

南极绕极流的经向输运^{*}

史久新 乐肯堂 尹宝树

(中国科学院海洋研究所)

崔秉昊

(韩国成均馆大学)

南极绕极流(ACC)是南大洋中最显著的流动, 流量超过 $130 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ (Nowlin et al., 1986)。传统认为, 由于以东向运动为主的 ACC 的存在极大地阻碍了南大洋中上层的南北向物质和能量的交换, 绕极流区的经向输运是非常小的。但是近些年的研究发现, 穿过 ACC 的通量并不是可以忽略不计的, 它对维持南极和亚南极区的动力和热力平衡起着重要作用, 在全球气候系统中也有着深刻的影响 (Doos et al., 1994)。

大洋环流数值模式的成功运行为研究经向输运提供了新的途径。数值模拟的结果具有良好的空间连续性, 可以对速度场进行纬向积分从而得到经向流函数 (meridional streamfunction, 有时称为纬向积分流函数)。研究经向流函数中的流环 (cell) 可以了解纬向积分意义上的经向输运的空间分布。Gill 等 (1971) 最早计算了南半球的经向流函数。在赤道至 70°S 的计算域中, 他们的计算结果给出了一个单独的热盐流环, 南极大陆沿岸为下降流区, 50°S 以北为较宽的上升流区。但是后来的研究却给出了相反的结论, Manabe 等 (1990) 的结果显示, 在 $30^\circ \sim 65^\circ\text{S}$ 之间, 表层是由西风驱动向北向埃克曼输运, 埃克曼层中的水在 $30^\circ \sim 45^\circ\text{S}$ 之间下沉至 $1000 \sim 3000\text{m}$ 的深度, 接着在这个深度上向南流, 最后在 65°S 以北几乎是垂直地升到表层。经向流函数图上所显示的这个封闭的环形流动后来被称为 Deacon 流环 (Bryan, 1991)。Deacon 流环的存在表明, 至少在纬向积分的意义上存在着穿越 ACC 的经向物质输运, 而且其方向为上层向南、中层向北。但是, Doos 等 (1994) 利用高分辨率南极模式 (FRAM) 的结果所作的基于等密面的分析却揭示出更为复杂的结构, 他们认为并没有水体沿 Deacon 流环运动, 水质点实际上是沿等密面作螺旋形的运动, Deacon 流环实际上是将所有的流动进行纬向积分的结果 (大洋内部的南北向运动分量正负抵消)。

Doos 等 (1994) 的结果似乎表明并不存在穿越 ACC 的经向流动, 不过这个结论是建立在纬向积分的基础上的, 并不能排除在绕极流区的某些特定地带有可能存在穿越 ACC 的物质输运。本文利用最新的冰—海耦合等密面模式 (Oberhuber, 1999) 和实测多年平均

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 4195 号。

国家自然科学基金资助项目 49876009 号。

尹宝树, 研究员, 博士生导师。E-mail: bsyin@ms.qdio.ac.cn.

收稿日期: 2001 年 8 月 30 日。

资料对南大洋环流的季节变化进行了数值模拟, 将利用新的数值模拟结果就这一问题作进一步的研究。

一、数值模式

基于 OPYC 模式(又名 PIPE, Oberhuber, 1999), 我们建立了一个冰-海耦合南大洋等密面模式。OPYC 模式是一个建立在等密面坐标上的三维大洋环流模式, 该模式中耦合了一个包含积雪过程的海冰模式, 因此适用于极地海域的研究。在没有海冰的网格点上, 大气强迫场直接作用于海洋模式的最上层(混合层); 当存在海冰时, 大气强迫场作用于海冰模式, 在每一时间步上均进行海冰模式与海洋模式的耦合模拟, 在这个过程中综合考虑了动力学和热力学的作用[有关 OPYC 模式的详细介绍请参见其手册(Oberhuber, 1999)或史久新等(2000)的文章]。

模式的计算域与 FRAM 的计算域相同, 覆盖了 $24^{\circ} \sim 79^{\circ}\text{S}$ 之间的整个南大洋。水深资料取自分辨率为 $5'$ 的全球地形资料集(美国海洋大气局, NOAA), 水深大于 6000m 的区域固定为 6000m 深。模式水平方向的网格数为 422×172 。为了更细致地刻画所关心区域的地形, 采用了变网格距技术, 在印度洋区段和南极近岸区域进行网格加密。计算域中的最大网格为 1° 经度 $\times 0.5^{\circ}$ 纬度, y 方向以南极近岸海区为中心, x 方向以凯尔盖朗海台为中心进行网格加密, 使得最小网格为 0.4° 经度 $\times 0.15^{\circ}$ 纬度。这里的网格间距是基于样条函数逐渐变化的, 这种缓变网格可以有效地抑制由于网格间距改变而造成的计算不稳定。模式在垂向分为 11 层, 其中第 2 ~ 11 层的位势密度依次设定为: 1025.414, 1025.966, 1026.428, 1026.810, 1027.119, 1027.366, 1027.559, 1027.706, 1027.814, 1027.892。模式的最上面一层为混合层, 其密度不是常数, 而由模拟的温盐值确定。

海面的热通量和淡水通量均不采取由海表面温度(SST)或海表面盐度(SSS)反推的方法, 而根据实测气象资料计算。大气强迫场资料取自欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的再分析资料集, 降水资料取自 Legates 等(1990)的结果。模式的东、西水边界取为循环边界, 北部的水边界(24°S)取为封闭边界。

为了提高计算效率同时又满足足够长时间的模式启动之需, 我们先利用一个低分辨率的模式($2^{\circ} \times 2^{\circ}$)进行了 40a(模式时间)的模拟, 然后将计算所得的所有变量内插到高分辨率模式中, 启动高分辨率模式再继续进行 5a 的模拟, 将最后一年的结果输出用于分析研究。

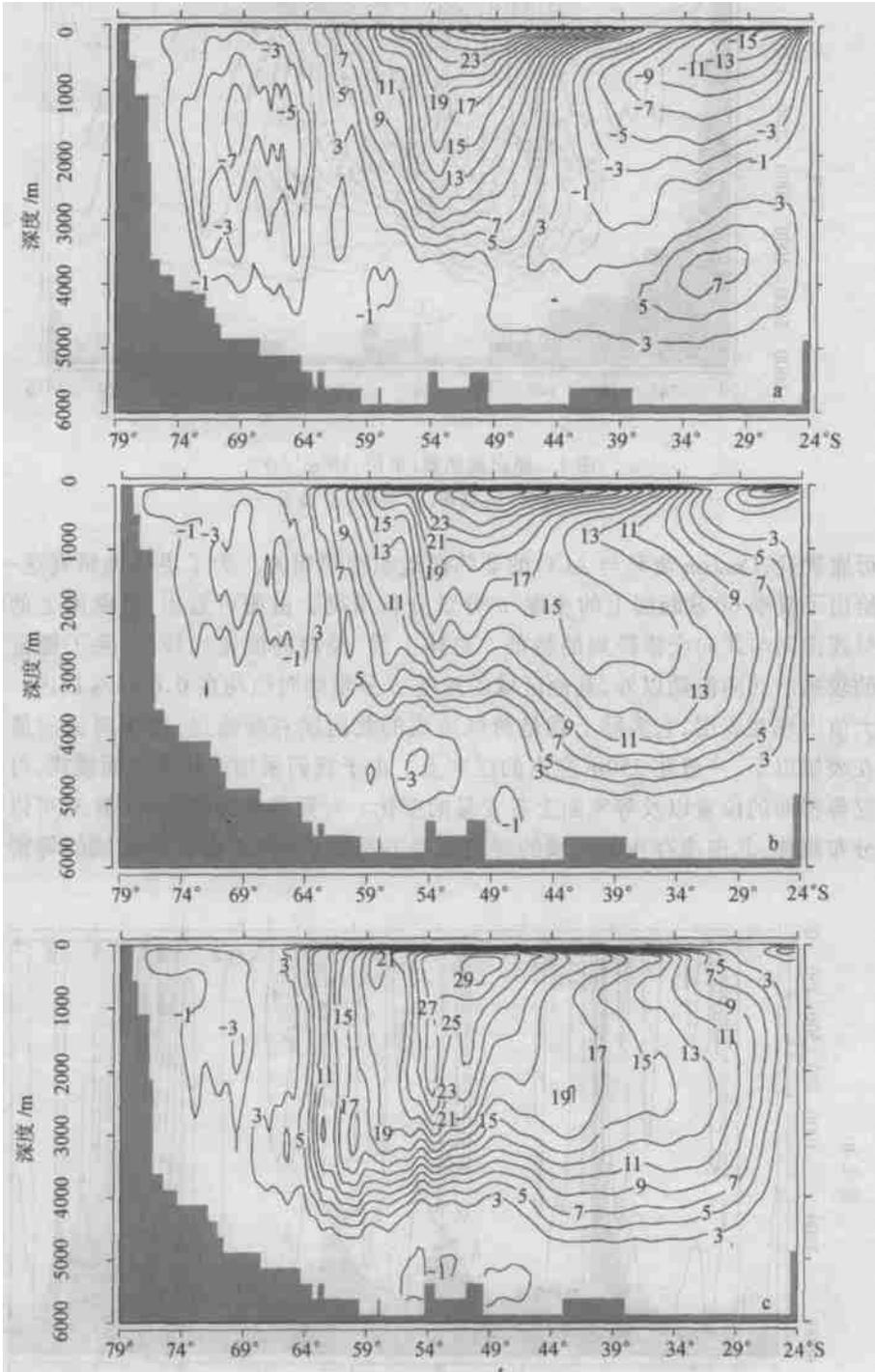
本次模拟得到的通过德雷克海峡的 ACC 流量的年平均值为 $145.3 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$, 与基于 z 坐标的 FRAM 模式的结果(约 $200 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$)相比, 本次模拟的结果与实测结果($134 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$)(Nowlin et al., 1986)更加接近。模拟的南大洋海冰总面积的年平均值为 $11.7 \times 10^6 \text{km}^2$; 其最小值出现在 3 月, 为 $6.4 \times 10^6 \text{km}^2$; 最大值出现在 9 月, 为 $15.5 \times 10^6 \text{km}^2$ 。此结果与 Zwally 等(1983)的结果(夏季为 $4 \times 10^6 \text{km}^2$, 冬季为 $20 \times 10^6 \text{km}^2$)基本相符, 与邹斌等(1996)根据 1973 ~ 1993 年的卫星资料得到的新的结果(夏季为 $2.3 \times 10^6 \text{km}^2$, 冬季为 $15 \times 10^6 \text{km}^2$)更为接近。另外, 环流和海冰的空间分布特征也与实测资料相符。因此, 本次模拟的结果较接近实际。

二、经向流函数

Manabe 等(1990)发现南大洋存在一个复杂的经向环流结构,除了 Deacon 流环以外,他们的模拟结果显示出了南大洋的其他 4 个流环。第一个流环靠近南极大陆,被认为与南极底层水的形成有关,其垂向范围从表层直达底层。第二个流环是深层流环,它从 60°S 向北穿过赤道;这个流环在 3500m 以下为北向流,在大洋中层为南向流。第三个流环是一个浅的表层流环,位于 30°S 到赤道之间,其上层是由信风驱动的南向埃克曼输运。最后一个流环实际上是北半球流环的一个分支,在 1500m 左右的深度上向南扩展到 30°S 。Doos 等(1994)研究了 FRAM 结果中的经向流环,并在根据 FRAM 模拟结果计算出的经向流函数图中发现了上述 5 个流环的 4 个,缺少的是最靠近南极大陆的那个流环,即上述的第一个流环。他们认为这可能与 FRAM 未模拟出南极底层水的形成有关系。FRAM 采用的海表面强迫是由年平均的实测资料计算得来的,由于海冰的影响,冬季在南极沿岸海域取得的观测资料非常少,所谓的年平均资料实际上更接近夏季的情况,而南极底层水恰是在冬季的热力学条件下才能形成,因此 FRAM 不可能模拟南极底层水的形成过程。另外,Doos 等(1994)还认为 Deacon 流环与深层流环之间存在一个独立的流环,称之为亚极地流环(它实际是来自北半球而在亚极地区上升至表层)。

本文利用模拟得到的月平均流场计算了各月的南大洋经向流函数。图 1 给出各个季节(在本文中以 2 月、5 月、8 月和 11 月分别作为南半球夏季、秋季、冬季和春季的代表)的经向流函数。由图 1 可看出,从纬向积分的意义上讲,在各个季节中,南大洋 ACC 区均存在一个表层向北,深层向南的循环,即 Deacon 流环。在夏季 Deacon 流环和亚极地流环是合在一起的,而其他 3 个季节中,它们则是分开的。这两个流环的范围在夏季最小,在冬季达到最大。上层北向的埃克曼输运在 50°S 附近达到最大,约为 $30 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 。在夏季以外的其他 3 个季节,这部分流动在下沉时分为两支,一支转向南形成 Deacon 环;另外一支先转向北,再转向南,加入了亚极地流环。夏季,最南部的流环(我们在此不妨称其为极地流环)占据了南极沿岸与 64°S 之间相当大的范围,而在冬季其范围和强度却明显减小。Doos 等(1994)认为,该流环主要是由威德尔海和罗斯海中的流动组成的,与南极底层水的形成有关。但我们模拟的这个流环在夏季达到最强,所以我们推断,它可能尚与其他的过程,尤其是融冰水的形成过程有关。而在 FRAM 模式结果中,极地流环的缺失则可能是由于 FRAM 未考虑海冰过程。目前对极地流环知之甚少,对其形成机制的研究尚有待于观测资料的积累。本文作者也模拟出了亚热带流环,虽然其位置和强度与前人的结果比较接近,但应该承认该流环与真实情况尚有相当的差距,此外该结果中无完整的深层流环。以上的问题均与模式北边界取为封闭边界有关,应加以改进。

目前,针对这些经向流环的相关研究还刚刚起步,其动力学机制尚不清楚。其中涉及埃克曼层的两个流环是由信风和西风驱动的,可能代表了大洋对这些风系的响应。另外两个流环可能与南极底层水和北大西洋深层水的运动有关。



降的。在绕极流区,水质点最显著的运动是随 ACC 向东的,这样水质点实际上是沿着螺旋线运动的,即水质点在沿等密面向上运动时偏向北,向下运动时偏向南。显然,这种螺旋形的运动是 ACC 的非纬向性造成的。不过,从我们的结果看,北向的运动并不仅仅局限于德雷克海峡区,而是存在于南大洋的若干区域,只不过由于德雷克海峡区有最强的北向运动分量,那里的情况更突出一些。Doos 等(1994)将德雷克海峡以外的区域当做一个整体来对待,实际上对这些区域,尤其是凯尔盖朗海台区($60^{\circ} \sim 90^{\circ} \text{E}$)还应该进行更细致的研究。

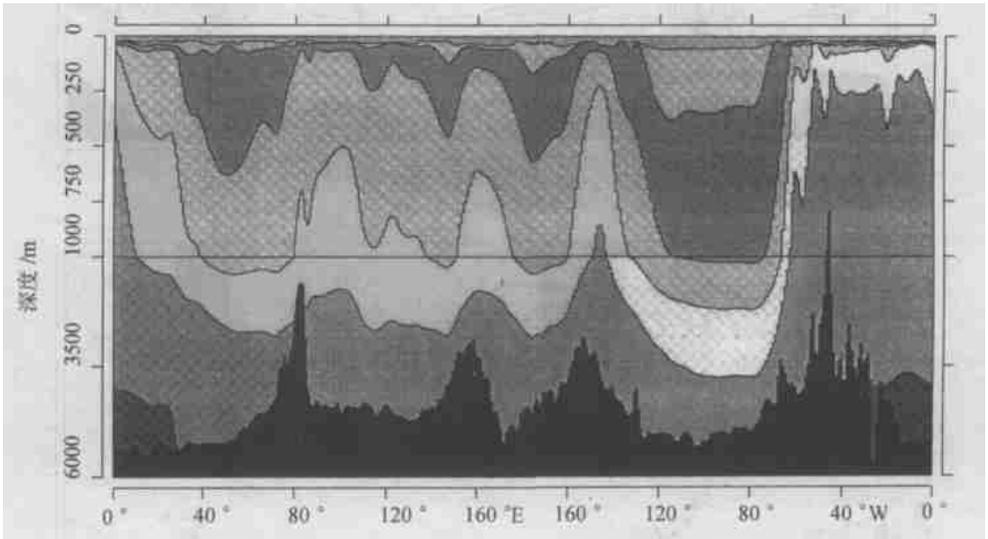
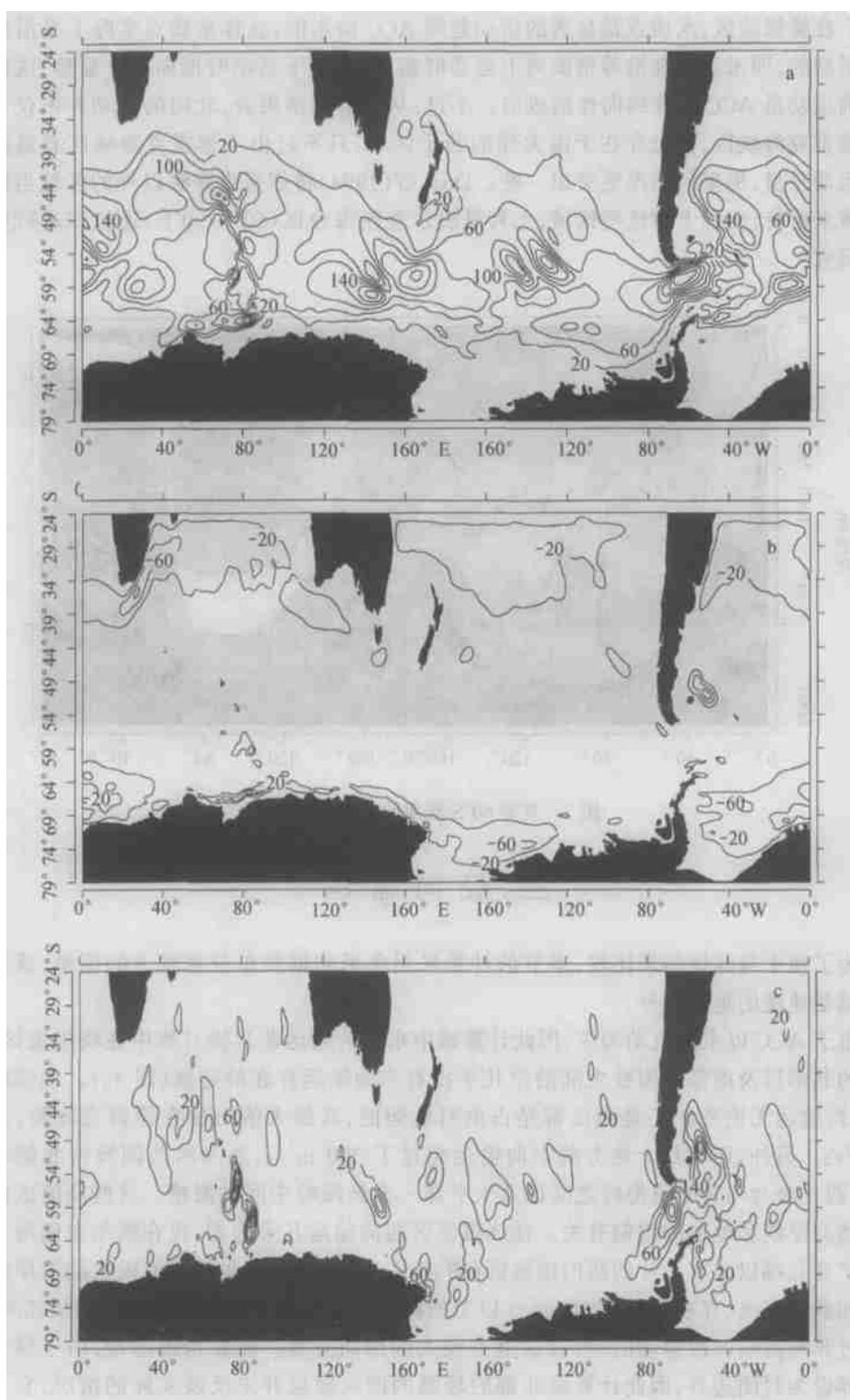


图3 夏季 60°S 断面的等密面分层

三、经向输运

为了便于与其他结果比较,本节的计算采用年平均值和单位宽度上的流量,该量实际上就是速度的垂向积分。

由于 ACC 以东向流动为主,因此计算域中东向的输运非常强且集中在绕极流区,计算域的北部以及南部的南极大陆沿岸几乎没有东向输运存在的迹象(图 4a)。在绕极流区,东向输运无论范围还是强度都是占绝对优势的,其最大值出现在德雷克海峡,达到 $342 \text{m}^2/\text{s}$ 。另外,还有几个地方的东向输运超过了 $200 \text{m}^2/\text{s}$,如凯尔盖朗海台北侧和南侧,新西兰海台与麦夸里海岭之间以及太平洋—南极海岭中间的海槽。这些高值区的存在显然与岸线和地形的钳制有关。在绕极流区西向输运几乎为零,仅在凯尔盖朗海台和南极半岛北端以北有小片的西向输运区(图 4b)。在计算域的北部和南极大陆沿岸的罗斯海和威德尔海,存在量值在 $60 \text{m}^2/\text{s}$ 以上的西向输运。由于厄加勒斯海流是从北向南,再绕过非洲南端向西运动的,所以这里有较大的西向分量。需要指出的是,由于模式的北边界设为封闭边界,因此计算域北部的较强的西向输运并未反映实际的情况,它可能含有某种程度的补偿流的成分,用于平衡原本应该穿过北边界的流动。



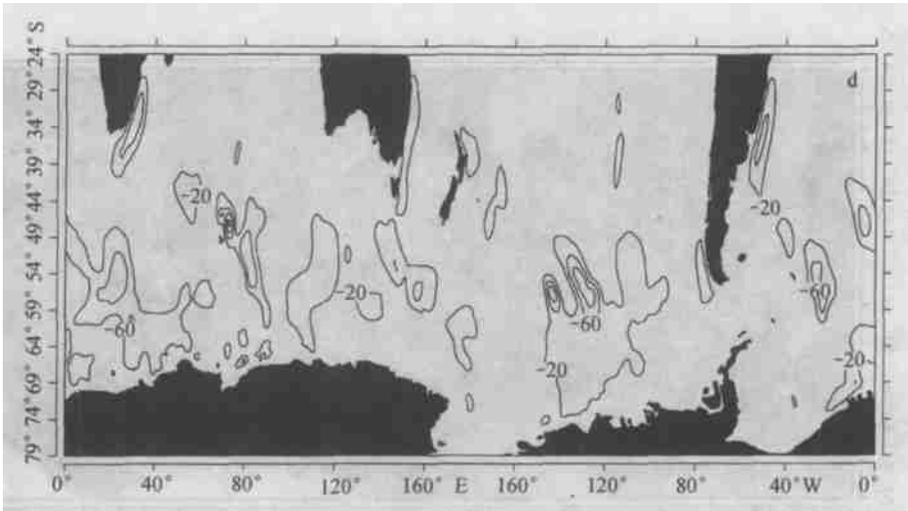


图4 年平均输运(单位: m^2/s)

a 东向; b 西向; c 北向; d 南向

1. 北向输运

由图 4c 可看出,南大洋中最大的北向输运区位于德雷克海峡及其东北的阿根廷海盆,最大值为 $234\text{m}^2/\text{s}$,与上述德雷克海峡中的东向输运最大值接近。早期的研究就曾注意到这里有北向流动(Deacon, 1937)。Baker (1982)通过计算表明,德雷克海峡区的北向输运基本上可以与南大洋其他海区的南向埃克曼输运相平衡,并由此推论,Sverdrup 平衡在南大洋同样也是成立的。Doos 等(1994)将德雷克海峡区的北向流作为构成南大洋经向环流的主要部分。而本文的研究结果表明,凯尔盖朗海台区也存在较强的北向输运,尤其是在海台的中部和东南侧,其强度仅次于德雷克海峡(图 4c)。

2. 南向输运

南向输运大体上可以分为两种类型,计算域北部的南向输运集中在各大洋的西边界流区,包括印度洋中的厄加勒斯海流、太平洋中的东澳大利亚海流和大西洋中的巴西海流;另外的南向输运则分布在绕极流区(图 4d)。

比较图 4c 和图 4d 可以发现,在绕极流区,南向和北向的输运是交错分布的。为了更好地显示这一特征,图 5 中给出了净的经向输运(北向输运减去南向输运)分布。图中的深色区和浅色区分别表示净的北向和南向输运。这种输运的交错排列反映出 ACC 的一种波动特征。实际上,图 5 所示的绕极流区的大部分经向输运的范围并未超出 ACC 的流幅宽度,因此并不能表明有穿越 ACC 的净通量存在。例如,图 4c 显示,德雷克海峡附近的北向流动区从南极大陆沿岸一直延伸到 40°S 附近,在那里却受到南下的巴西海流的阻挡而不能继续向北。但是,一个例外是在东南澳大利亚海盆(150°E 附近)中,这里的南向输运跨越了 $25^\circ\sim 70^\circ\text{S}$ 之间超过 30 个纬距的距离。因此,东南澳大利亚海盆可能是穿越 ACC 的经向物质交换的一个主要通道。

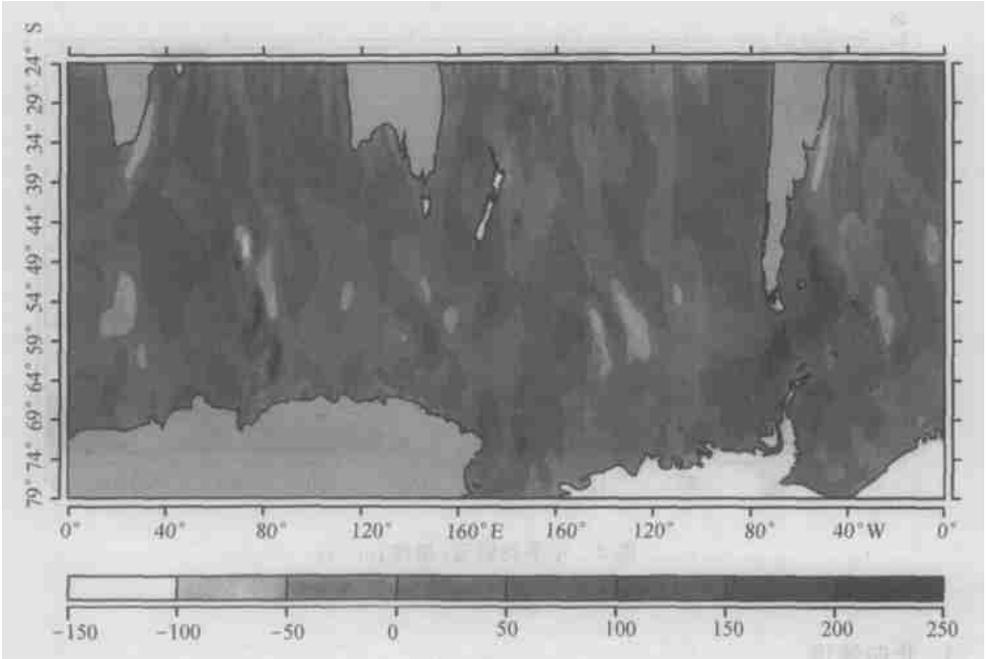


图5 年平均经向运输(单位: m^2/s)

四、结 论

通过以上分析,可归纳出如下几个主要结论:

(1) 在南大洋的某些区域,ACC表现出明显的非纬向性特征,尤其是位于印度洋区段的凯尔盖朗海台附近,ACC有较强的经向分量。

(2) 在ACC区,南向运输和北向运输是交错分布的。而且在偏北流动存在的区域,等密面是升高的;在偏南流动存在的区域,等密面是下降的。这表明,ACC中的水质点实际上是沿着螺旋线运动的。以前的研究认为,这种螺旋形的运动是由德雷克海峡区的北向运动和南大洋其他海区的南向运动组成的。而从本文作者研究结果看,ACC中的偏北流动并不局限于德雷克海峡区,在地形变化显著的海山附近均有偏南或偏北的流动。因此,这种螺旋形的运动是由南大洋若干区域中的非纬向性运动构成的。

(3) 在ACC区,虽然大部分经向运动并未超出ACC的流幅范围,但是在某些特定区段,如东南澳大利亚海盆附近,可能存在穿越ACC的经向物质交换的通道。

(4) 南大洋存在若干经向流环,它们表现出季节变化特征,靠近南极大陆的极地流环可能与海冰过程有关。

参 考 文 献

- 史久新、乐肯堂、于康玲, 2000. 普里兹湾及邻近海区冰-海相互作用的数值研究 I 模式, 海洋科学集刊, 42: 10~21.
 邹斌、解思梅、郝春江, 1996. 南极海冰变化特征的研究, 见: 南极与全球气候环境相互作用和影响的研究, 气象出版社, 370~377.

- Baker, D. J. Jr., 1982, A note on Sverdrup balance in the Southern Ocean, *J. Mar. Res.*, 40(Suppl.): 21 ~ 25.
- Bryan, K., 1991, Ocean circulation models: Strategies for Future Climate Research, *Max-Planck Institut für Meteorologie*, 256 ~ 286.
- Deacon, G. E. R., 1937, The hydrography of the Southern Ocean, *Discovery Report*, 15: 124 .
- Doos, K., Webb, D. J., 1994, The Deacon Cell and other meridional cells of the Southern Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 24(2): 429 ~ 442.
- Gill, A. E., Bryan, K., 1971, Effects of geometry on the circulation of a three dimensional Southern Hemisphere ocean model, *Deep-Sea Res., Part I*, 18: 685 ~ 721.
- Legates, D. R., Willmott, C. J., 1990, Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected global precipitation, *Internat. J. Climatol.*, 9: 111 ~ 127.
- Manabe, S., Bryan, K., Spelman, M. J., 1990, Transient response of a global ocean-atmosphere model to a doubling of atmospheric carbon dioxide, *J. Phys. Oceanogr.*, 20(6): 722 ~ 749.
- Nowlin, W. D. Jr., Kinck, J. M., 1986, The physics of the Antarctic Circumpolar Current, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 24: 469 ~ 491.
- Oberhuber, J. M., 1999, Description of the Parallel Isopycnal Primitive Equation OGCM, *DKRZ Report*, 19: 158.
- Zwally, H. J., Comiso, C., et al., 1983, Antarctic sea ice 1973 ~ 1976: Satellite passive microwave observations, *NASA Sci. and Tech. Inf. Rep.*, SP-459, 206 .

MERIDIONAL TRANSPORT OF THE ANTARCTIC CIRCUMPOLAR CURRENT^{*}

SHI Jiuxin, LE Kentang, YIN Baoshu

(*Institute of Oceanology, The Chinese Academy of Sciences*)

BYUNG Ho Choi

(*Sungkyunkwan University*)

Abstract

A coupled sea ice-mixed layer-isopycnal model (OPYC, alias PIPE) was applied to simulate the circulation in the Southern Ocean. The model domain covered the Southern Ocean south of 24°S. The model was first spun up in a coarse resolution grid (2° longitude × 1° latitude) for 40 years running; then was shifted into a fine resolution grid (1° longitude × 0.5° latitude with a focus in the Indian Sector and the Antarctic Marginal Sea) for additional 5 years running in order to create the detailed circulation pattern in the area of interest. The simulated annual averaged volume transport through Drake Passage was $145.3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ and more similar to the observed result ($134 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) than FRAM's result (about $200 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$). The simulated results of circulation and sea ice also agreed with those of previous results. The meridional streamfunction and meridional transport obtained from the simulated results were used to study the meridional characteristics of the Antarctic Circumpolar Current (ACC).

* Contribution No. 4195 from the Institute of Oceanology, The Chinese Academy of Sciences.

The ACC is traditionally considered to be a zonal current. However, the modeled result showed the ACC's significant non-zonal feature in some regions, such as the Kerguelen Plateau in the Indian Sector.

Arranged in a staggered way, the northward and southward transport areas occur in the ACC region. The isopycnals go up in the northward transport areas and go down in the southward transport areas, which implied a spiral motion of fluid particles in the ACC. This spiral motion is caused by the non-zonal feature of the ACC and is constructed by the ACC's north and south shifts in several regions of the Southern Ocean not only the Drake Passage.

Though most meridional motions are limited in the ACC region, some meridional exchange channels across the ACC might exist in some areas, for example, in the Southeast Australian Basin near 150°E .

The meridional streamfunction shows the Subtropical Cell, the Deacon Cell, the Subpolar Cell and the Polar Cell, but misses the Deep Cell. All the cells change with seasons. The Deacon Cell and the Subpolar Cell connect with each other in summer but are separate in the other three seasons. Their ranges are smaller in summer and larger in winter. In contrast, the Polar Cell's range covers a quite large region between the Antarctic coast and 64°S in summer but becomes smaller in winter, which implies that the Polar Cell is related to the sea ice's melt process.