳定状态。模式算出的海冰年平均厚度是 $2.88 \text{ m}$ , 与北极多年冰的典型厚度 $3 \text{ m}$ (Koerner, 1973; Bourke *et al*, 1987)较接近; 年最大雪厚为 $0.40 \text{ m}$ , 与IGY Station Alpha(Untersteiner, 1961)观测数据较吻合; 模拟的冰雪厚度年变化, 与Ebert等(1993)结果基本一致, 海冰表面融化始末时间分别是第 $181$ 天和第 $228$ 天(从 $1$ 月 $1$ 日开始), 与IGY Station Alpha(Untersteiner, 1961)实测的第 $180$ 天和第 $221$ 天比较接近; 进入上层海水的年平均太阳辐射通量和冰底海洋热通量分别是 $1.99 \text{ W/m}^2$ 和 $1.71 \text{ W/m}^2$ , 与 $1.62 \text{ W/m}^2$ 和 $1.77 \text{ W/m}^2$ (Ebert *et al*, 1993)基本一致。由此可见, 耦合模式较好地模拟了海冰厚度的年变化规律。

模拟的上层水温结构年变化(图4)显示,  $7-10$ 月出现显著的次表层暖水, 暖水核心层深度在 $30 \text{ m}$ 左右, 比实测值略深一点, 向上几乎扩展到海水表面。随着时间推移, 暖水向下延伸, 强度有所减弱。次年 $1-3$ 月仍有暖水残留的痕迹,  $4-6$ 月暖水基本消失,

由于北冰洋冬季的温盐资料非常匮乏,无法用实测资料与模式结果进行比较,因此模式算出冬季存在较弱次表层暖水的结果有待于用将来的实测资料进一步验证。模拟结果表明,夏季冰间水道面积比例最大约为0.09,大部分太阳辐射通量经过冰间水道进入上层海洋,时间集中在7—9月,次表层暖水形成时间与之完全一致,说明太阳辐射是形成次表层暖水的能量来源。模拟结果证明了太阳辐射加热和表层冷却形成次表层暖水。

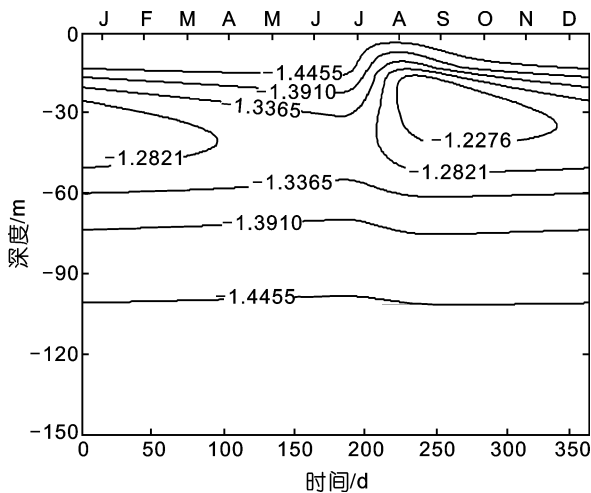


图4 上层海洋温度年变化特征

Fig.4 The annual temperature of the upper ocean

#### 4 次表层暖水形成机制的数值研究

以上实验虽然证实了太阳辐射和表层冷却是次表层暖水形成的原因,但影响次表层暖水的因子远不止这些,大气、海冰及海洋中的很多因素直接或间接地影响上层水温。由于大气、海冰及海洋之间相互作用较为复杂,要确定各因子作用大小较为困难,例如海冰处于大气和海洋之间,海冰厚度和密集度必然影响海气热量交换程度,进而影响上层水温结构,而海冰厚度和密集度又受大气和海洋因素的影响,通过数值实验可以系统研究各因子的作用,进而揭示次表层暖水与气候变化的内在联系。

##### 4.1 海冰厚度、冰间水道及冰藻在次表层暖水形成过程中的作用

北冰洋次表层暖水具有显著的区域性和季节性特点,猜测次表层暖水可能与一些存在区域差别的因素关系密切,例如海冰厚度、冰间水道面积存在较大的区域差异;在某些营养盐丰富、阳光充足的海区,冰下还生有冰藻。因此有必要研究哪些海区可以形成

次表层暖水结构,并确定海冰厚度、冰间水道等因子的作用,针对这些情况,把研究海区分为6种类型(表1)。其中,以1 m厚度来界定厚冰与薄冰,在数值实验中,各海区的强迫场和运算时间均相同,预测不同区域的水温、平均冰厚及透入海洋的太阳辐射通量等物理量,通过实验分析,明确冰厚和冰间水道等因素在次表层暖水形成过程中的作用。

表1 海区分类

Tab.1 Marine divisions of the study areas

厚冰区(无水道,无冰藻)
厚冰区(有水道,无冰藻)
薄冰区(无水道,有冰藻)
薄冰区(无水道,无冰藻)
薄冰区(有水道,无冰藻)
开阔水(无海冰,无冰藻)

数值实验条件如下:选取北极中部地区夏季大气参数为特定的强迫值,太阳辐射通量为 $328 \text{ W/m}^2$ 、长波辐射通量为 $270 \text{ W/m}^2$ ,气温为 $-2^\circ\text{C}$ ,风速为 $5 \text{ m/s}$ ,比湿为 $2.8 \times 10^{-3}$ ,融雪和融冰反照率 $\alpha_s$ 和 $\alpha_i$ 分别取值0.65和0.5(Ebert *et al.*, 1993),初始条件各层水温均取 $-1.5^\circ\text{C}$ ,各海区的计算时间均为一个月。实验结果表明(图5):在以上特定强迫条件下,厚冰区I没有次表层暖水;有冰间水道的厚冰区II、有冰藻的薄冰区和无冰间水道的薄冰区IV仅有较弱的次表层暖水;有冰间水道的薄冰区和开阔水区有较强的次表层暖水。

模式结果表明,太阳辐射在厚冰中衰减较大,随着海冰变薄,透过海冰进入海洋的太阳辐射则明显增多。例如,在以上特定强迫条件下,当平均冰厚为 $2.8 \text{ m}$ 时,透过冰层的太阳辐射通量仅有 $0.34 \text{ W/m}^2$ ,但是当平均厚度降为 $0.85 \text{ m}$ 时,透过海冰进入海洋的太阳辐射通量可达到 $7.17 \text{ W/m}^2$ 。在夏季上层海水温度与穿透海冰进入海洋的太阳辐射通量密切相关,例如,当冰厚为 $0.5 \text{ m}$ ,穿透海冰进入海洋的太阳辐射为 $21 \text{ W/m}^2$ ,最大水温为 $-1.26^\circ\text{C}$ ;如果冰厚减小到 $0.1 \text{ m}$ ,这两个量分别增大到 $58 \text{ W/m}^2$ 和 $-0.85^\circ\text{C}$ 。海冰厚度对上层水温产生重要影响,随着海冰厚度显著减小,进入海洋的太阳辐射通量显著增加,次表层海水温度明显升高。由此可见,薄冰是形成次表层暖水的重要条件之一。

海水具有较好的透光率,冰间水道必然使更多的太阳辐射进入海洋。模式结果显示:在以上特定强

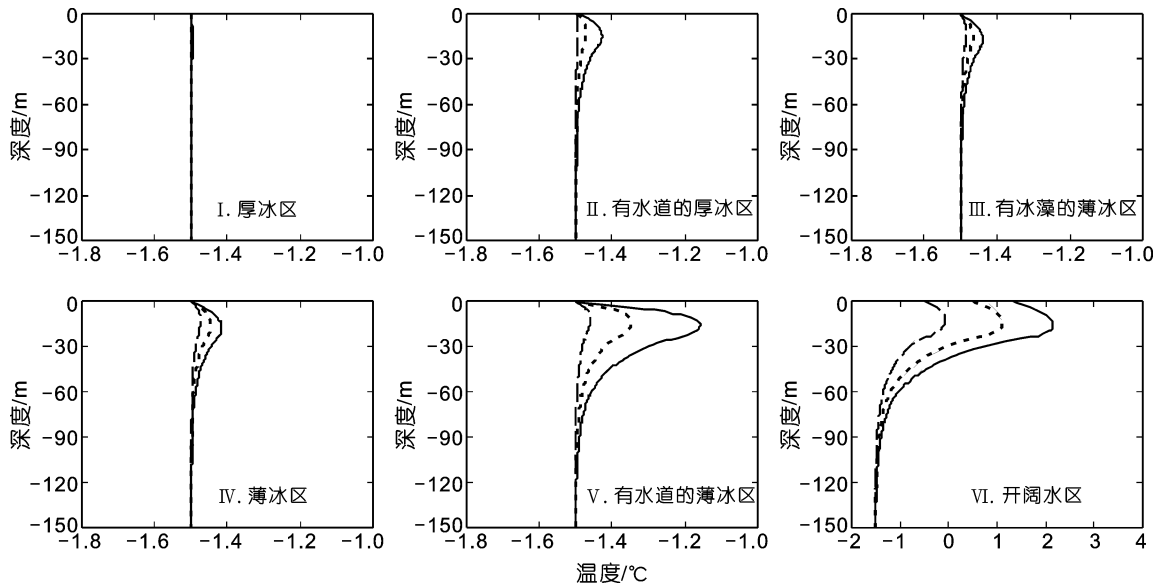


图 5 不同海区的上层水温(曲线间隔 10 天)

Fig.5 Temperatures of the upper ocean in different areas(interval of lines: 10 days)

迫条件下的厚冰区, 有冰间水道时进入海洋的太阳辐射是无冰间水道时的 16 倍, 在薄冰区这个比值约为 4 倍; 从图 5 和 可以看出, 由于冰间水道的存在, 使薄冰区的水温大幅度提高。在上述实验条件下, 冰厚为 1.5 m 时, 进入海洋的太阳辐射通量与冰间水道面积百分比  $A$  基本呈线性递增关系,  $A$  每增加 0.1, 进入海洋的太阳辐射通量就会增加  $27 \text{ W/m}^2$ , 次表层最大水温相应增大  $0.15$  左右。这些结果表明, 冰间水道也是形成次表层暖水的重要条件之一。实际观测到存在大量次表层暖水的海区无一例外地都处于海冰边缘区, 薄冰和冰间水道相间的物理条件为次表层暖水的形成创造了条件。

冰下海藻会吸收一部分太阳辐射, 2008 年白令海冰下海洋光学和生物群落对热吸收的影响(Optics under sea ice and heat absorption impacted by bioprocess)考察数据表明, 某些站点的冰藻光吸收率可达 0.55。在上述实验条件下, 冰藻光吸收率取该值时, 透入上层海洋的太阳辐射仅有  $4.5 \text{ W/m}^2$ , 上层海水最大温度只有  $-1.44$ , 与初始值  $-1.5$  相差很小, 基本没有形成次表层暖水(图 5)。由此可见, 在春季, 冰藻实际上阻碍了太阳辐射进入上层海洋, 不利于上层海洋水温升高。晚春时节, 随着上层海水中营养物质被耗尽, 冰藻脱离海冰进入海水, 次表层暖水才得以形成。

对于无冰的开阔水海区, 在上述实验条件下, 进入海洋的平均太阳辐射可以达到  $290 \text{ W/m}^2$ , 如果气

温很低且没有风生混合, 次表层暖水将快速形成。在给定的计算条件下, 次表层水温每 10 天即可升高  $1$  左右(图 5)。JOIS leg3 在开阔水区域站点 ( $71.40^\circ\text{N}$ ,  $142.1^\circ\text{W}$ )发现较强的次表层暖水, 温度峰值接近  $5$ , 表明无冰开阔水域在太阳辐射加热和表层冷却条件下确实可以形成次表层暖水。但是, 当风生混合过程发生后, 不能形成次表层暖水结构, 取而代之的是上混合层-跃层结构。

海冰变薄和冰间水道面积增大是次表层暖水形成的重要条件, 随着全球气候变暖, 夏季海冰快速融化导致海冰厚度减小、开阔水面积增大, 北冰洋次表层暖水现象将会持续增强。

#### 4.2 大气强迫因子在次表层暖水形成过程中的作用

大气强迫场在海气交换过程中起着举足轻重的作用, 入射的太阳辐射作为次表层暖水形成的主要能量来源, 自然在次表层暖水形成过程中起着重要的作用; 同时, 长波辐射、气温、比湿等其他强迫因子对上层水温也可能产生一定的影响。

采用前述的强迫值为标准值, 调整入射太阳辐射通量、入射长波辐射通量、气温、比湿等主要强迫值, 研究上层水温、冰厚和密集度对各个强迫值的敏感程度。实验结果表明(表 2), 在各强迫值中入射长波辐射对冰厚、密集度和上层水温的影响最大; 其次是入射的太阳辐射和气温, 入射的太阳辐射增加 10% 与气温增加  $2$  作用相当; 比湿的作用相对较小。

各强迫值虽然对次表层暖水的形成都有贡献,

表 2 对强迫值的敏感性  
Tab.2 Sensitivity to external forcing

变 量	标准值	太阳辐射+10%	长波辐射+10%	比湿+10%	气温+2
开始冰厚 (m)	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
最后冰厚 (m)	2.67	2.52	2.40	2.61	2.49
开始密集度	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
最后密集度	0.95	0.93	0.90	0.94	0.92
最大水温 ( )	-1.43	-1.38	-1.35	-1.41	-1.38
进入海洋太阳辐射(W/m <sup>2</sup> )	5.37	9.10	11.43	6.81	9.34

但却有实质的差别,入射的太阳辐射是形成次表层暖水的直接热源,是次表层暖水形成的根本原因。以上分海区实验结果表明,如果没有太阳辐射进入上层海洋,则不能形成次表层暖水;长波辐射、气温、比湿等其他大气因子通过改变海冰厚度和密集度对上层水温产生一定作用,它们对次表层暖水的强度起着间接的调节作用。

随着全球气温变暖,北极气候发生了相应变化,大气强迫因子的变化导致海冰厚度和面积减小,进入海洋的热通量不断增加,使上层水温持续升高,变暖的海洋必将向大气反馈更多的热量,这种正反馈作用加强了海气能量交换,次表层暖水现象是北极海气交换快速变化的一个重要标志。

#### 4.3 上层海洋湍扩散系数的作用及实验估计

前面的实验算出的次表层暖水结构与实际观测的特征还存在较大差别,计算的垂直结构是光滑连续的函数形式,而实际发生的次表层暖水峰值呈现尖峰形状。这可能是垂向湍扩散系数  $k_T$  取值不合理造成的,实际上,  $k_T$  有显著的垂向变化,海冰漂移引起的摩擦导致近表层取值较高,向下逐渐减弱(张莹等, 2007); 夏季海冰大量融化,使上层海水盐度大幅度降低,由于较强的盐度梯度(图 2),次表层处形成较强的密度跃层,强跃层的存在直接抑制了垂向热湍扩散。通过数值模式研究各部分  $k_T$  对水温的影响,并将模式结果与实测资料比较,进一步确定冰下上层海水中  $k_T$  的垂向分布。

模式仍在上述夏季强迫值下,计算时间为 2 个月,保持表层深度在 20 m 以浅,分别调整表层和次表层湍扩散系数  $k_{sur}$  和  $k_{sub}$ , 研究湍扩散系数对上层水温的作用,并确定  $k_{sur}$  和  $k_{sub}$  的大小。结果显示(图 6),垂向湍扩散系数对水温结构影响很大,当表层  $k_{sur}$  和次表层  $k_{sub}$  分别为

$5.0 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  和  $1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$  时,模拟的次表层暖水结构与实测结果(图 6d)中浅暖水峰接近。由此可见,冰下表层海水湍扩散系数在  $5.0 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  左右,与 Morison 等(1985)研究结果一致,次表层处海水湍扩散系数在  $1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$  左右。Zhang 等(2007)运用耦合模式研究垂向混合对北冰洋环流作用时发现,当盐度湍扩散背景系数取值为  $1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$  时,模拟结果与实测结果比较接近,而早期模式中  $k_T$  的数量级一般是  $1.0 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ (Fichefet *et al*, 1988)。

北冰洋夏季融冰生成较多淡水积聚在表层,与下面盐度较大的海水之间形成较强的密度跃层,致使  $k_T$  迅速减小,导致较多的太阳辐射积聚在 20 m 深度附近形成较强的次表层暖水峰,JOIS leg3 所观测到的大量的次表层暖水现象,就是在这种条件下形成的。

## 5 结果与讨论

利用 JOIS leg3 实测数据,分析了北冰洋加拿大海盆上层海水温度结构特征,结果表明,在 20 m 左

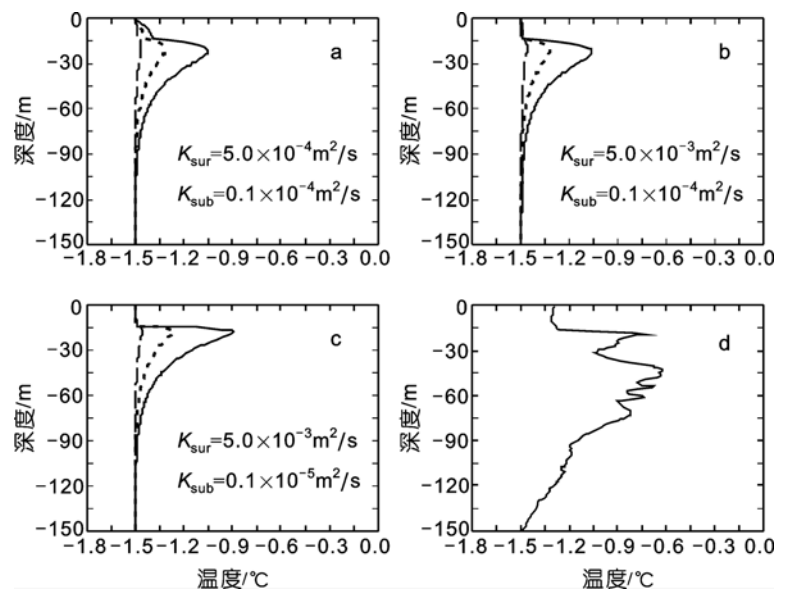


图 6 水温与湍扩散系数的关系(曲线间隔为 20 天)

Fig.6 Dependences of temperature on eddy diffusivity (interval of lines: 20 days)

右深度的次表层形成温度峰值。针对在海冰覆盖区域普遍发生的次表层暖水现象,建立了冰海耦合的一维柱形模式,对次表层暖水的垂向结构和形成机制进行了研究和模拟,取得了以下主要结果:

文中建立了垂向一维冰海热力耦合柱模式,成功模拟了北冰洋的次表层暖水现象,结果表明:次表层暖水最大水温位于 20—40 m 深度范围内,主要出现在太阳辐射较强的 7—10 月,嗣后逐渐减弱,这与观测结果基本一致。冬季仍有次表层暖水残留的痕迹,这个结果有待于将来实测资料的进一步验证。模拟结果证实了次表层暖水是太阳辐射加热和表面冷却的共同作用结果,进一步明确了北冰洋次表层暖水的形成机制。

数值实验结果表明,海冰厚度和冰间水道面积是影响次表层暖水形成的关键因素。厚冰区不能生成次表层暖水,只有在薄冰、冰间水道和开阔水的情形,才能有大量太阳辐射进入上层海洋,这是形成次表层暖水的重要条件。近年来次表层暖水现象有逐年增加的趋势,与加拿大海盆区海冰面积、密集度和厚度的普遍减少有密切关系。

通过对大气各强迫因子的敏感实验发现,太阳辐射是形成次表层暖水的根本原因;此外,大气的长波辐射、温度和比湿等因子也间接影响着次表层暖水的强弱程度。

次表层暖水的形成与海水的垂向湍扩散强弱关系密切。冰下海水的垂向湍扩散系数在垂直方向上是不均匀的,由于缺乏直接观测,冰下海水的湍扩散系数难以确定。本文中建立的模式可通过与实测数据拟合确定湍扩散系数,得到冰下表层海水的湍扩散系数为  $5.0 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  左右,次表层海水湍扩散系数迅速降低到  $1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ ,表明跃层导致稳定性增大,并由此引起的湍扩散系数突变是次表层暖水出现尖峰特征的关键因素。

致谢 本文中所用数据来自加拿大联合冰海研究计划(JOIS)2006 年第 3 阶段考察,谨致谢忱。

### 参 考 文 献

- 王 翠, 赵进平, 2004. 夏季北冰洋无冰海域次表层暖水结构的形成机理. 海洋科学进展, 22(2): 130—137
- 张 莹, 赵进平, 史久新, 2007. 加拿大海盆冰下表层海水湍扩散系数估计. 中国海洋大学学报, 37(5): 695 - 703
- 赵进平, 史久新, 矫玉田, 2003. 夏季北冰洋海冰边缘区海水温盐结构及其形成机理. 海洋与湖沼, 34(4): 375—388

- Bourke R H, Garrett R P, 1987. Sea ice thickness distribution in the Arctic Ocean. Cold Reg Sci Technol, 13: 259—280
- Ebert E E, Curry J A, 1993. An intermediate one dimensional thermodynamic sea ice model for investigating ice-atmosphere interactions. J Geophys Res, 98: 10085—10109
- Fichefet T H, Garspar P H, 1988. An model study of upper ocean-sea ice interactions. J Phys Oceanogr, 18: 181—195
- Hibler W D , 1979. A dynamic thermodynamic sea ice model. J Phys Oceanogr, 9: 815—846
- Koerner R M, 1973. The mass balance of the sea ice of the Arctic Ocean. J Glaciol, 12: 173—185
- Maykut G A, Mcphee M G, 1995. Solar heating of the Arctic mixed layer. J Geophys Res, 100 : 24691—24703
- Maykut G A, Untersteiner N, 1971. some results from a time dependent thermodynamic model of sea ice. J Geophys Res, 76, 1550—1575
- Mcphee M G, Stanton T P, Morison J H *et al*, 1998. Freshening of the upper Ocean in the Arctic: Is perennial sea ice disappearing? Geophys Res Lett, 25: 1729—1732
- Morison J H, Long C E, Levine M D, 1985. Internal wave dissipation under sea ice. J Geophys Res, 90: 11959—11966
- Ono N, 1967. Specific heat and heat of fusion of sea ice. In: H Oura. Physics of Snow and Ice, Vol. 1. Hokkaido, Japan: Inst Low Temp Sci. 599—610
- Rothrock D A, Yu Y, Maukut G A, 1999. Thinning of Arctic Sea-Ice Cover. Geophys Res Lett, 26(23): 3469—3472
- Shi Jiuxin, Cao Yong, Zhao Jinping *et al*, 2005. Distributions of Pacific-origin waters in the region of the Chukchi Plateau in the Arctic Ocean in the summer of 2003. Acta Oceanologica Sinica, 24(6): 12—24
- Steele M, Morion J, Ermold W *et al*, 2004. Circulation of summer Pacific halocline water in the Arctic Ocean. J Geophys Res, 109, C02027, doi: 10.1029/2003JC002009
- Stroeve J, Holland M M, Meier W *et al*, 2007. Arctic sea ice decline: Faster than forecast. Geophys Res Lett, 34, L09501, doi: 10.1029/2007GL029703
- Untersteiner N, 1961. On the mass and heat budget of Arctic sea ice. Arch Meteorol Geophys Bioklimatol, Ser A, 12: 151—182
- Zhang J, Steele M, 2007. The effect of vertical mixing on the Atlantic water layer circulation in the Arctic Ocean. J Geophys Res, 112, C04S04, doi:10.1029/2006JC003732
- Zhao Jinping, Gao Guoping, Jiao Yutian, 2005. Warming in Arctic intermediate and deep waters around Chukchi Plateau and its adjacent regions in 1999. Science in China, Ser. D, 48(8): 1312—1320

## THE THERMODYNAMICS OF SUBSURFACE WARM WATER IN THE ARCTIC OCEAN

CHEN Zhi-Hua, ZHAO Jin-Ping

*(Key Lab of Polar Oceanography and Global Ocean Change, Ocean University of China, Qingdao, 266100)*

**Abstract** Subsurface Warm Water (SWW) is a phenomenon frequently observed in the most part of Canadian basins, which presents a temperature peak under sea ice at the depth of 20 m. A thermodynamically coupled sea ice-upper ocean column model was developed in this paper to examine the thermodynamics of SWW. Using this model, the SWW was numerically simulated and proved successful. The result is consistent with the observed results. The mechanism of the SWW formation was proved able to generate by both solar radiation heating and surface cooling. It is verified that the solar radiation is the dominant energy source. Meanwhile, long-wave flux, air temperature, and atmospheric humidity play important roles in determining the relative intensity of SWW. As the solar energy would be obstructed from thick ice, SWW is formed on the areas of thin ice, leads, and still open water. The simulation result of typical sharp peak of SWW agrees well with the observational ones. The variation was about  $5.0 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  beneath the sea ice, and dropped sharply to  $1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$  in subsurface layer, indicating that the peak of SWW was caused by the stratification of halocline.

**Key words** Subsurface warm water, Couple column model, Solar radiation, Sea ice, Leads, Vertical eddy diffusivity