

南大洋古环流研究方法综述

唐灵刚^{1,2}, 韩喜彬^{1,2}, 赵建如^{1,2}, 许冬^{1,2}, 边叶萍^{1,2}, 葛倩^{1,2}

(1. 国家海洋局海底科学重点实验室 杭州 310012; 2. 国家海洋局第二海洋研究所 杭州 310012)

摘要:南大洋海洋环流系统由南极底层水 AABW、南极绕极流 ACC、南极表层水 AASW、绕极深层水 CDW 组成,它们在全球气候调节中扮演重要角色。随着科考技术的进步,有关南大洋古环流研究越来越多,研究主要集中在温度、盐度、流向和影响作用等方面。研究侧重内容不同所采取的手段和方法也有差别,南大洋古环流研究方法包括古生物法、地球化学法、数值模拟、沉积法、实测资料等。本文就这些研究方法做一简单综述,以期强调南大洋在全球大洋历史中的作用。

关键词:南大洋;古环流;古温度;古生物;地球化学;数值模拟

中图分类号:P7 文献标志码:A 文章编号:1005-9857(2016)02-0048-08

On the Research Method of Ancient Circulation in the Southern Ocean

TANG Linggang^{1,2}, HAN Xibin^{1,2}, ZHAO Jianru^{1,2}, XU Dong^{1,2},
BIAN Yeping^{1,2}, GE Qian^{1,2}

(1. Key Laboratory of Submarine GeoSciences, SOA, Hangzhou 310012, China;
2. Second Institute of Oceanography, SOA, Hangzhou 310012, China)

Abstract: The circulation system of Southern Ocean is composed of the Antarctic Bottom Water (AABW), the Antarctic Circumpolar Current (AAC), the Antarctic Surface Water (AASW) and the Circumpolar Deep Water (CDW) an important role in global climate change. With the development of science and technology, there has been more and more interests in ancient circulation of the Southern Ocean and some researching methods appeared. Focusing on different research content, different research methods will be taken, including simulation method, paleobiogeography, paleo-temperature, sediment, fossil and geochemistry. In this paper, some researching methods of ancient circulation in the Southern Ocean were simply reviewed, in order to emphasize the importance of the Southern Ocean in the history of global ocean.

Key words: Ancient circulation, the Southern Ocean, Research methods, Paleo-temperature, Paleontology, Geochemistry, Numerical simulation

基金项目:南北极环境综合考察与评估专项(CHINARE2012-01-02, CHINARE2013-01-02, CHINARE2014-01-02, CHINARE2015-01-02, CHINARE2013-04-01, CHINARE2014-04-01, CHINARE2015-04-01);“全球变化与海气相互作用”专项“西太平洋古气候研究”项目(GASI-04-01-02)。

作者简介:唐灵刚,硕士研究生,研究方向为海洋沉积学,电子信箱:1083980856@qq.com

通信作者:韩喜彬,副研究员,硕士生导师,博士,研究方向为海洋沉积,电子信箱:hanxibin@sio.org.cn

1 引言

南大洋是由南太平洋、南大西洋、南印度洋及南极大陆周围的威德尔海(Weddell Sea)、罗斯海(Ross Sea)、阿蒙森海(Amundsen Sea)、别林斯高晋海(Bellingshausen Sea)等边缘海组成的一片环绕南极大陆的独特水域。2000年,国际水文地理组织(International Hydrographic Organization, IHO)将60°S以南的全部海洋定义为南大洋。与其他大洋相比,南大洋有其特有的独特性。南大洋是五大洋中唯一的环绕地球一周而未被任何大陆所隔断的环形大洋,面积约 $3.8 \times 10^{13} \text{ m}^2$ 。另外,南大洋拥有与其他大洋完全不同的海洋生物体系。独特的海洋环境使得南大洋生物种类相比较其他大洋而言明显偏少,但每种生物的数量非常庞大,以磷虾—浮游生物—其他高等生物相对单一的食物链现象全球大洋中只有南大洋存在^[1]。最后,南大洋表层海水在65°S的高盐度“南极分流带”向两侧分流,南极大陆边缘浮冰冷却海水下沉并从洋底向北流动,上层暖水南流下层冷水北流的热量交换格局在全球气候产生重大影响^[2]。

南大洋环流丰富,主要包括南极绕极流(Antarctic Circumpolar, AAC)、南极表层水(Antarctic Surface Water, AASW)、绕极深层水(Circumpolar Deep Water, CDW)和南极底层水(Antarctic Bottom Water, AABW)。除此之外,北大西洋深层水(North Atlantic Deep Water, NADW)通过深层潜伏向南流到本区,在威德尔海海域与浅层海水汇合^[3]。南大洋环流系统是全球大洋环流系统的重要组成部分,对全球气候和环境的变化起着至关重要的作用^[4-5]。

ACC是一支纬向连通无边界的海流,环绕南极大陆在35°S—65°S海域范围内自西向东运动,流域长度达 $2.1 \times 10^4 \text{ km}$ ^[6]。其流量约为130~140 Sv (1 Sv = $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$),其近南极地区的流速为4 cm/s,向北可增至15 cm/s,可以说是全球大洋最强大的海流^[7]。它将大西洋、太平洋和印度洋连接起来,成为三大洋热量、盐度和其他物质运输和交换的纽带,因而对全球气候有着重要影响^[8]。

AASW按季节可分为南极冬季水(Antarctic

Winter Water, WW)和南极夏季表层水(Antarctic Summer Surface Water, AASSW)^[9]。WW是受冬季海水表面降温、冷却、结冰以及风引起的强垂直混合作用,在表层到100~200 m左右的深度上形成的低温、高盐,垂向方向上均一的水体。而在夏季由于温度升高海冰融化,表层盐度降低,形成相对高温、低盐的AASSW,一般深度在50 m以浅。AASW具有明显的年际变化特征,不同年份其占据深度随纬度有明显的变化^[10-12]。

CDW是南大洋中分布最广、规模最大的水团,占据南大洋水体总体积的55%以上^[13]。按其温度和盐度可分为上下两个核心:上层核心温度为0.9℃~2.5℃,盐度为34.60~34.75,深度为250~600 m;下层核心温度为1.0℃~1.8℃,盐度为34.70~34.75,深度为500~3 000 m^[14]。

南极是大洋底层水重要的发源地之一。AABW产生于南极洲冰陆架,主要受季节性海冰形成的影响^[15],每年3~4月是南半球海冰快速产生的时期也是AABW向北搬运的最快时期。海冰在表层水中留下大量盐分,使下伏冷水密度加大,水温达到-0.4℃,盐度为34.7时,便开始下沉,并向北扩散到各大洋的底部,扩散范围可到太平洋的50°N,大西洋的45°N^[16],是世界大洋底层水的重要组成部分。形成和外输AABW的最大源区是威德尔海,威德尔海的海冰变化不定,热量和湿气在垂向上的强劲流动则在威德尔环流和海冰之上形成寒冷的极地大气,这使得威德尔海环流形成AABW的一个主要源地^[17]。此外,在冬季威德尔海海冰覆盖区中央会出现开阔水域形成“冰间湖”^[18],增强海洋向大气水汽输送和热量输送^[19],上升的高温水在海洋上层降温,稳定度减少,海水垂向混合加强,对AABW的形成会产生较大影响^[20]。AABW另一个重要源区是罗斯海,分析表明,源于陆架上的底层水会形成盐度较高和盐度较低的AABW。盐度较高的AABW受西罗斯海罗斯海陆架水(Ross Sea Shelf Water, RSSW)和CDW的混合影响;盐度较低的AABW则是受东罗斯海陆架坡的CDW和冰架水(Ice Shelf Water, ISW)的混合影响^[21]。

AABW 与 NADW 相互作用形成了南北两半球之间的温盐跷跷板^[22],共同调控着全球热盐环流强度^[23]。ACC 通过极强的垂向混合过程带动太平洋、大西洋和印度洋之间的热量、水分和能量交换^[24-25];低纬度地区的水团经潜沉过程在 ACC 南面的上升流区上升,发生强烈的海气交换^[26];AABW 和 ACC 都是全球热盐环流运输带中的重要组成部分^[2]。南大洋环流对资源矿产具有重大意义。AASW 与磷虾资源密切相关,南极冬季水扩展区常是磷虾密集区域^[27-28];AABW 水循环运动丰富输送了丰富的铁锰结核(壳)矿床的成矿物质^[29]。此外,南大洋的海-冰-气耦合反馈过程复杂^[30],生物地球化学碳循环活跃^[31]。由此可见,南大洋的海洋环流系统对南半球,甚至全球气候起着重大调节作用。

近几年,南大洋古环流系统已经受到了海洋学家的广泛关注和研究,但主要集中在南大洋某一海域或单支海流,没有进行全面、系统地研究。并且,对南大洋古环流的研究也缺少全面的研究方法总结。基于此,在前人研究的基础上,从南大洋古海流的基本概况出发,分析了南大洋古海流的主要研究方法和手段,为我国南大洋古环流系统的研究奠定了一定的基础。

2 主要的古环流研究手段

对南大洋环流的研究主要集中在温度、盐度、密度、氧化还原环境、流向、演变和影响作用,研究侧重内容不同所采取的手段和方法也有差别。

2.1 古温度

各洋流、水团间最大的区别主要在于温度,利用微体古生物、稳定同位素等方法求出古温度在平面上的分布格局,可绘出相应的古洋流图。

2.1.1 微体古生物法

微体古生物法主要是用浮游有孔虫,包括浮游有孔虫的种属、分异度和相对丰度等方面的特征数据。

微体古生物的种属判断环流、水团。始新世的分界处(38 Ma 前),南极底层水及洋底“冷水圈”的首次形成,大洋水温骤降约 4℃~5℃,浮游有孔虫都是简单的抱球式;从渐新世至早中新世(17 -

15 Ma)气候变暖,浮游有孔虫又重新出现了圆辐虫式,矛棘虫式、圆球虫式形态,构成近代有孔虫群落的基本面貌^[32]。

浮游有孔虫的分异度表现在壳体的形态、壳径、壳面孔隙率、壳体旋向等形态结构,这些形态结构差异也往往受到环境条件的制约,具有一定的指温、指纬意义。例如, Kennett^[33]从分析了截锥圆辐虫的形态特征,发现截锥圆辐虫个体平均宽度与高度比值在亚南极北部水团为 1.40~1.52;而亚南极南部水团—南极水团北部为 1.48~1.55。Malmgren 和 Kennett^[34]通过对中央亚南极及热带辐合区的研究发现,抱球虫的平均壳径在寒冷期较大,在温暖期较小。

浮游有孔虫对温度变化敏感,在适宜温度内呈现大量生存繁衍的现象,因此其相对丰度变化可以表征古温度特征。涂霞等^[35]分析南极普利兹湾柱状样有孔虫得出,柱深 40 cm 以上暖水种群 *Globigerinoides sacculifer*, *G. ruber* 浮游有孔虫含量占浮游有孔虫总量的 50% 以上,表明全柱的表层水温变化在柱深 40 cm 以上段表层水温温暖。

2.1.2 稳定同位素法

硅藻成因 SiO₂ 的氧同位素值反应海水表面温度记录,再配以植物组分的资料,也能成为上升流的很敏感的标志。多数人认为在中中新世南极冰盖形成以前的早新生代时期大陆上还不存在冰川,因此可用氧同位素资料直接解释当时大洋古温度的变化^[36]。Shackleton 等^[37]通过塔斯曼海区三口钻井分析发现,始新世、渐新世之交,南极海冰大规模形成;中中新世,南极大陆冰盖开始形成。Keigwin^[38]进一步利用氧同位素资料分析对比不同地区底层水温度变化趋势,发现亚南极站位上的浮游与底栖有孔虫同位素具有协调一致的变化趋势,并在界面处开始同时急剧变冷。

此外,有孔虫的 Mg/Ca 比值,可以估算海水古温度,这方法适用于低纬和高纬、表层和深层海水古温度^[39-42]。古森昌等^[43]通过对柱状样元素组分的分析,发现沉积物中的 SiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃、CaO、MgO、P、S、Co_{lg} 等元素组分较好地记录了由古气候变化而引起的物源改变,这些元素组分在地层中的

分布规律与古海洋沉积环境及古气候变迁相一致;并发现自晚更新世末期以来的气候大致可分为温暖期、寒冷期、高温期、转冷期和转暖期5个区段。

海水表层温度升高、异常的海洋气候现象造成海水温度变化,会影响浮游藻类合成长链烯酮(简称烯酮)化合物的不饱和比值(U_{37}^k),这种信息会在沉积物中完整而有序地记录保存,因此 U_{37}^k 可以估算古海水表层温度(Sea Surface Temperature, SST)^[44-45]。利用海洋沉积物中长链不饱和酮分子研究古海水 SST 的基本原理是^[46],在 *E. huxleyi* 中具有两个不饱和键的长链不饱和酮分子与具有3个不饱和键的长链不饱和酮分子的相对数目会随 SST 的变化而变化,从而海底沉积物种保存的源于 *E. huxleyi* 的长链不饱和酮分子的相对数目必将反映古海水表层温度。Ikehara^[47]用 U_{37}^k 研究南大洋塔斯曼海隆区域表层温度,发现该区域末次盛冰期时的 SST 比现在的低4℃,并且倒数第二冰期和末次冰期之间的 SST 差至少5.2℃。Alfredo^[48]用 U_{37}^k 研究发现800 ka以来南大西洋海域 SST 差有8℃之多,但这与利用有孔虫得出的表层海水温差有出入。颗石藻不仅普遍存在于海洋环境中^[49-50],也存在于湖泊环境中^[51],因此也可用湖泊沉积物探讨水体温度。刘毅等^[52]研究东南极拉斯曼丘陵地区的沉积柱中 U_{37}^k ,得出该区在5100 cal. a B. P. 前后气候开始由冷转暖,冰川消融。不过,此方法受沉积柱层理变化、上层水热扩散、水深季节性变化等因素影响,从而其他方法得出的表层水温有不大出入^[48,53]。

Tex^{86} 是古海水温度重建指标,基于由古菌的一个分支 Marine Crenarchaeota 所产生的一组生物标志物(GDGTs)的比值^[54]。古菌 Marine Crenarchaeota 的细胞膜主要由甘油二烷基甘油四醚化合物(Glycerol Dialkyl Glycerol Tetraethers, GDGTs)构成。这类化合物具有良好的热稳定性,环境温度升高其五元环的相对数量能够增加^[55-56]。依据这个原理 Schouten 等建立了海洋浮游型奇古菌 GDGTs 的四醚指数 Tex^{86} 表征五元环相对数量,并发现海洋沉积物 GDGTs 的 Tex^{86} 与 SST 具有很好的相关性。Jung 等^[57]在南印度洋海域通过 Tex^{86} 探讨50 ka 以来的

SST 变化,得出末次冰期南印度洋海域的平均 SST 在10℃,之后 SST 逐渐升温,早全新世时该海域的 SST 升到19℃。并且该结论与硅藻成因的氧同位素得出的 SST 具有很好的一致性。Jenkyns 等^[58]在南极大陆架海域, Tex^{86} 显示早白垩纪阿普第期至阿尔布期之间的 SST 在24℃~28℃,并且显示在早阿尔布时期海水表面温度呈现出上升的趋势。 Tex^{86} 是新兴的古海水温度重建指标,在应用过程中仍有一些不足之处。 Tex^{86} 仅适用于成熟度较低的沉积物^[59],陆源有机质输入可能导致 Tex^{86} 偏差^[60], Tex^{86} 与水体深度以及季节变化之间的关系还有待进一步的探索^[61],这些原因限制了 Tex^{86} 在 SST 重建。

2.2 盐度

盐度分布体现了海洋的热分布与运输状况,盐度变化提供了整个水体的运动、输送以及水体混合的信息。南大洋是全球中层和深层水形成的主要区域,它的盐度变化将直接影响全球中、深层水特征,并且南大洋上层海水盐度季节和年际变化过程控制着南极表层冬季水的形成和深度。南大洋表层海水盐度的分布主要受季节性的海水升温和融冰淡水混合的影响^[62]。

2.2.1 现场观测

对南大洋环流盐度的研究主要采取观测的技术手段,包括全球海洋环流观测(WOCE)和 ARGO 观测计划。WOCE 和 ARGO 观测获得的数据能够基本描述南大洋环流形态特征及其在全球大洋环流中的影响作用,但是由于盐度观测点分布稀疏,尚未能完好地分析南大洋盐度变化过程。除此之外,利用卫星遥感数据可以分析获取盐度数据,许苏清等^[63]利用遥感盐度数据经过插值计算得出,南大洋表层水的盐度呈不规则的盐度值或高或低的空间块状分布。

根据航渡观测资料显示,南大洋海域盐度在34.52~33.67之间,其中在南印度洋海域盐度是34.10±0.47,南大西洋海域盐度是34.52±0.27,德雷克海峡海域盐度是34.37±0.33,南极海湾附近海域盐度是33.48±0.09,南美洲近岸海域盐度是33.67±0.64^[64]。

2.2.2 数值模拟法

为了克服盐度实际观测数据有限的障碍,科学工作者试图通过历史盐度观测数据重构盐度剖面。Woodcock 等^[65]最早提出利用温度-盐度的统计关系以及相对丰富的温度剖面观测来估计盐度剖面;Donguy 等^[66]将表层盐度观测作为新的控制数据,在上混合层内通过表层盐度观测插值计算混合以下的盐度;Hansen 等^[67]通过建立垂向平均盐度与其他观测(温度、海面盐度等)之间的相关改进了盐度剖面反演结果,其反演的盐度剖面能够再现观测到的盐度障碍层;Vossepoel 等^[68]引入海面高度作为辅助信息来修正反演的盐度剖面;Yan 等^[69]建立了基于三维变分的数据同化方法,利用垂向温度-盐度关系与海面动力高度观测之间的相关关系重构盐度剖面。这些方法可以间接地获得盐度垂向剖面,但是要求研究海域已有较多的历史温度-盐度剖面观测,并且具有相对稳定的温度-盐度关系,以便建立稳定的温度-盐度之间的函数关系。

2.3 流向

洋流的流向是指洋流的流去方向,其流向一般具有稳定的性质。南大洋古环流流向的研究方法有古生物法和地球化学法两大类:古生物法利用放射虫、有孔虫、硅藻等微体海洋沉积生物;地球化学法利用水体氧化还原程度和 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值。

2.3.1 古生物法

古生物法是古环流最主要的研究手段。放射虫、有孔虫、硅藻等微体生物,主要受海水深度、温度、盐度、浊度、营养盐以及水体运动等各种物理化学条件的控制。某一具体的环流具有相对稳定的温度盐度等物理化学特征,并且随环流的流动其物理化学性质会发生细微变化。这些要素变化的信息便记录在生物个体、生物组合、分异度等特征上,因此古生物是判断古环流流向的灵敏标志。此外,海流的路线往往与某些关键性地区如海峡通道的关放或封闭密切相关,因此可以通过比较海峡两侧的化石群,分析是否存在明显的差异或者是否具有某些海流的标志属种,以判断是当时海流的可能途径。

“将今论古”是放射虫在古海洋环境和古水团

重建研究的应用基础,而且不少研究证明现代海洋中活体放射虫水深分布与某些水团紧密联系,可以作为水团的追踪和指示剂从而应用到古海洋和古水团的重建^[70-71]。Gupta 等^[72]通过 *Nassekkaria* 和 *Spumellaria* 两种放射虫的数量比值变化规律发现了 AABW 活动的证据;常凤鸣、Pudsey 和 Howe^[73-75]利用 *Cycladophora davisiana* 恢复了南极环流的演变历史。某些水团具有特定的底栖生物标志种或标志性组合的分布,利用其特殊的标志生物可加以判断水团的动向。放射虫的某些属种和水团有着密切的关系,Ciesielski 等^[76]根据放射虫石群的变化讨论上新世南极辐合带在西南大西洋的位置移动,再如亚极地分布在大洋表层的冷水种,当相应水团朝赤道方向潜入深部时,也随着转向深层水中,当水团的布局发生季节性变化时,放射虫组合的分布也随之变更。但是仅靠一两种放射虫来重建古环流不足以强有力地说明问题,并且取样时间的差异会导致研究结果可比性很差,还需要结合诸如沉积物粒度、有机质等其他指标,以增强其研究结果的对比性和准确性。

底栖有孔虫的种属常作为水团的标志。在早期研究中,普遍把底栖有孔虫用于判断古深度^[77];后来研究表明,底栖有孔虫的深度分布很大程度上是水团与水深的关系^[78]。不同深度处分布着不同的水团,被不同水团占据的海底生活着不同属种组合的底栖有孔虫。*Epsistom inella umbonifera* 指示 AABW, *Epistom inella exigua* 和 *Cibicidoides wuellerstorfi* 指示南大洋 NADW^[79], *Globigerina bulloides* 是现代上升流最重要的标志种,分布于南印度洋、太平洋、大西洋海岸的上升流中。底栖有孔虫壳体受埋藏作用影响,胶结壳的分解和钙质壳的溶解导致有孔虫埋藏群、化石群差异变化。因此利用有孔虫研究水团流向变化时,要考虑到埋藏的古环境。

硅藻对环境变化反应敏感,其物种组成、数量变化和地理分布依赖于各种物化条件,蕴含丰富的生态与环境信息^[80]。苏联学者^[81]将现代硅藻划分为 7 个组合,各自分布在不同纬度区代表不同的水文条件,这些组合的硅藻属种可以用来追索水团位置。如南极组合的特征分子 *Eucampibabalaus - tium*,

Coscinodiscus lentiginosus 和 *Thalassiosira gracilis* 等在沉积物中的分布可被用做南极底层水 AABW 在南太平洋萨摩亚群岛以南分成两支北上的证据之一;在大西洋和印度洋也可以用硅藻追踪出南极底层水的流路^[82]。值得注意的是,硅藻群落在经海流迁移、沉积、埋藏的过程中,其携带的环境信息已经发生了改变^[83],所以沉积硅藻的组合分布特征反映的是某段时期的平均状况。

2.3.2 地球化学法

氧化还原电位(Eh)是多种氧化物质和还原物质发生氧化还原反应的综合结果,反映了体系中所有物质表现出来的宏观氧化-还原性。氧化还原作用对水体化学环境有很大影响,水体中各种有机质、无机质的存在和迁移现象,氧化还原反应都起着关键性作用^[84]。

Eh 可以反映洋流的水道和流向。东太平洋海盆底层海水的氧化程度呈现南北高、中部低、南西高于北东的分布势态,这势态所确定 AABW 的水道和流向与根据水温而确定的 AABW 克拉里昂水道的流向基本相同^[29]。此外,沉积物的 Eh 分析被用于海洋地球化学研究中,有学者对海底沉积物的分析以证明海水的流动方向^[85]。

$\delta^{13}\text{C}$ 值可以用来指示深层水的形成及流动。深层水在其形成的源区, $\delta^{13}\text{C}$ 偏重(正);随着深层水的富集,深层水中 ^{12}C 富集得越来越多, $\delta^{13}\text{C}$ 逐渐偏轻(负)。因此,海洋中的 $\delta^{13}\text{C}$ 的梯度可以指示深层水的源区和流向^[86]。如今在大西洋海域深层水 $\delta^{13}\text{C}$ 的值大约在 1×10^{-3} ^[87],而 AAABW 的 $\delta^{13}\text{C}$ 只有 0.4×10^{-3} ^[88],从而揭示 NADW 驱动着 AABW 的形成。

$\delta^{18}\text{O}$ 值也被用于研究水团来源与迁移, $\delta^{18}\text{O}$ 值的平面分布等值线可以反映出定常流场特征,表征大尺度环流的路径; $\delta^{18}\text{O}$ 值的断面分布可以研究水体的垂向运动和垂直扩散过程^[89]。在南大洋近南极半岛海域,表层水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值在无冰的海域为负值 0.40×10^{-3} 左右,但在近半岛有浮冰出现或靠岸海域的冰融水影响时, $\delta^{18}\text{O}$ 值相应变负 0.55×10^{-3} 左右^[90]。无冰海域和浮冰海域 $\delta^{18}\text{O}$ 值差异表明南大洋南极半岛海域表层水受海冰输入影响:海冰融

化大量淡水混入,轻同位素分子 ^{16}O 增加,使得重同位素 ^{18}O 相对贫化,即 $\delta^{18}\text{O}$ 值随之降低;并可依据其推论出海冰输入路径及环流运移路径。

2.4 变迁及效应

2.4.1 沉积识别

底层流可以直接对洋底沉积物的搬运与沉积发生作用,因此可以运用沉积学标志,如沉积物的组成、结构、构造以及沉积间断等标志加以识别。而在海岸上升流流区的地质组分中,可以利用有机碳、磷灰石、硅藻等沉积信息识别上升流。深海岩心的冰载碎屑含量可以反应南极冰盖出现情况,并且根据洋底南极冰载物质可搬运到 40°S 范围也可推论出南大洋环流影响范围。

距今 3.5 Ma 前,由于南极进一步变冷,南极西部(基底位于还平面之下)冰盖形成,促使 AABW 活动性明显加强。AABW 在途径澳大利亚南部,流向新西兰方向后即转向塔斯马尼亚及萨摩亚海盆北流,至北部海山处分成东西两股底流,在全球范围内普遍出现强烈的深海侵蚀作用及沉积间断^[91]。Watkins 等^[92]在南大洋 70°E — 190°E 地区,经多年工作综合绘制出表面沉积物平均年代的 5 次趋势图,显示出 2.5 Ma 来南极底层水侵蚀冲刷,科尔盖伦海台、南塔斯曼盆地、西埃莫拉尔德盆地以及罗斯海区都是强底流侵蚀区。然而,沉积构造(底床形态)以研究 AABW 不一定适用^[93],这是由于 AABW 是属于速度较快的温盐环流,往往活动于 CCD 之下,所处的洋底不一定能发现沙砾级的波痕及沙丘等形态,即使在湍急的深水谷地内也不例外。

2.4.2 模拟法

古大洋表层流通常不留下直接标志,只能通过间接的途径加以研究。数值模拟不仅能够模拟气候变化过程中不同驱动因子的相对重要性,而且可以输出不同边界条件下各气候要素的空间分布,从而获得对气候变化机制的认识^[94]。凭借此优势,数值模拟在古气候中发挥着重要作用,科学家们也将此手段用于南大洋古环流研究中。

Weaver 等^[95]等利用中等复杂的气候模式 UVic,向南大洋注入淡水通量,减弱 AABW 的生成,有力地证明了南北半球跷跷板的存在,证明了南极

底层水的是全球运输带重要引擎的气候效应。Seidov^[96-97]和 Stouffer^[98]用海-气完全耦合模式,发现 AABW 生成受到表层淡水输入的抑制作用。同时,数值模拟结合地质历史时期的大陆位置条件,推论环流体系。海洋环流模式(OGCM)模拟德雷克海峡开合和 ACC 形成方面,数值模式表明^[26,99]30 Ma 之前封闭的德雷克海峡在其纬度上构建了纬向的压力梯度产生经向的地转流,为南极带来丰沛的暖水。之后德雷克海峡打开使得 ACC 形成,阻隔了副热带暖水和极地冷水之间的热交换,南极气候变得寒冷^[100-101]。然而,平板海流(slab ocean)模式和冰盖动力学模式耦合结果显示,德雷克海峡开启和 ACC 形成,并不足以使得南极从温暖向严寒环境转变^[102]。由此可见,由于边界条件难确定,古地形、海底地形难恢复,对模拟结果影响较大,数值模拟在南大洋古环流研究中的局限性和不确定性明显。

3 讨论

对南大洋古环流的研究主要集中在温度、盐度、流向、变迁及效应 4 个方面,侧重内容不同所采取的手段和方法也有稍许差别,总的来说可以大致概括为古生物法、地球化学法、现场观测和数值模拟这四大类型。古生物法方面,通过放射虫、有孔虫、硅藻可以判别古环流的流向,通过微体古生物的种属、分异度、相对丰度可以认知古温度变化;地球化学法方面,Eh、 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 用于古环流的流向判别,硅藻 SiO_2 、 Mg/Ca 、 U_{37}^k 、 Tex^{86} 用于古温度研究;通过现场观测获取第一手资料直观地研究盐度变化;数值模拟既可以用于重构温盐剖面,又可以帮助了解古环流的变迁及效应。此外,通过沉积构造也能一定的帮助识别底层流。

上述的研究方法中,以古生物和地球化学的方法为主;除模拟法和沉积法之外,其他方法的研究对象几乎都以微体古生物的介壳为主。因此,鉴定和分析微体古生物的工作起着关键性的作用。洋流存在的必要条件是水温梯度,众多方法实际上就是判别古水温的方法。所以,利用微体古生物准确判别古水温以区分洋流对南大洋古环流重建显得格外重要。

然而,各种研究方法中也有自身的不足:有孔

虫的 Mg/Ca 比值对较老年代的海水古温度的恢复尚需要进一步工作加以证实^[103],底层分辨率、分析样品的代表性、生物扰动破坏等因素都影响到古环流重建的可靠性和精确度; U_{37}^k 、 Tex^{86} 水深变化、上层水扩散、陆源输入等因素影响,一定程度上限制了它们重建 SST 的准确度;南大洋海底环境不同于常态,具有低温高压的特点,在常温常压下测量沉积物和水体 Eh 方法误差大;现场观测虽然能直观地获取第一手资料数据,但是南大洋海洋考察需要更高水平的航海船舶、仪器设备作为支撑;数值模拟相比于现场观测,具有较强的灵活性和任意性,逐步求精为古环流研究提供丰富的数据支持,但是其模型建立受建模者主观性限制,边界不确定也是其弊端。

4 展望

南大洋环流丰富变化复杂,各研究手段存在不足,可靠性和分辨率有待进一步提高,加之南大洋远离人类居住环境恶劣,考察能力有限,众多因素限制南大洋古环流研究发展。未来的研究还要注意多手段结合综合分析,重点关注以下方面。

(1) 古生物与地球化学方法多参数运用,与其他圈层如大气圈、岩石圈、水圈、生物圈结合系统分析。

(2) 发展新技术手段。受工作电极和参比电极最高使用温度和压力的限制,目前国际上有关 Eh 的测量主要是在常温常压下进行。因此,亟须开展原位监测的氧化还原电位测量工作。此外,还需建设极地海底观测系统,建立更详细参数的数值模拟模型。

(3) 对温度盐度的调查主要是依靠单次调查结果,且调查的范围有限,经向跨度小。采用多航次、多剖面、跨经度调查,以获得更大区域范围丰富的南大洋环流温盐资料。

(4) 从能力建设方面着手加强极地科考能力,这对南大洋古环流研究有极大地促进作用。

(5) 这些研究技术成就都是在一系列大型国际合作计划和长期稳定资助下取得的,科学问题的前瞻性和研究经费的合理运用成为取得这些成就的必要基础。任何创新性成果的取得必须依赖于广

泛的跨学科、跨方向的合作。

参考文献

- [1] 朱国平,冯春雷,吴强,等. 夏季南奥克尼群岛西部水域南极磷虾资源时空分布及其与表温之间的关系[J]. 海洋环境科学, 2011,30(5):636-639.
- [2] REID P C, FISCHER A C, LEWIS-BROWN E, et al. Impacts of the oceans on climate change[J]. Advances in marine biology, 2009,56:1-150.
- [3] BROECKER W S, PEACOCK S L, WALKER S et al. How much deep water is formed in the Southern Ocean[J]. Journal of Geophysical Research, 1998,103(C8):15 833-15 843.
- [4] 马浩,王召民,石久新. 南大洋物理过程在全球气候系统中的作用[J]. 地球科学进展, 2012,27(4).
- [5] 薛峰. 南半球环流变化对东亚夏季风的影响[J]. 气候与环境研究, 2005,10(3):401-408.
- [6] 周琴,赵进平,何宜军. 南极绕极波研究综述[J]. 地球科学进展, 2004,19(5):761-766.
- [7] 杨小怡,黄瑞新,王佳,等. 南极绕极流对风应力强迫的延时斜压相应[J]. 中国科学 D 辑:地球科学, 2008,38(4):501-507.
- [8] WHITE W B, PERTERSON R G. An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent[J]. Nature, 1996,380:699-702.
- [9] 高郭平,董兆乾,侍茂崇,等. 南极普里兹湾关键物理海洋学问题研究进展及未来趋势[J]. 上海海洋大学学报, 2013,22(3):313-320.
- [10] 乐肯堂,石久新,于康玲. 普利兹湾区水团和环流时空变化的若干问题[J]. 海洋科学集刊, 1998,40(3):43-54.
- [11] 侍茂崇,宁修仁. 普利兹湾西部海域水文特征[J]. 青岛海洋大学学报, 1995,25(8):277-292.
- [12] 蒲书箴,董兆乾,胡筱敏,等. 普利兹湾海域的夏季上层水及其向北运动[J]. 极地研究, 2000,12(3):157-168.
- [13] CARMARK E C. Water characteristics of the Southern Ocean south of the Polar Front[J]. Deep-Sea Res, 1977, George Deacon 70th Anniversary Volume:15-61.
- [14] GORDEN A L. An Antarctic Oceanographic section along 170°E[J]. Deep Sea Research, 1975,22:357-377.
- [15] 董兆乾,梁湘三. 南极海冰、冰穴和冰川冰及其对水团形成和变性的作用[J]. 南极研究:中文版, 1993,5(3):1-16.
- [16] DIETRICH G, KALLE K, KRAUSS W et al. General oceanography[M]. 2ed. New York: Wiley, 1980.
- [17] GORDON A L. 威德尔海西缘深部与底层海流[J]. Sciences, 1993,262.
- [18] CARSEY F D. Microwave Observations of the Weddell Polynya[J]. Monthly Weather Review, 1980,108(12):2032-2044.
- [19] SMITH S, MEUNCH R, PEASE C H. Polynyas and leads: an overview of physical process and environment[J]. Journal of Geophysical Research, 1990,95:9461-9479.
- [20] 高郭平,董兆乾. 南极威德尔海冰间湖形成机制的进展研究[J]. 中国海洋大学学报, 2004,34(1):1-6.
- [21] JACOBS S S, AMOS A F, BRUCHHAUSEN P M. Ross Sea oceanography and antarctic bottom water formation[J]. Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts, 1970,7(6).
- [22] SWINGEDOUW D, FICHEFET T, GOOSSE H, et al. Impact of transient freshwater releases in the Southern Ocean on the AMOC and climate[J]. Climate dynamics, 2009,33(2-3):365-381.
- [23] BRIX H, GERDES R. North Atlantic Deep Water and Antarctic Bottom Water: Their interaction and influence on the variability of the global ocean circulation[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans (1978-2012), 2003,108(C2).
- [24] OLBERS D, BOROWSKI D, VÖLKER C, et al. The dynamical balance, transport and circulation of the Antarctic Circumpolar Current[J]. Antarctic science, 2004,16(4):439-470.
- [25] FYFE J C, SAENKO O A. Human-induced change in the Antarctic Circumpolar Current[J]. Journal of climate, 2005,18(15):3068-3073.
- [26] MICHEAL D C. An idealized model of the world ocean. Part I: The global-scale water masses[J]. Journal of Physical Oceanography, 1989,19(11):1730-1752.
- [27] WILLIAMS G D, NICOL S, AOKI S et al. Surface Oceanography of BROKE-West, along the Antarctic margin of the south-west Indian Ocean (30°-80°E)[J]. Deep Sea Research II, 2010,57:738-757.
- [28] 侍茂崇,董兆乾,高郭平. 普利兹湾附近海域磷虾集群的物理海洋环境[J]. 青岛海洋大学学报, 1995,25(8):265-276.
- [29] 王焕夫. 南极底层流水循环运动及其成矿意义[J]. 海洋地质动态, 1998(3):4-7.
- [30] 唐述林,秦大河,任贾文,等. 极地海冰的研究及其在气候变化中的作用[J]. 冰川冻土, 2006(1).
- [31] 高众勇,陈立奇. 南大洋碳循环研究进展[J]. 世界科技研究与发展, 2002,24(4):41-48.
- [32] THUNELL R C. Cenozoic palaeotemperature changes and planktonic foraminiferal speciation [J]. Nature, 1981,289(5799):670-672.
- [33] -[103] 略