

## 南极冰架-海洋相互作用研究综述

史久新

(中国海洋大学海洋与大气学院, 山东 青岛 266100;  
青岛海洋科学与技术国家实验室, 山东 青岛 266237)

**提要** 本文介绍了近期南极冰架-海洋相互作用的研究进展。冰架底部融化速率大于前缘崩解通量, 成为南极冰盖质量损失的首要途径。冰架下的海洋按照底部融化驱动因素的不同, 可以分为由高密度陆架水驱动的冷冰腔和由变性绕极深层水驱动的暖冰腔。威德尔海的菲尔希纳-龙尼冰架和罗斯海的罗斯冰架属于冷冰腔, 占南极冰架总面积的2/3, 却只贡献了15%的净融化; 东南太平洋扇区阿蒙森海和别林斯高晋海等若干属于暖冰腔的小型冰架, 虽然只占南极冰架总面积的8%, 却贡献了超过一半的冰架融水。以往看做冷冰腔的东南极托滕冰架和埃默里冰架, 也相继发现有变性绕极深层水进入冰腔并造成底部融化。冰架对海洋有冷却和淡化的作用。冷冰腔输出的冰架水具有海洋中最低的温度, 对南极陆架水性质乃至南极底层水的形成都有影响。冰架融化加剧, 可能是近期观测到的南极底层水淡化的原因。

**关键词** 冰架 底部融化 冰腔 冰架水 南极

doi: 10.13679/j.jdyj.20180046

### 0 引言

冰架是陆地冰川入海后浮在海上的部分。由于格陵兰冰盖的外缘已经几乎全部退缩到海岸线以内, 目前地球上大多数冰架位于南极。南极洲超过一半的海岸线上存在冰架(图 1), 冰架的面积占到南极冰盖总面积的 11%<sup>[1]</sup>。冰架下面有冰川融化后形成的、充满海水的洞穴, 称为冰腔(cavity)。这是海洋中非常特殊的一部分, 其上表面不能与大气直接接触, 且位于海平面之下数百甚至上千米的深度。冰腔中的热力和动力环境不同于通常海域, 有着特殊的“冰泵”过程<sup>[2]</sup>。由此产生的冰架水对南极近岸海域的水团性质变化以至南极底层水的形成都有重要影响<sup>[3]</sup>。由于冰架的阻碍, 冰腔是观测最少的海域<sup>[4]</sup>。海洋的最南端并非船舶能够到达的威德尔海或罗斯海的 78°S 附近, 而是向南延

伸到 85°S, 在菲尔希纳-龙尼冰架以及罗斯冰架之下仍有大片人类未曾涉足的海域。

冰架造成了其下海洋的特殊性, 海洋反过来也对冰架产生作用。由于南极洲绝大部分地区的气温常年在冰点以下, 冰川的表面融化非常有限, 南极冰盖最终多以两种方式进入海洋: 冰架底部的融化或冰架前缘崩解(calving)为冰山, 进而在漂移过程中融化<sup>[5]</sup>。虽然冰架和冰山已经浮在海中, 其融化并不会造成海平面的上升, 但沿岸的冰架一旦发生大规模融化或崩解, 对后端陆地冰川的支撑作用将减弱, 造成冰川加速入海<sup>[6]</sup>。南极冰盖的融化对海平面上升有重要贡献<sup>[7]</sup>, 而海洋过程则通过影响冰架而控制着南极冰盖的稳定性<sup>[5]</sup>。最近的几十年中, 南极冰盖从整体上而言是质量损失的, 最大的损失出现在西南极的阿蒙森海和别林斯高晋海<sup>[8]</sup>。冰量损失主要归因于暖水进入冰腔, 造成冰架底部融化加剧<sup>[9]</sup>, 使得起

[收稿日期] 2018 年 3 月收到来稿, 2018 年 8 月收到修改稿

[基金项目] 国家重点研发计划(2018YFA0605701)、青岛海洋科学与技术国家实验室鳌山科技创新计划重大项目资助

[作者简介] 史久新, 男, 1969 年生。研究方向为极地物理海洋学。E-mail: shijuxin@ouc.edu.cn

支撑作用的冰架变薄<sup>[6]</sup>, 接地线后退<sup>[10]</sup>。

随着海平面上升等全球变化问题日益受到关注, 南极冰架-海洋相互作用研究得到重视并取得了长足的进步。本文拟对相关研究进展进行总结,

包括冰腔中的海洋过程、冰架底部冻融与前缘崩解以及相应的观测与数值模拟方法, 以供相关的研究参考。由于国内已有数篇针对冰架的研究综述<sup>[11-13]</sup>, 本文将重点放在冰架下海洋部分的介绍。

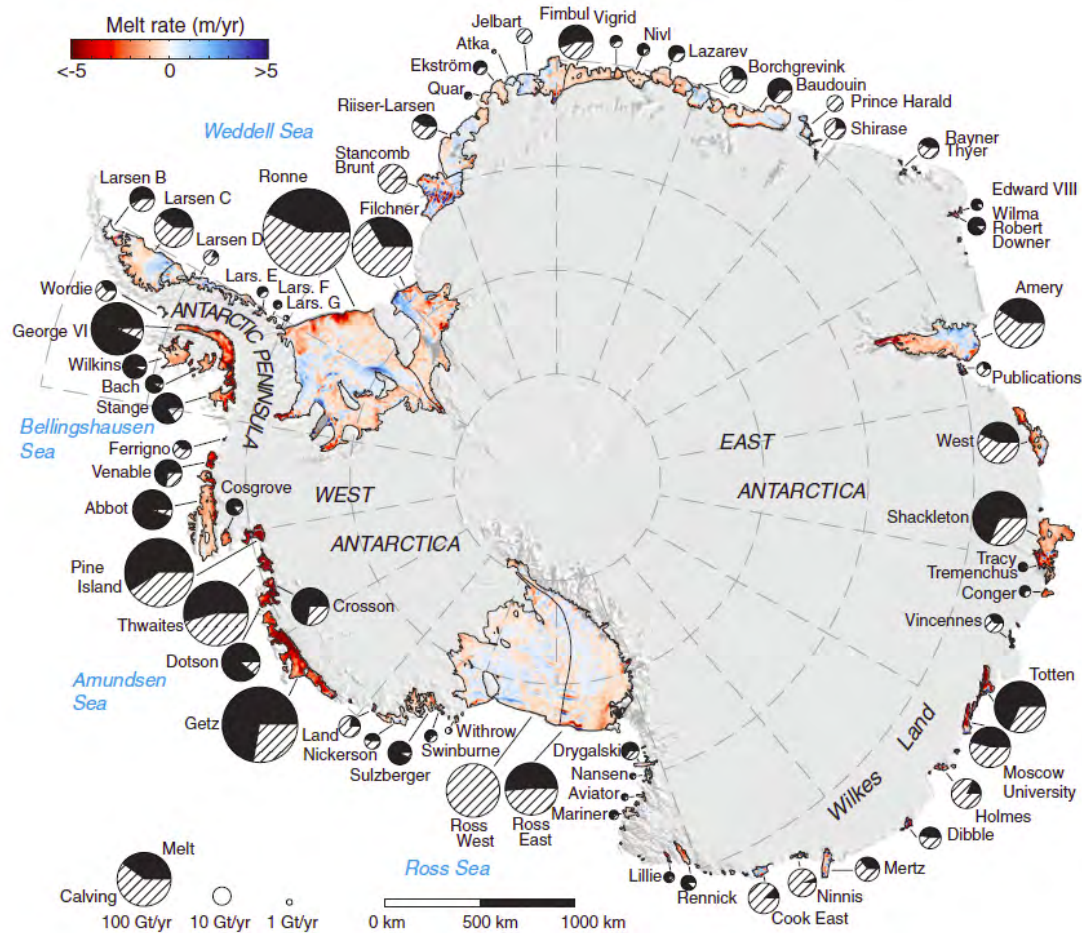


图 1 南极冰架外缘线(黑色实线)、冰架底部融化速率分布(色标)以及每个冰架的底部与前缘质量损失的速率(分别用圆圈中的黑色与斜线区域面积表示)<sup>[8]</sup>

Fig.1. Antarctic ice shelf perimeters (black lines), basal melt rate distributions (color coded) and mass loss rate (circle graphs) from basal melting (black fill) and iceberg calving (hatch fill)<sup>[8]</sup>

## 1 冰腔中的海洋过程

冰架与海洋交界面的温度通常保持在冰点, 而冰架上表面的温度则与气温相近, 在大多数时间里远远低于冰点, 由此在冰架内部形成了下热上冷的垂向温度变化。因此, 冰架对其下的海洋通过热传导产生冷却作用。这个作用几乎是一直持续的, 这是冰架对海洋产生的重要作用之一。另外一个重要作用是因冰架融化而对海洋注入了

淡水。当然, 这个作用是相互的, 也可以描述为海洋造成了冰架的融化。冰架底部融化的海洋过程可分为三种类型<sup>[14]</sup>(图 2)。

1. 冷冰腔: 冬季冷却和结冰析盐使表层水密度增加, 出现垂向对流, 最终形成深达陆架底层的高密度陆架水(Dense Shelf Water, DSW), 又称高盐陆架水(High Salinity Shelf Water, HSSW)。南极陆架地形通常是从冰架前缘至接地线加深的, DSW 可以沿着海底流入冰腔深处, 甚至一直流到冰架接地线附近(如默茨冰川舌<sup>[15]</sup>、埃默里冰架<sup>[16]</sup>)。由于

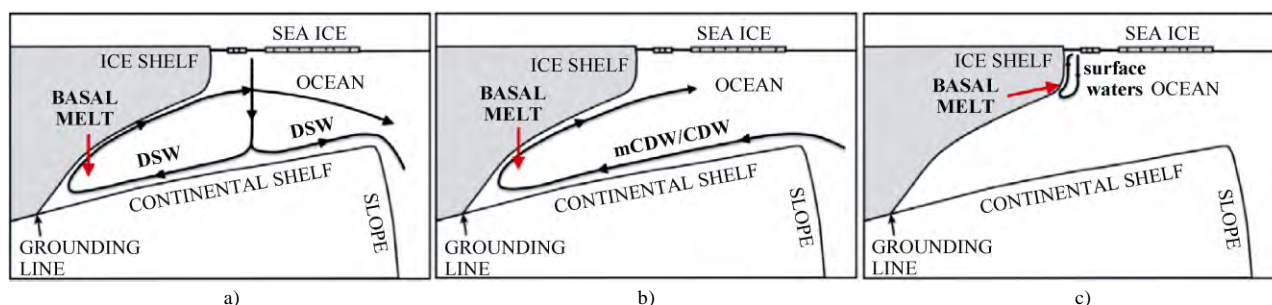


图2 三种类型的冰架底部融化. a)由冷的高密度陆架水(DSW)驱动; b)由暖的(变性)绕极深层水(mCDW/CDW)驱动; c)由表层水驱动<sup>[15]</sup>

Fig.2. Three modes of ice shelf basal melting. a) Mode 1 is driven by cold Dense Shelf Water (DSW), b) Mode 2 by warm (modified) Circumpolar Deep Water (mCDW/CDW), and c) Mode 3 by surface waters<sup>[15]</sup>

海水冰点随着深度增加而降低,深度超过百米的接地线附近的冰点要低于海面处的冰点,因此温度在海面冰点附近的 DSW 会造成那里的冰架融化。融冰水的加入,使得海水盐度降低、密度减小,在浮力作用下,形成贴着冰架底部上升的羽流。这支羽流在上升过程中,持续受到冰架的冷却作用;同时,随着深度的减小,冰点会升高。在特定的深度会达到结冰条件,羽流中出现悬浮的冰晶;冰晶上浮后,积累在冰架底部,形成海洋冰(marine ice)。羽流因受到冷却以及可能出现的结冰析盐而增密,当密度与周边海水相同时,就停止上升,从该深度流出冰架,形成冰架水(Ice Shelf Water, ISW)。ISW 因在冰腔中受到额外的冷却,温度可能低于海面处的冰点,成为其重要识别标志<sup>[17]</sup>。DSW 在冰腔中的垂向运动是由热盐驱动的,形成翻转环流,即所谓“冰泵”<sup>[2]</sup>。在冰泵的作用下,冰架底部通常在接地线附近发生融化,在较浅的位置出现再冻结。不过,受到冰腔中水平方向环流以及冰架底部形状的诱导,出现融化和冻结的位置还会有更加复杂的变化(图 1)。

2. 暖冰腔: 绕极深层水(Circumpolar Deep Water, CDW)是南大洋体积最大的水团,也是除去夏季增温的表层水之外,南极近岸海域温度最高的水团。某些海域的 CDW 能够上升到南极周边的陆架上,由于与陆架水发生了混合,被称为变性绕极深层水(modified CDW, mCDW)。虽然其核心温度已有所降低,但进入冰腔的 mCDW 仍然会高于局地冰点,从而直接造成冰架底部的融化。

3. 表层水引起的融化 这是较暖的夏季表层暖水与冰架前缘直接接触而引起的融化,潮汐和

风生混合会对这部分融化起到促进作用。由于表层的冰点较高,而且即使在夏季,南极沿岸表层水的温度也不会太高,因而这部分融化比较小,且集中在夏季。对于接地线比较浅的冰架,表层暖水造成的冰架前缘附近融化可能会超过接地线附近的融化。

在这三种类型中,表层水引起的融化几乎出现在所有冰架中,在一些冰架的融化中还起了主要作用,如威德尔海的菲尔希纳-龙尼(Filchner-Roone)冰架<sup>[18]</sup>、芬布尔(Fimbul)冰架<sup>[19]</sup>、罗斯海的罗斯冰架<sup>[20]</sup>和麦克默多冰架<sup>[21]</sup>;而另外两种类型则需要特定的环境。由于 mCDW 通常是南极近岸海域最暖的水,又是在表层以下的深度进入冰腔,该深度的冰点低于表层冰点,从而形成了 mCDW 与局地冰点之间较大的温差,因此暖冰腔中的融化是最显著的。CDW 上升到陆架上是暖冰腔的必要条件,因南极绕极流的流轴在太平洋扇区的东部偏南最甚,有利于 CDW 上升到陆架上,这一区域的西南极阿蒙森海和别林斯高晋海的众多冰架都属于暖冰腔<sup>[8]</sup>。其中,阿蒙森海的派恩岛(Pine Island)冰架最为突出,到达接地线附近的 mCDW 比那里的冰点高 3°C,造成最大规模的冰架底部融化<sup>[10]</sup>。宽阔的陆架适于形成和积累密度较大的 DSW,并且不利于 CDW 前进到冰架前缘,因此南极洲的 3 大凹进海湾——威德尔海、罗斯海和普里兹湾中的大型冰架,即菲尔希纳-龙尼冰架、罗斯冰架和埃默里冰架,都有显著的冷冰腔型融化。

一个冰架下也可能出现冷冰腔和暖冰腔两种类型的融化。由于冰点随深度增加而降低,对于一个冷冰腔型的冰架而言,最大的融化通常出现在冰

架底部最深处,即接地线附近;对于一定的海洋温度(陆架水的温度多在接近海表面冰点的 $-1.8^{\circ}\text{C}$ ),冰架的接地线越深,受到的可用于融化的热力强迫就越高。最深的冰架接地线在东南极,托滕(Totten)冰架和埃默里冰架的接地线分别为 2 100 m 和 2 400 m<sup>[22]</sup>。就这一点而言,这两个冰架下应该有着典型的冷冰腔过程<sup>[15]</sup>。近期的冰架钻孔和海豹 CTD(温盐深仪)的观测数据,证实了埃默里冰架下存在由 mCDW 引起的融化<sup>[23]</sup>(具体介绍见第 5 节),即出现了冷冰腔型融化和暖冰腔型融化共存的情况。近期的冰川学观测表明,托滕冰川在过去的 20 年中退缩、变薄、损失质量<sup>[24]</sup>。托滕冰架底部融化速率在  $10\text{--}18\text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$ ,是东南极最高的,仅次于西南极阿蒙森海和别林斯高晋海的冰架<sup>[8,25]</sup>。之前的海洋数值模拟结果显示,托滕冰架融化速率与附近冰间湖的变化存在相关,曾将托滕冰架底部融化增强归因于进入冰腔的冰间湖冷水减少<sup>[26]</sup>。最近在冰架前缘的观测却发现真正的原因在于流入冰腔的 mCDW<sup>[27-28]</sup>。托滕冰架前缘的观测估算出有  $0.22\pm 0.07\text{ Sv}$  的暖水通过一条新近发现的深水道进入冰腔,足以引起最近观测到的底部融化<sup>[27]</sup>。夏季的观测显示, mCDW 遍布于陆架区的底层,上面为接近冰点的冬季水,并没有高密度陆架水<sup>[28]</sup>。这类温盐结构更接近西南极的阿蒙森海和别林斯高晋海,说明托滕冰架下应该以暖冰腔型融化为主。对 2001—2014 年间托滕冰架冰流速度与周边海域表面风应力的相关分析发现,陆架坡折附近出现上升流异常的 19 个月之后,冰架上的流动就会加速<sup>[29]</sup>。这从另外一个侧面证明了上升到陆架的 mCDW 对托滕冰架的变化有决定性的影响。

冰架底部融化造成的淡水输出,部分地抵消了冰间湖中结冰析盐造成的盐通量,阻碍 DSW 的形成<sup>[30]</sup>,也减弱了深对流,使得到达陆架的暖水向大气损失的热量较少,因而能够进一步驱动冰架底部的快速融化。上述托滕冰架以及阿蒙森海的多特森(Dotson)冰架和盖茨(Getz)冰架,都是这种情形<sup>[31]</sup>。冰架底部融化向海洋输入淡水,不仅会改变周边的陆架水性质,也会随着进一步的运移产生更加深远的影响。研究表明,最近几十年在南大洋印度洋扇区和太平洋扇区观测到的南极底层水淡化,可以归因于其上游冰架底部融化的增强<sup>[33-34]</sup>。mCDW 和表层暖水造成的融化,能使表

层水变淡,增强了原本层化较弱的上层水体的稳定性<sup>[35]</sup>。耦合气候模式的结果表明,南极冰架融水在表层累积,形成冷而淡的表层,将下面较暖的 CDW 隔离,减小了用于融冰的向上海洋热通量,这可能是最近 30 年南极海冰范围增加的原因<sup>[36]</sup>。在气候模式中额外加入冰架融水,确实能使南极海冰的长期变化趋势由负转正<sup>[37]</sup>。然而,用实测的冰川融化造成的淡水强迫进行数值实验,计算出的海冰增加趋势很小<sup>[38]</sup>,并且模拟不出与实际相符的区域性差异<sup>[39]</sup>。因此,目前的研究认为南极冰盖损失对海冰长期变化趋势的影响是很小的。

冰架对海洋的额外冷却作用,形成了世界大洋中温度最低的水——冰架水。冰架水多来自于冷冰腔,流出冰架前缘后,因与外围的陆架水混合,逐渐失去其低于海面冰点的识别特征。来自菲尔希纳冰架的冰架水能够一直流到威德尔海陆架边缘,与离岸的 CDW 混合,形成南极底层水<sup>[3]</sup>。然而,这种冰架水直接贡献于南极底层水的情况并不多见<sup>[40]</sup>。从冰架下输出到外海的冰架水有可能达到过冷却状态<sup>[41]</sup>,进而形成冰晶和片冰(platelet ice),累积在周边海冰的底部,这是一种特殊的海冰增长方式<sup>[42-43]</sup>。在麦克默多湾固定冰上的观测表明,靠近冰架的 2 m 厚的当年冰中至少有 0.25 m 是由这种片冰形成的<sup>[44]</sup>。连接在默茨冰川舌的多年固定冰厚度可达 10—55 m,也应该主要是依靠片冰的累积<sup>[45]</sup>。从冰腔输出的过冷却冰架水实际上形成了一个负的海洋热通量,通过对片冰观测结果反算得到的这一热通量,在南极沿岸的某些区域(如罗斯海的麦克默多湾)可以达到  $-30\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ,并持续整个冬季<sup>[46]</sup>。

海洋冰是冷冰腔的另外一个副产品,附着在冰架底部的海洋冰有助于冰架的稳定,使之不易断裂和融化<sup>[47]</sup>。最近的研究发现,海洋冰也是一个重要的铁源<sup>[48]</sup>,铁对浮游植物的生长有重要作用。冰山翻转后,原来在冰架底部的海洋冰就会暴露出来,呈现不同于白色冰川的绿色,这样的冰山被称为绿冰山<sup>[49]</sup>或玉冰山。冰川是由积雪累积形成的,也被称为大气冰(atmospheric ice)。海洋冰与大气冰混杂在一起,会形成蓝白相间的条纹冰山。

潮汐会影响冰腔中的海洋过程,这方面的认识基本上来自数值实验结果。大多数冰架下的结果表明潮汐有重要影响,能够增强冰架前缘的海

洋水体交换<sup>[50]</sup>以及冰架下海洋的流动与混合,促进冰架底部融化<sup>[51-52]</sup>。不过,数值模拟的埃默里冰架下的海洋潮流速度显著小于其他大型冰架下的潮流速度,潮致混合很弱,不足以破坏垂向分层结构,表明正压潮过程对埃默里冰架下海洋的影响很小<sup>[53]</sup>。潮汐对冰架的影响则可以通过冰架上的GPS观测和卫星遥感观测开展。观测数据表明,潮汐不仅使漂浮在海中的冰架随之上下运动<sup>[54-56]</sup>,还能调制冰流速度<sup>[57-60]</sup>,从而影响冰架整体稳定性以及冰架前缘崩解<sup>[61]</sup>。

## 2 冰架底部冻融与前缘崩解

传统的观点认为冰山的崩解是冰架质量损失的主要途径,底部融化的贡献只占10%—28%<sup>[14]</sup>。以往对冰架前缘崩解通量的估算是依据船基的冰山观测记录和对大冰山的卫星追踪数据(美国国家冰中心, NIC)。1992年估算的结果是 $2\ 016\pm 672\ \text{Gt}\cdot\text{a}^{-1}$ <sup>[14]</sup>( $1\ \text{Gt}=10^{12}\text{kg}$ )。对冰架底部融化的估算,主要通过冰川学测量<sup>[62]</sup>以及冰架下和冰架前缘的海洋观测。这种现场观测方式只能局限于有限的位置,时空分辨率不佳。最近发展的结合卫星遥感和数值模拟的方法,可以计算出所有南极冰架的质量收支情况。该方法利用由卫星遥感冰架表面高度导出的冰架厚度数据、卫星遥感计算的冰川流速数据以及模式给出的冰川表面质量平衡数据,得到冰架前缘崩解通量和底部融化速率<sup>[25]</sup>。这一方法给出的冰架前缘崩解形成的通量为 $1\ 321\pm 144\ \text{Gt}\cdot\text{a}^{-1}$ ,远小于以前的估算值<sup>[14]</sup>;南极冰架的底部融化速率为 $1\ 454\pm 174\ \text{Gt}\cdot\text{a}^{-1}$ ,超过前缘崩解通量<sup>[25]</sup>。

几乎同时发表的另外一项研究给出了相似的结果<sup>[8]</sup>。针对2007—2008年的计算表明,南极冰架前缘崩解形成的通量为 $1\ 089\pm 139\ \text{Gt}\cdot\text{a}^{-1}$ ,而冰架的底部融化速率为 $1\ 325\pm 235\ \text{Gt}\cdot\text{a}^{-1}$ ,说明冰架底部融化已成为南极冰架质量损失的首要途径。计算结果还显示出冷冰腔的融化速率远低于暖冰腔。大型的冷冰腔,包括菲尔希纳-龙尼冰架和罗斯冰架,占南极冰架总面积的2/3,却只贡献了15%的净融化;东南太平洋扇区的10个属于暖冰腔的小型冰架,虽然只占南极冰架总面积的8%,却贡献了超过一半的冰架融水。这里是融化速率最高的区域,从南极半岛西侧的乔治六世(George

VI)冰架的北端到阿蒙森海的盖茨冰架的西端,呈现出一致的高速融化。东南极的埃默里冰架、莫斯科大学冰架、沙克尔顿冰架和托滕冰架的接地线附近也有较高的融化速率。冰架底部的冻融分布存在一些规律性的特征(图1)<sup>[8]</sup>,最强的底部融化出现在大型冰川的接地线附近以及一些大型冰架(如龙尼冰架)的前缘附近;底部的冻结通常集中在大型冰架(如菲尔希纳冰架和埃默里冰架)的西部,与冰架下普遍存在的东进西出海洋环流有关。

利用上述卫星遥感与数值模拟相结合的方法,最新的研究给出了南极冰盖长期变化的结果<sup>[63]</sup>。在1992—2007年间,南极冰盖损失了 $2\ 720\pm 1\ 390\ \text{Gt}$ 的冰量,相当于平均海平面升高了 $(7.6\pm 3.9)\times 10^{-3}\text{m}$ 。在此期间,海洋引起的西南极冰盖的损失速率从 $53\pm 29\ \text{Gt}\cdot\text{a}^{-1}$ 增加到 $159\pm 26\ \text{Gt}\cdot\text{a}^{-1}$ ;南极半岛的冰架崩解从 $7\pm 13\ \text{Gt}\cdot\text{a}^{-1}$ 增加到 $33\pm 16\ \text{Gt}\cdot\text{a}^{-1}$ ;而东南极冰盖则以平均 $5\ \text{Gt}\cdot\text{a}^{-1}$ 的速率增大,但是其不确定性高达该值的近10倍。就南极冰架本身的变化而言,卫星高度计资料的分析表明<sup>[64]</sup>,南极冰架体积的损失速度从1994—2003年间的 $25\pm 64\ \text{km}^3\cdot\text{a}^{-1}$ 增加到2003—2012年间的 $310\pm 74\ \text{km}^3\cdot\text{a}^{-1}$ 。冰架前缘的变化,可以直接从卫星遥感图像中得到,这方面的研究较多。分析表明,2002—2011年间,崩解为主的冰架均处于西南极且集中在南极半岛,扩展为主的冰架则集中在东南极;南极海岸线呈现扩张的变化趋势,即冰架扩展大于崩解<sup>[65]</sup>。1997—2015年间,菲尔希纳-龙尼冰架和罗斯冰架因扩展面积小于崩解面积而有所减小,但是埃默里冰架前缘几乎没有崩解,其面积一直呈增长趋势<sup>[66]</sup>。卫星高度计数据可以反演出冰架高度,由此得到了1994—2017年间太平洋扇区的冰架高度变化<sup>[67]</sup>。研究发现,它与由厄尔尼诺/南方涛动驱动的局地大气环流变化之间存在直接的联系,尤以多特森冰架至罗斯冰架为甚。在强厄尔尼诺年,积雪带来的高度增加超过冰架底部融化造成的高度减小,但是由于雪的密度小,净的冰架质量是减少的。

## 3 冰架下的海洋观测

在能够进入冰腔观测之前,对于冰架下海洋的认识,多是通过在冰架前缘海域的观测间接得到

的。沿着冰架前缘设立海洋观测断面,能够捕捉到冰腔出流水的信息,进而可以推算冰架的底部融化速率<sup>[68]</sup>。为了突破考察船仅能在夏季观测的局限,也可以在冰架前缘海域布放潜标<sup>[69]</sup>或潜标阵列<sup>[70]</sup>,获得周年变化的数据。但是,要认识冰腔中的冰-海相互作用过程,包括参与冰泵过程的海洋水团与环流、冰架底部的冻融变化、冰川接地线的进退等,都需要进入冰腔,进行实地现场观测。冰腔是观测最少的海域,目前进入冰腔的观测方式只有两种,通过热水钻打穿冰架形成的钻孔(borehole)下放仪器,或操纵无缆水下机器人(AUV)进入冰腔。目前为止,全部南极冰架上的钻孔不足 20 处<sup>[71]</sup>,而进入

冰腔的 AUV 观测只有两处<sup>[10,71]</sup>。

用热水钻打穿冰架对冰腔进行观测的方式已有 40 年的历史<sup>[72]</sup>,通过冰洞下放自动观测设备,得到了冰架下海洋的实测数据。在南极的大型冰架,包括罗斯冰架<sup>[72]</sup>,龙尼冰架<sup>[73]</sup>和埃默里冰架<sup>[70]</sup>都开展过观测。这些长期实测数据的取得,极大推进了对冰架下海洋性质与过程的认识<sup>[74]</sup>。

两次 AUV 观测使用的都是 Autosub,观测对象分别是威德尔海东侧的芬布尔冰架<sup>[71]</sup>和阿蒙森海的派恩岛冰架<sup>[10]</sup>。2005 年 2 月 13 日,经过特别改造的水下机器人 Autosub 进入芬布尔冰架进行观测(图 3)<sup>[71]</sup>。Autosub 在冰架前缘外的海域

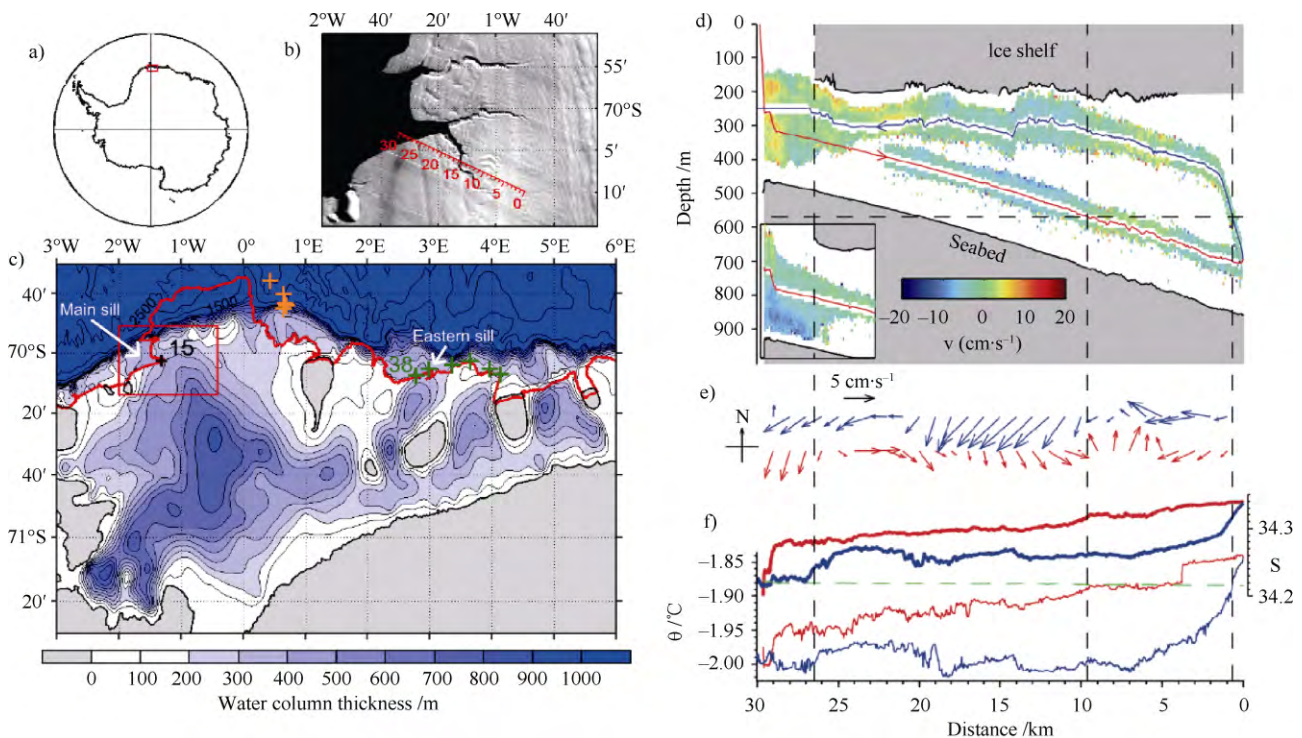


图 3 水下机器人 Autosub 在芬布尔冰架下的观测。a)观测地点在南极的位置; b)退出时的路线(红色),底图为 2005 年 4 月 1 日的 MODIS 可见光卫星图像; c)芬布尔冰架下水体的厚度和冰架外的水深,红色线表示冰架前缘; d)运行轨迹(红色为进入,蓝色为退出)和 ADCP 观测的流速北分量(向北为正,与冰架前缘近似垂直;水平方向 100 m 平均值),内嵌图为进入时的 ADCP 数据; e)垂向平均的 ADCP 观测流速(已扣除模拟的潮流); f)盐度(粗线)和位势温度,绿色虚线为依据退出时观测的盐度计算的海面冰点<sup>[71]</sup>

Fig.3. Autosub observations. a) location in the Antarctica; b) a MODIS visible satellite image from April 1st 2005 with Autosub's return leg indicated in red; c) map of Fimbul Ice Shelf showing water column thickness beneath the ice shelf and bathymetry seaward of the ice front that is indicated by red line; d) Autosub's outward and return legs indicated by red and blue lines respectively, and north-south velocity component (positive northward, approximately perpendicular to the ice front, averaged using a horizontal window 100 m wide) of currents measured by ADCP with an inset figure showing the ADCP data in the vicinity of the ice front for the outward leg; e) vertically averaged ADCP currents after subtraction of the modelled tide; f) salinity (bold), and potential temperature ( $\theta$ ) with the freezing point of the water at surface pressure for salinities measured on the outward Journey indicated by the thin green broken line<sup>[71]</sup>

入水,然后下潜到距海底 150 m 的深度,并保持在这一离底距离上进入冰腔,直线前行至距冰架前缘水平距离约 26.5 km 的位置;然后上浮返回,以保持距离冰架底部 100 m 的地形跟踪方式从冰腔中退出。此次观测首次获得了冰腔中接近海底和冰架底部的海洋温度、盐度和海流连续观测数据。观测结果证实了以往对冰腔中海洋的推测,冰腔中充满低于海面冰点的冰架水,相对暖的水沿海底进入冰腔,靠近冰架底部的水温度更低,以出流为主。派恩岛冰架下的第一次 AUV 观测于 2009 年 1 月开展,沿着 3 条测线 6 次进出冰腔;最远的一次达到 60 km,越过了冰架下的海山(海山顶部至冰架底部的距离只有 200 m,是冰腔最薄的地方),靠近冰架接地线<sup>[10]</sup>。除了跟踪海底进入、跟踪冰底出来的巡航方式,增加了垂向折线运动的方式,增加了溶解氧、光衰减率的观测。此次观测证明暖水能够到达接地线附近,从而造成大规模的冰架底部融化。之后在 2014 年 2 月的观测另外加装了湍流传感器<sup>[75]</sup>。观测结果显示,冰腔中的湍动能耗散率最大值出现在接地线附近,而热耗散率则随着 AUV 与冰架底部距离减小而增大。

#### 4 冰架-海洋数值模式

相比于目前仍有相当难度的冰架下海洋现场观测,数值模式提供了一种较容易实现的研究手段。与现场观测类似,冰架下海洋,也是海洋模式中最晚涉足的地方。遇到的困难,同样也是原来向大气敞开的海面,变成了厚达数百米甚至上千米的冰架。冰架的垂向尺度与海底地形的变化是相当的,在数值模式中,不能像对待海冰那样简化处理。好在冰架的移动速度要比海流低若干个数量级,因此研究冰架-海洋相互作用的数值模式最初是把冰架处理成无运动的固体上边界。模式中的冰架形状保持不变,即假设冰架融化造成的损失可以从冰川的流动得到补偿,冰架前缘也不会出现崩解。在这样的处理下,所谓冰架-海洋相互作用仅限于冰架对海洋的冷却作用以及冰架底部的融化和海洋冰的附着过程引起的淡水通量,这样的模式实际上是一个冰架下的海洋模式。在冰架-海洋界面上,一般采用由随压强变化的冰

点方程及热盐守恒方程组成的所谓 3 方程系统<sup>[76-77]</sup>,诊断计算温度和盐度。

早期的冰架下海洋模式是将冰架前缘取为模式的开边界,模式的整个计算域都在冰腔中,包括一维羽流模式<sup>[78]</sup>和二维热盐模式<sup>[77]</sup>,以及最初的三维模式<sup>[79]</sup>,实际上是冰腔模式。这样的处理便于研究冰腔中的环流,也可以通过改变开边界条件模拟外海输入对冰腔内环流的影响。但是,这类模式无法实现冰腔与外海的耦合模拟。

如果模式既包括冰腔也包括冰架外的海洋,水层的厚度在冰架前缘处会发生突变,形成动力学上的障碍。如果处理不妥,会在冰腔和外海模拟出两个分离的环流<sup>[80]</sup>。只有冰架前缘处的海底有坡度或者深的海槽,克服了动力学上的限制,冰腔与外海才能有交换<sup>[80]</sup>。在 $\sigma$ 坐标模式(如 Princeton Ocean Model, POM)或  $s$  坐标模式(如 Regional Ocean Modeling System, ROMS)中,为了弱化这个障碍,将原来铅直的冰架前缘改为从顶到底略微向冰腔内倾斜的形状,以利于在这类坐标下的分层<sup>[81-82]</sup>。基于  $s$  坐标的海洋模式 SPEM (S-coordinate Primitive Equation Model)是 BRIOS (Bremerhaven Regional Ice-Ocean Simulations)模式系统的组成部分,该系统第一版采用 3 方程系统处理冰架-海洋界面<sup>[83]</sup>,第二版则改用海冰模式的热力学部分来描述,并且考虑冰点随压强的变化<sup>[84]</sup>。该模式被采用在威德尔海加密的环极网格,包含了主要的南极冰架<sup>[84]</sup>,用于研究威德尔海的年际变化<sup>[85]</sup>。后来, BRIOS 模式以气候模式输出结果作为大气强迫,用于预测 21 世纪后期威德尔海菲尔希纳-龙尼冰架的变化<sup>[86]</sup>。等密度面坐标的海洋模式(如 Miami Isopycnic Coordinate Ocean Model, MICOM)的最上层是一个独立的混合层,应用于冰腔时有一些特殊的处理<sup>[87]</sup>。将漂浮的冰架处理为上边界,冰架下的海洋最上层处理为一个与外海隔离的混合层,与冰架之间有热交换和淡水交换,其表面压强场可以任意变化。通过对外海与冰腔中的混合层、等密面层进行特别的处理,使得冰架前缘附近的水层厚度突变不会对穿过冰架前缘的流动形成障碍。该模式应用于威德尔海的模拟,得到了与实测一致的菲尔希纳-龙尼冰架下及外海的环流<sup>[88]</sup>。该模式后来发展成为包含海洋、陆地和大气的模式系统 POLAIR (Polar Ocean Land Atmosphere and Ice Regional)中的海洋模式,

并应用于芬布尔冰架的模拟<sup>[89]</sup>。目前已有不少通用海洋模式加入了冰架组件,如源自美国麻省理工学院(Massachusetts Institute of Technology, MIT)的 MITgcm (MIT General Circulation Model)<sup>[90]</sup>、源自日本东京大学气候系统研究中心(Center for Climate System Research, CCSR)的 COCO(CCSR Ocean Component Model)<sup>[26]</sup>和欧洲的 NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean)<sup>[91]</sup>。

目前的全球气候模式系统大多尚未包含冰架。如果要加入南极冰架的作用,其中的海洋模式需要扩大计算区域(从目前的 75°S 到威德尔冰架的 82°S 和罗斯冰架的 86°S),水平分辨率也要提高,以便能刻画一些中型的冰架<sup>[92]</sup>。有限元方法在拟合复杂岸线方面具有优势,包含冰架组件的有限元海冰-海洋模式 FESOM(Finite Element Southern Ocean Model)采用四面体网格,网格长度从外海的 50 km,减小到南极沿岸的 10 km,最小为 4 km,能够分辨小型冰架<sup>[93]</sup>。利用在南极区域加密的全球网格 FESOM,可以研究气候变暖下的南极冰架底部融化<sup>[94]</sup>。在包含冰盖与海洋耦合过程的气候模式中可以对冰架采用参数化处理,假设冰架造成的热量损失和淡水增加正比于冰架前缘底部的冰点温度与冰架周边陆架/陆坡区海洋温度的差,以及陆架的前缘宽度和垂直陆架前缘的有效距离(约 5—10 km)<sup>[92]</sup>。这样的冰架参数化处理能够改善冰-海耦合模式的结果,但是不如直接加入冰架下海洋模式的效果好<sup>[91]</sup>。

只有模式中的冰架也发生动态变化(包括厚度和接地线位置的改变),才算实现冰架-海洋的真正耦合。这样的模式一般称为冰盖-海洋耦合模式,因为冰架不过是延伸到海中的冰盖部分。初期的探索,有包含冰架动态变化的二维理想化数值实验<sup>[95]</sup>,也有三维海洋模式与二维冰盖模式的离线耦合<sup>[96]</sup>。后来也出现了三维的非连续耦合<sup>[97]</sup>或非同步耦合模式<sup>[98]</sup>。最终,基于 MITgcm 建立了首个冰盖-海洋同步耦合模式<sup>[99]</sup>,冰架厚度在每一海洋模式时间步上都会更新(也可选择每隔若干天更新<sup>[100]</sup>),并使模式保持热、盐和质量守恒。最初模式中的接地线是固定不变的,在这里给定上游冰流速度<sup>[99]</sup>,即只是垂向耦合。后来通过在接地冰川下面保留了一个海洋薄层(初始厚度 1 m,可扩展为实际的海洋厚度)实现了接地线

的连续移动,即水平耦合<sup>[101]</sup>,这样可以刻画海洋造成的冰盖退缩。同步耦合模式的应用,还揭示出以往采用参数化处理冰架融化的方案可能低估了冰架的支撑作用<sup>[99]</sup>。最近的分析结果表明海浪和海冰对冰架稳定性有重要作用,也应该成为冰盖模式考虑的因素<sup>[102]</sup>。随着冰盖-海洋耦合模式的发展<sup>[98]</sup>,未来的气候模式有望实现气-冰-海-陆的完全耦合,更好地体现冰川变化对气候的影响。

## 5 埃默里冰架的研究

埃默里冰架(AIS)是东南极最大的冰架,面积约 60 000 km<sup>2</sup>,其接地线深达 2 400 m,可能是南极所有冰架中最深的<sup>[103]</sup>。澳大利亚<sup>[70]</sup>和中国在埃默里冰架开展了一系列的观测和研究。由于冰架方面的研究已有综述<sup>[11]</sup>,在此着重介绍海洋方面的研究进展。

自有卫星遥感图像的 20 世纪 80 年代以来,埃默里冰架前缘虽然一直在向前推进,但是形状变化很小,没有发生大规模的崩解<sup>[54,104]</sup>,包括那颗“松动的牙齿(loose tooth)”也没有掉下来<sup>[105]</sup>。20 世纪 80 年代中期在 AIS 前缘出现了两条相距约 25 km 的纵向(平行于冰流的方向)裂缝(L1 和 L2),1996 年在 L2 的上游开始发展出两条横向裂缝(T1 和 T2),其中 T2 一直在向 L1 延伸。由裂缝 L1、L2 和 T2 围成的冰架部分,只剩下 T2 与 L1 之间还跟 AIS 连接在一起,看起来就像一颗“松动的牙齿”<sup>[54]</sup>。一旦 T2 这条裂缝延伸到 L1,这颗“牙齿”就会掉下来,形成一座大型冰山。Fricker 等<sup>[54]</sup>曾预测这会在 2010—2015 年间发生,但是从目前的卫星遥感图片([http://nsidc.org/data/iceshelves\\_images/cgi-bin/modis\\_iceshelf\\_archive.pl](http://nsidc.org/data/iceshelves_images/cgi-bin/modis_iceshelf_archive.pl))来看,这颗“牙齿”仍然健在。

埃默里冰架的质量损失主要来自底部融化,既有 DSW 驱动的,也有 mCDW 驱动的<sup>[23]</sup>。普里兹湾的多个冰间湖,尤其是其东侧的戴维斯冰间湖、Barrier 湾冰间湖<sup>[30]</sup>,对形成 DSW 有重要贡献。DSW 进入冰腔<sup>[74]</sup>,造成接地线附近的融化,最大可达 25 m·a<sup>-1</sup><sup>[16]</sup>。麦肯齐湾冰间湖虽然是普里兹湾内最大、最稳定的风生冰间湖<sup>[106]</sup>,但是由于它处于埃默里冰架前缘西侧,是冰腔出流水的位置,对进入冰腔的 DSW 的贡献应该是



很有限的, 至少是间接的。虽然在夏季能够观测到 mCDW 从湾口侵入普里兹湾<sup>[107, 108]</sup>, 但是这些 mCDW 并不能深入到 AIS 前缘位置。造成 AIS 底部融化的 mCDW 是在冬季越过四女士浅滩进入普里兹湾东部以至 AIS 冰腔的<sup>[23]</sup>, 此时的 mCDW 已经受到冷却并加深。这一分析结果来自于 AIS 钻孔和海豹 CTD 的观测数据, 说明实测数据对于研究发现是非常重要的。后来的数值模式也给出了 mCDW 在冬季侵入陆架和 AIS 冰腔的过程<sup>[109]</sup>。作为一个冷冰腔, AIS 底部尤其是西北部也存在海洋冰, 最大厚度达 190 m, 海洋冰占 AIS 总体积的 9%<sup>[103]</sup>。大部分海洋冰是在冬季生成的<sup>[74]</sup>。最近依据冰架质量收支得到的 AIS 底部净融化速率为  $35.5 \pm 23 \text{ Gt} \cdot \text{a}^{-1}$ <sup>[8]</sup>, 以往数值模式得到的结果<sup>[81-82, 110-111]</sup>基本上在这个范围之内。

澳大利亚曾于 2001 年和 2002 年在埃默里冰架前缘进行了海洋断面观测<sup>[48]</sup>, 中国自 2003 年开始延续这一断面观测, 获得了累计超过 10 年的观测数据<sup>[112]</sup>。夏季观测的数据表明<sup>[17]</sup>, 冰架水多出现在夏季表面混合层以深, 大部分在冰架前缘的西部和中部海域, 以冷而淡的水体块的形式出现在较浅的层次(图 4); 冰架前缘西端海域是冰架水最集中的地方, 这里的冰架水在某些年份可以沿弗拉姆浅滩东侧一直运移到达恩利角附近。在冰架前缘断面上, 还能观测到温度低于局地冰点的过冷却水<sup>[41]</sup>。过冷却水主要出现在冰架前缘西侧海域的 60–270 m 层(图 4), 其温度可低于现场冰点  $0.16^\circ\text{C}$ , 盐度在 34.4 附近。由此推测, 冰架水流出冰架前缘之后, 因密度较小而在浮力作用下上升, 由于冰点随深度减小而升高, 但冰架水的温度并不会马上降低, 从而出现过冷却<sup>[41]</sup>。埃默里冰架

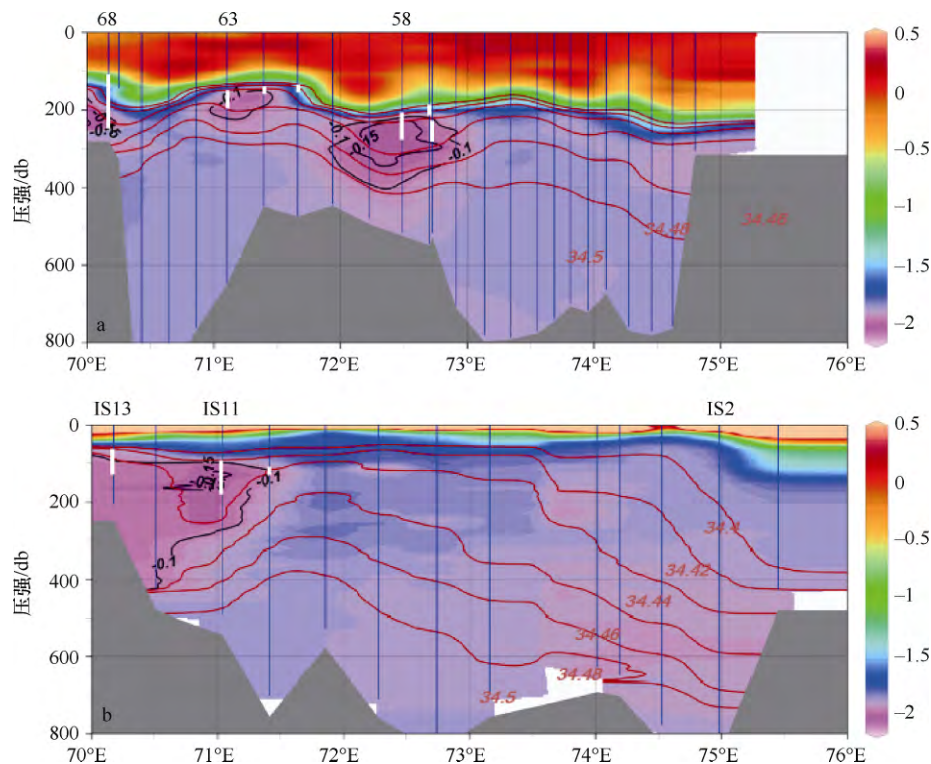


图 4 埃默里冰架前缘断面的位势温度(色标)、过冷却温度(黑色等值线)和盐度(红色等值线)分布图。a)2001 年澳大利亚观测结果; b)2006 年中国观测结果。过冷却温度为位势温度与海面冰点之差, 温度单位均为  $^\circ\text{C}$ , 蓝色直线表示观测数据的深度范围, 其上的白色粗线表示出现过冷却水的部分<sup>[17]</sup>

Fig.4. Potential temperature (color coded), super-cooling temperature (black contours) and salinity (red contours) in the section in front of AIS front observed by (a) Australian cruise in 2001 and (b) Chinese cruise in 2006. Super-cooling temperature is the difference between potential temperature and freezing point at surface. The unit of temperature is  $^\circ\text{C}$ . Blue and white lines indicate depth ranges of CTD data and super-cooled water respectively<sup>[17]</sup>.

的出流水改变了普里兹湾陆架水的性质,进而影响到南极底层水的形成。单纯就盐度而言,较淡的冰架水对南极底层水的形成是不利的<sup>[30]</sup>,但是冰架水的超低温是否会产生正面作用,还没有深入探讨。

澳大利亚在该断面布放了 7 套海洋潜标,获得了 2001 年 2 月—2002 年 2 月间的连续温盐和海流实测数据<sup>[48]</sup>。潜标阵列数据进一步确认了冰架前缘存在的纬向差异,即东部有 mCDW 流入冰腔,而西侧的麦肯齐湾冰间湖中存在 ISW 的输出。该冰间湖控制着进入冰腔的高密度水发生季节性变化:九月至次年一月,形成水平方向的密度梯度,有利于 DSW 进入冰腔;在冬季,冰间湖中的深对流(可达 1 100 m 的海底)造成斜压不稳定,形成涡旋,驱动 DSW 进入冰腔。依据潜标周年观测数据推算的 AIS 底部净融化速率为  $57.4 \pm 25.3 \text{ Gt} \cdot \text{a}^{-1}$ ,高于模式模拟和冰川学估算的结果。基于这套潜标数据,国内学者还提出冰架前缘东部海域夏季存在冰架水入流的观点<sup>[113]</sup>。中国南极考察数据也显示这里存在冰架水<sup>[17]</sup>。早期的研究指出这些冰架水可能源自冰架前缘西部海域<sup>[114]</sup>,具体的扩展过程还有待进一步探究。

虽然澳大利亚在 2001 年启动了针对 AIS 的大型观测计划,但是体现显著进展的成果都是近期才发表的,充分说明了冰架下海洋过程研究的高难度。在此期间发现了 mCDW 能够进入 AIS 冰腔并引起冰架融化的证据,使 AIS 从以往认为的纯粹冷冰腔转变为冷冰腔融化与暖冰腔融化并存,也对南极冰架下的海洋过程类型有了更全面的认识。

## 6 结语

最新的研究结果表明,冰架底部融化速率超

过冰架前缘崩解通量,成为南极冰盖质量损失的首要途径。暖水进入东南太平洋扇区的阿蒙森海和别林斯高晋海冰架下,造成冰架变薄和接地线后退,是近期西南极冰盖退缩的主要驱动因素。多方面的证据表明,部分东南极冰盖的活跃性超出了先前的认识。在以往被看作冷冰腔的埃默里冰架和托滕冰架下,也发现了变性绕极深层水进入冰腔并引起底部融化的证据。鉴于东南极冰盖有很大一部分在海平面以下接地,即海基(marine/marine-based)冰盖,所含冰量等效于 19 m 的全球海平面上升,比西南极的大 5 倍<sup>[22]</sup>,应该对其因海洋造成的融化予以重视。

冰架对海洋的影响主要包括冷却和淡化两个作用。冷冰腔中形成的冰架水,具有海洋中最低的温度,其中的一部分甚至达到过冷却,对南极近岸海域的水团性质有重要影响,在威德尔海甚至能够直接贡献于南极底层水的形成。由于冰架融化加剧而增加的融冰水,可能是近期太平洋扇区和印度洋扇区南极底层水淡化的主要原因。冰盖融水的注入也可能通过增强上层海洋的稳定性而对南极海冰的消产生作用。

目前针对海洋在冰架底部融化中的作用有了比较大的研究进展,对于冰架前缘崩解为冰山的研究还比较有限。利用卫星遥感,可以实现对冰山漂移的追踪<sup>[115-116]</sup>,对大规模的冰架前缘崩解也能有直观的认识<sup>[66,117-118]</sup>,但是对发生崩解的条件、动力学过程了解很少,难以预测。

中国对于冰架的研究集中在东南极的埃默里冰架,过去的十几年中在冰架前缘断面积累了丰富的海洋观测资料。目前已研制成功了热水钻<sup>[119]</sup>,有望在不久的将来打穿冰架,实现中国的第一次冰架下海洋观测。

## 参考文献

- 1 FOX A J, PAUL A, COOPER R. Measured properties of the Antarctic ice sheet derived from the SCAR Antarctic digital database[J]. *Polar Record*, 1994, 30(174): 201—206.
- 2 LEWIS E L, PERKIN R G. Ice pumps and their rates[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1986, 91(C10): 11756—11762.
- 3 FOLDVIK A, GAMMELSRED T, TORRESO T. Circulation and water masses on the southern Weddell Sea shelf[D]. Washington D C: AGU, 1985, 43: 5—20.
- 4 RINTOUL S, VAN WIJK E, WÄHLIN A, et al. Seeing below the ice: A strategy for observing the ocean beneath Antarctic sea ice and ice shelves[R]. Hobart, Australia: CSIRO, SOOS, 2014.

- 5 JOUGHIN I, ALLEY R B, HOLLAND D M. Ice-sheet response to oceanic forcing[J]. *Science*, 2012(338): 1172—1176.
- 6 PRITCHARD H D, LIGTENBERG S R M, FRICKER H A, et al. Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves[J]. *Nature*, 2012(484): 502—505.
- 7 CHEN X, ZHANG X, CHURCH J A, et al. The increasing rate of global mean sea-level rise during 1993—2014[J]. *Nature Climate Change*, 2017, 7(7): 492—495.
- 8 RIGNOT E, JACOBS S, MOUGINOT J, et al. Ice-Shelf Melting Around Antarctica[J]. *Science*, 2013, 341(6143): 266—270.
- 9 SHEPHERD A, WINGHAM D, RIGNOT E. Warm ocean is eroding West Antarctic Ice Sheet[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(23): L23402.
- 10 JENKINS A, DUTRIEUX P, JACOBS S S, et al. Observations beneath Pine Island Glacier in West Antarctica and implications for its retreat[J]. *Nature Geoscience*, 2010, 3: 468—472.
- 11 唐承佳, 李院生, 陈振楼, 等. 南极冰架研究现状与埃默里冰架研究展望[J]. *极地研究*, 2008(03): 265—274.
- 12 吴荣荣, 何剑锋, 李院生, 等. 东南极冰盖/冰架变化监测与预测技术研究[J]. *上海国土资源*, 2011, 32(3): 46—52.
- 13 肖海峰. 南极冰架结构特征与不稳定性综述[J]. *山西建筑*, 2017(09): 194—196.
- 14 JACOBS S S, HELLMER H, DOAKE C S M, et al. Melting of ice shelves and mass balance of Antarctica[J]. *Journal of Glaciology*, 1992, 38(130): 375—387.
- 15 SILVANO A, RINTOUL S, HERRAIZ-BORREGUERO L. Ocean-Ice Shelf interaction in East Antarctica[J]. *Oceanography*, 2016, 29(4): 130—143.
- 16 WEN J, WANG Y, WANG W, et al. Basal melting and freezing under the Amery Ice Shelf, East Antarctica[J]. *Journal of Glaciology*, 2010, 195(56): 81—90.
- 17 ZHENG S, SHI J, JIAO Y, et al. Spatial distribution of Ice Shelf Water in front of the Amery Ice Shelf, Antarctica in summer[J]. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 2011, 29(6): 1325—1338.
- 18 JOUGHIN I, PADMAN L. Melting and freezing beneath Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica[M]. 2003.
- 19 HATTERMANN T, NOST O A, LILLY J M, et al. Two years of oceanic observations below the Fimbul Ice Shelf, Antarctica[J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(12): 12605.
- 20 ARZENO I B, BEARDSLEY R C, LIMBURNER R, et al. Ocean variability contributing to basal melt rate near the ice front of Ross Ice Shelf, Antarctica[J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 2015, 119(7): 4214—4233.
- 21 STERN A A, DINNIMAN M S, ZAGORODNOV V, et al. Intrusion of warm surface water beneath the McMurdo Ice Shelf, Antarctica[J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 2013, 118(12): 7036—7048.
- 22 FRETWELL P, PRITCHARD H D, VAUGHAN D G, et al. Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica[J]. *The Cryosphere*, 2013, 7(1): 375—393.
- 23 HERRAIZ-BORREGUERO L, COLEMAN R, ALLISON I, et al. Circulation of modified Circumpolar Deep Water and basal melt beneath the Amery Ice Shelf, East Antarctica[J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 2015, 120(4): 3098—3112.
- 24 LI X, RIGNOT E, MOUGINOT J, et al. Ice flow dynamics and mass loss of Totten Glacier, East Antarctica, from 1989 to 2015[J]. *Geophysical Research Letters*, 2016, 43: 6366—6377.
- 25 DEPOORTER M A, BAMBER J L, GRIGGS J A, et al. Calving fluxes and basal melt rates of Antarctic ice shelves[J]. *Nature*, 2013, 502(7469): 89—92.
- 26 KUSAHARA K, HASUMI H. Modeling Antarctic ice shelf responses to future climate changes and impacts on the ocean[J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 2013, 118(5): 2454—2475.
- 27 RINTOUL S R, SILVANO A, PENA-MOLINO B, et al. Ocean heat drives rapid basal melt of the Totten Ice Shelf[J]. *Science Advances*, 2016, 2(12): e1601610.
- 28 SILVANO A, RINTOUL S R, PEÑA-MOLINO B, et al. Distribution of water masses and meltwater on the continental shelf near the Totten and Moscow University ice shelves[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2017, 122(3): 2050—2068.
- 29 GREENE C A, BLANKENSHIP D D, GWYTHEr D E, et al. Wind causes Totten Ice Shelf melt and acceleration[J]. *Science Advances*, 2017, 3(11): e1701681.
- 30 WILLIAMS G D, HERRAIZ-BORREGUERO L, ROQUEt F, et al. The suppression of Antarctic bottom water formation by melting ice

- shelves in Prydz Bay[J]. *Nature Communications*, 2016, 7: 12577.
- 31 SILVANO A, RINTOUL S R, PENA-MOLINO B, et al. Freshening by glacial meltwater enhances melting of ice shelves and reduces formation of Antarctic Bottom Water[J]. *Sci Adv*, 2018, 4(4): eaap9467.
- 32 JACOBS S S. Bottom water production and its links with the thermohaline circulation[J]. 2004, 16(04): 427—437.
- 33 RINTOUL S R. Rapid freshening of Antarctic Bottom Water formed in the Indian and Pacific oceans[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(6): L06606.
- 34 NAKAYAMA Y, TIMMERMANN R, RODEHACKE C B, et al. Modeling the spreading of glacial meltwater from the Amundsen and Bellingshausen Seas[J]. *Geophysical Research Letters*, 2014, 41(22): 7942—7949.
- 35 HELLMER H H. Impact of Antarctic ice shelf basal melting on sea ice and deep ocean properties[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2004(31): L10307.
- 36 BINTANJA R, VAN OLDENBORGH G J, DRIJFHOUT S S, et al. Important role for ocean warming and increased ice-shelf melt in Antarctic sea-ice expansion[J]. *Nature Geoscience*, 2013, 6(5): 376—379.
- 37 PAULING A G, SMITH I J, LANGHORNE P J, et al. Time-dependent freshwater input from ice shelves: impacts on Antarctic Sea Ice and the Southern Ocean in an earth system model[J]. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44(20): 10, 410—454, 461.
- 38 PAULING A G, BITZ C M, SMITH I J, et al. The Response of the Southern Ocean and Antarctic Sea Ice to Freshwater from Ice Shelves in an Earth System Model[J]. *Journal of Climate*, 2016, 29(5): 1655—1672.
- 39 SWART N C, FYFE J C. The influence of recent Antarctic ice sheet retreat on simulated sea ice area trends[J]. *Geophysical Research Letters*, 2013, 40(16): 4328—4332.
- 40 WHITWORTH T, ORSI A H, KIM S J, et al. Water masses and mixing near the Antarctic Slope Front[J]. 1998: 1—27.
- 41 SHI J, CHENG Y, JIAO Y, et al. Supercooled water in austral summer in Prydz Bay, Antarctica[J]. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 2011, 29(2): 427—437.
- 42 LEONARD G H, PURDIE C R, LANGHORNE P J, et al. Observations of platelet ice growth and oceanographic conditions during the winter of 2003 in McMurdo Sound, Antarctica[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2006, 111(C4): C04012.
- 43 MAHONEY A R, GOUGH A J, LANGHORNE P J, et al. The seasonal appearance of ice shelf water in coastal Antarctica and its effect on sea ice growth[J]. *J. Geophys. Res.*, 2011(116): C11032.
- 44 PURDIE C R, LANGHORNE P J, LEONARD G H, et al. Growth of first-year landfast Antarctic sea ice determined from winter temperature measurements[J]. *Annals of Glaciology*, 2006, 44(44): 170—176.
- 45 MASSOM R A, GILES A B, FRICKER H A, et al. Examining the interaction between multi-year landfast sea ice and the Mertz Glacier Tongue, East Antarctica: Another factor in ice sheet stability?[J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 2010, 115(C12): C12027.
- 46 LANGHORNE P J, HUGHES K G, GOUGH A J, et al. Observed platelet ice distributions in Antarctic sea ice: An index for ocean-ice shelf heat flux[J]. *Geophysical Research Letters*, 2015, 42(13): 5442—5451.
- 47 KHAZENDAR A, RIGNOT E, LAROUE E. Roles of marine ice, rheology, and fracture in the flow and stability of the Brunt/Stancomb - Wills Ice Shelf[J]. *Journal of Geophysical Research Earth Surface*, 2009, 114(F4): F04007.
- 48 HERRAIZ-BORREGUERO L, LANNUZEL D, van der MERWE P, et al. Large flux of iron from the Amery Ice Shelf marine ice to Prydz Bay, East Antarctica[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2016, 121(8): 6009—6020.
- 49 KIPFSTUHL J, DIECKMANN G, OERTER H, et al. The origin of green icebergs in Antarctica[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1992, 97(C12): 20319—20324.
- 50 MAKINSON K, NICHOLLS K. Modeling tidal currents beneath Filchner-Ronne Ice Shelf and on the adjacent continental shelf: Their effect on mixing and transport[M]. 1999: 13449—13466.
- 51 MAKINSON K, HOLLAND P R, JENKINS A, et al. Influence of tides on melting and freezing beneath Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica[J]. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(6): L06601.
- 52 MUELLER R D, PADMAN L, DINNIMAN M S, et al. Impact of tide-topography interactions on basal melting of Larsen C Ice Shelf, Antarctica[J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 2012, 117(C5).
- 53 HEMER M A, HUNTER J R, COLEMAN R. Barotropic tides beneath the Amery Ice Shelf[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2006, 111(C11): C11008.

- 54 FRICKER H A, YOUNG N W, ALLISON I, et al. Iceberg calving from the Amery Ice Shelf, East Antarctica[J]. *Annals of Glaciology*, 2002, 34(1): 241—246.
- 55 PADMAN L, FRICKER H A. Tides on the Ross Ice Shelf observed with ICESat[J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32(14): L14503.
- 56 张胜凯, 鄂栋臣, 李斐, 等. 利用 GPS 提取南极 Amery 冰架海潮信号[J]. *冰川冻土*, 2009(06): 1156—1160.
- 57 DOAKE C S M, CORR H F J, NICHOLLS K W, et al. Tide-induced lateral movement of Brunt Ice Shelf, Antarctica[J]. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(8): 1—4.
- 58 ANANDAKRISHNAN S, VOIGT D E, ALLEY R B, et al. Ice stream D flow speed is strongly modulated by the tide beneath the Ross Ice Shelf[J]. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(7): 359—376.
- 59 KING M A, MAKINSON K, GUDMUNDSSON G H. Nonlinear interaction between ocean tides and the Larsen C Ice Shelf system[J]. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(8): 167—177.
- 60 马旭文, 田一翔, 叶文凯. 南极潮汐测量及区域潮汐对冰架表面流速影响的研究进展综述[J]. *极地研究*, 2017(01): 11—22.
- 61 RIGNOT E, CASASSA G, GOGINENI P, et al. Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(18): 1—4.
- 62 KHAZENDAR A, RIGNOT E, SCHROEDER D M, et al. Rapid submarine ice melting in the grounding zones of ice shelves in West Antarctica[J]. *Nature Communications*, 2016, 7: 13243.
- 63 IMBIE. Mass balance of the Antarctic Ice Sheet from 1992 to 2017[J]. *Nature*, 2018, 558(7709): 219—222.
- 64 PAOLO F S, FRICKER H A, PADMAN L. Volume loss from Antarctic ice shelves is accelerating[J]. *Science*, 2015, 348(6232): 327—331.
- 65 张辛, 周春霞, 鄂栋臣, 等. 基于多源遥感数据的南极冰架与海岸线变化监测[J]. *地球物理学报*, 2013, 56(10): 3302—3312.
- 66 吴晨曦, 刘世杰, 田一翔, 等. 基于多源遥感数据的南极三大冰架前端变化分析[J]. *地球科学进展*, 2016(02): 206—212.
- 67 PAOLO F S, PADMAN L, FRICKER H A, et al. Response of Pacific-sector Antarctic ice shelves to the El Niño/Southern Oscillation[J]. *Nature Geoscience*, 2018, 11(2): 121—126.
- 68 WONG A P S, BINDOFF N L, FORBES A. Ocean-ice shelf interaction and possible bottom water formation in Prydz Bay, Antarctica[M]//Jacobs S S, Weiss R F. *Ocean, Ice and Atmosphere: Interactions at the Continental Margins*. Washington D. C., USA: AGU, 1998: 173—187.
- 69 FOLDVIK A, GAMMELSR D T, NYGAARD E, et al. Current measurements near Ronne Ice Shelf: Implications for circulation and melting[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2001, 106(C3): 4463—4477.
- 70 ALLISON I. The AMISOR project: ice shelf dynamics and ice-ocean interaction of the Amery Ice Shelf: FRISP Report No. 14[C]. 2003.
- 71 NICHOLLS K W, ABRAHAMSEN E P, BUCK J, et al. Measurements beneath an Antarctic ice shelf using an autonomous underwater vehicle[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2006, 33: L08612.
- 72 JACOBS S S, GORDON A L, ARDAI Jr. J L. Circulation and melting beneath the Ross Ice Shelf[J]. *Science*, 1979, 203(4379): 439—443.
- 73 NICHOLLS K W, JENKINS A. Temperature and salinity beneath Ronne ice shelf, Antarctica[J]. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 1993, 98(C12): 22553—22568.
- 74 HERRAIZ-BORREGUERO L, ALLISON I, CRAVEN M, et al. Ice shelf/ocean interactions under the Amery Ice Shelf: Seasonal variability and its effect on marine ice formation[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2013, 118(12): 7117—7131.
- 75 KIMURA S, JENKINS A, DUTRIEUX P, et al. Ocean mixing beneath Pine Island Glacier ice shelf, West Antarctica[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2016, 121(12): 8496—8510.
- 76 HELLMER H H, OLBERS D J. A two-dimensional model for the thermohaline circulation under an ice shelf[J]. *Antarctic Science*, 1989: 325—336.
- 77 HOLLAND D M, JENKINS A. Modeling Thermodynamic Ice Ocean Interactions at the Base of an Ice Shelf[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1999, 29(8): 1787—1800.
- 78 JENKINS A. A one-dimensional model of ice shelf-ocean interaction[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1991, 96(C11): 20667—

- 20671.
- 79 DETERMANN J, GERDES R. Melting and freezing beneath ice shelves: Implications from a 3-D ocean circulation model[J]. *Annals of Glaciology*, 1994, 20: 20413—20419.
- 80 GROSFELD K, GERDES R, DETERMANN J. Thermohaline circulation and interaction between ice shelf cavities and the adjacent open ocean[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102(C7): 15595—15610.
- 81 HUNTER J, HEMER M, CRAVEN M. Modelling the circulation under the Amery Ice Shelf: Forum for Research into Ice Shelf Processes, 2004[C], 67—72.
- 82 GALTON-FENZI B K, HUNTER J R, COLEMAN R, et al. Modeling the basal melting and marine ice accretion of the Amery Ice Shelf[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C9): C09031 .
- 83 BECKMANN A, HELLMER H H, TIMMERMANN R. A numerical model of the Weddell Sea: Large-scale circulation and water mass distribution[J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 1999, 104(C10): 23375—23391.
- 84 TIMMERMANN R, BECKMANN A, HELLMER H. Simulations of ice-ocean dynamics in the Weddell Sea 1. Model configuration and validation[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107(C3): 3024.
- 85 TIMMERMANN R, HELLMER H, BECKMANN A. Simulations of ice-ocean dynamics in the Weddell Sea 2. Interannual variability 1985—1993[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107(C3): 3025.
- 86 HELLMER H H, KAUKER F, TIMMERMANN R, et al. Twenty-first-century warming of a large Antarctic ice-shelf cavity by a redirected coastal current. [J]. *Nature*, 2012, 485(7397): 225—228.
- 87 HOLLAND D M, JENKINS A. Adaptation of an Isopycnic Coordinate Ocean Model for the Study of Circulation beneath Ice Shelves[J]. *Monthly Weather Review*, 2001, 129: 1905—1927.
- 88 JENKINS A, HOLLAND D M. A model study of ocean circulation beneath Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica: Implications for bottom water formation[J]. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(8): 31—34.
- 89 SMEDSRUD L H, JENKINS A, HOLLAND D M, et al. Modeling ocean processes below Fimbulisen, Antarctica[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2006, 111(C1): C1007.
- 90 LOSCH M. Modeling ice shelf cavities in a z coordinate ocean general circulation model[J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 2008, 113(C8): C004368.
- 91 MATHIOT P, JENKINS A, HARRIS C, et al. Explicit representation and parametrised impacts of under ice shelf seas in the z - coordinate ocean model NEMO 3. 6[J]. *Geoscientific Model Development*, 2017, 10(7): 2849—2874.
- 92 BECKMANN A, GOOSSE H. A parameterization of ice shelf - ocean interaction for climate models[J]. *Ocean Modelling*, 2003, 5: 157—170.
- 93 TIMMERMANN R, WANG Q, HELLMER H H. Ice-shelf basal melting in a global finite-element sea-ice/ice-shelf/ocean model[J]. *Annals of Glaciology*, 2012, 53(60): 303—314.
- 94 TIMMERMANN R, HELLMER H H. Southern Ocean warming and increased ice shelf basal melting in the twenty-first and twenty-second centuries based on coupled ice-ocean finite-element modelling[J]. *Ocean Dynamics*, 2013, 63(9-10): 1011—1026.
- 95 WALKER R T, HOLLAND D M. A two-dimensional coupled model for ice shelf—ocean interaction[J]. *Ocean Modelling*, 2007, 17(2): 123—139.
- 96 GROSFELD K, SANDHÄGER H. The evolution of a coupled ice shelf—ocean system under different climate states[J]. *Global and Planetary Change*, 2004, 42(1-4): 107—132.
- 97 GOLDBERG D N, LITTLE C M, SERGIENKO O V, et al. Investigation of land ice-ocean interaction with a fully coupled ice-ocean model: 1. Model description and behavior[J]. *Journal of Geophysical Research Earth Surface*, 2012, 117(F2): F02037.
- 98 ASAY-DAVIS X S, CORNFORD S L, DURAND G, et al. Experimental design for three interrelated marine ice sheet and ocean model intercomparison projects: MISMIP v. 3 (MISMIP +), ISOMIP v. 2 (ISOMIP +) and MISOMIP v. 1 (MISOMIP1)[A1][J]. *Geoscientific Model Development*, 2016, 9(7): 2471—2497.
- 99 JORDAN J R, HOLLAND P R, GOLDBERG D, et al. Ocean-forced ice-shelf thinning in a synchronously coupled ice-ocean model[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2018, 123(2): 864—882.
- 100 SNOW K, GOLDBERG D N, HOLLAND P R, et al. The response of ice sheets to climate variability[J]. *Geophysical Research Letters*,

- 2017, 44(23): 11878—11885.
- 101 GOLDBERG D N, SNOW K, HOLLAND P, et al. Representing grounding line migration in synchronous coupling between a marine ice sheet model and a z -coordinate ocean model[J]. *Ocean Modelling*, 2018, 125: 45—60
- 102 MASSOM R A, SCAMBOS T A, BENNETTS L G, et al. Antarctic ice shelf disintegration triggered by sea ice loss and ocean swell[J]. *Nature*, 2018, 558(7710): 383—389.
- 103 FRICKER H A, POPOV S, ALLISON I, et al. Distribution of marine ice beneath the Amery Ice Shelf[J]. *Geophysical Research letters*, 2001, 11(28): 2241—2244.
- 104 刘芮希, 周春霞, 梁琦. 基于多源遥感数据的中山站附近地区冰架和冰川变化监测[J]. *极地研究*, 2017, 29(4): 446—453.
- 105 ZHAO C, CHENG X, LIU Y, et al. The slow-growing tooth of the Amery Ice Shelf from 2004 to 2012[J]. *Journal of Glaciology*, 2013, 59(215): 592—596.
- 106 程瑶瑶, 史久新, 郑少军. 南极麦肯齐湾冰间湖的时空变化及主要影响因素分析[J]. *中国海洋大学学报(自然科学版)*, 2012, 2(Z2): 1—9.
- 107 董兆乾, 蒲书箴, 胡筱敏, 等. 南极普里兹湾及其邻近海域的水团研究[D]. 北京: 海洋出版社, 2004.
- 108 高郭平, 董兆乾, 侍茂崇. 南极普里兹湾附近 73°E 断面水文结构及多年变化[J]. *青岛海洋大学学报*, 2003, 33(4): 493—502.
- 109 LIU C, WANG Z, CHENG C, et al. Modeling modified Circumpolar Deep Water intrusions onto the Prydz Bay continental shelf, East Antarctica[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2017.
- 110 WILLIAMS M J, GROSFELD K, WARNER R C, et al. Ocean circulation and ice-ocean interaction beneath the Amery Ice Shelf, Antarctica[J]. 2001, 106(C10): 22383—22399.
- 111 WILLIAMS M J M, WARNER R C, BUDD W F. Sensitivity of the Amery Ice Shelf, Antarctica, to changes in the climate of the Southern Ocean[J]. *Journal of Climate*, 2002, 15: 2740—2757.
- 112 SHI J, DONG Z, CHEN H. Progress of Chinese research in physical oceanography of the Southern Ocean[J]. *Advances in Polar Science*, 2013, 24(2): 86—97.
- 113 何雯, 程灵巧, 高郭平. 2001—2002 年间南极埃默里冰架水的空间分布与季节变化[J]. *上海海洋大学学报*, 2016(05): 753—766.
- 114 VAZ R A N, LENNON G W. Physical oceanography of the Prydz Bay region of Antarctic waters[J]. 1996, 43(5): 603—641.
- 115 TOURNADRE J, BOUHIER N, GIRARD-ARDHUIN F, et al. Antarctic icebergs distributions 1992 - 2014[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2016, 121(1): 327—349.
- 116 TOURNADRE J, GIRARD-ARDHUIN F, LEGRÉSY B. Antarctic icebergs distributions, 2002 - 2010[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C5): C5004.
- 117 LI T, DING Y, ZHAO T, et al. Iceberg calving from the Antarctic Nansen Ice Shelf in April 2016 and its local impact[J]. *Science Bulletin*, 2016, 61(15): 1157—1159.
- 118 刘岩, 程晓, 惠凤鸣, 等. 利用 EnviSat ASAR 数据监测南极冰架崩解[J]. *遥感学报*, 2013(03): 479—494.
- 119 周巧娣, 同懿, 余小非. 极地冰架热水钻头测控系统研制[J]. *电子技术应用*, 2017(08): 66—68.

## A REVIEW OF ICE SHELF–OCEAN INTERACTION IN ANTARCTICA

Shi Jiuxin

(College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China;

Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266237, China)

### Abstract

Recent advances in the research of ice shelf–ocean interactions in Antarctica are reviewed in this paper. Basal melt rate of ice shelves exceeds calving flux, making bottom melt the dominant cause of mass loss in Antarctic ice sheets. Cavities under ice shelves can be classified into cold cavities—basal melt is driven by dense shelf water—and warm cavities—basal melt is driven by modified Circumpolar Deep Water. The giant Filchner–Ronne and Ross Ice Shelves in the Weddell and Ross Seas cover two-thirds of the total ice shelf area in Antarctica but mass loss from their cold cavities accounts for only 15% of the net melting of all ice shelves combined. Half of the net melting comes from several small, warm-cavity ice shelves in the Amundsen and Bellingshausen Seas in the Southeast Pacific sector, which cover 8% of the total ice shelf area. Modified Circumpolar Deep Water has been found to cause melting in the cold cavities under the Totten and Amery Ice Shelves in East Antarctica. Ice shelves cool and freshen seawater in their cavities. Ice shelf water from cavities is at a very low temperature and will modify shelf waters and even contribute to the formation of Antarctic Bottom Water. The recently observed freshening of Antarctic Bottom Water in the Pacific and Indian sectors might be attributed to the enhanced basal melting of upstream ice shelves.

**Key words** ice shelf, basal melt, cavity, ice shelf water, Antarctic