基于8个准全球模式模拟的南海深层与底层环流特征分析

谢强^{①③}, 肖劲根^{①②}, 王东晓^{①*}, 俞永强^④

① 中国科学院南海海洋研究所, 热带海洋环境国家重点实验室, 广州 510301;

② 中国科学院大学, 北京 100049;

③ 中国科学院三亚深海科学与工程研究所, 三亚 572099;

④ 中国科学院大气物理研究所, 大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

* 联系人, E-mail: dxwang@scsio.ac.cn

2012-11-14 收稿, 2013-02-22 接受, 2013-06-18 网络版发表

国家自然科学基金(91228202, 41276024)、中国科学院三亚深海科学与工程研究所知识创新工程领域前沿项目(SIDSSE-201205)和三亚市院地科技合作项目(2012YD01)资助

摘要 初步分析了8个准全球高分辨率海洋模式模拟的南海深层和底层环流, 总结了模式中南海深层与底层环流的基本特征. 温盐误差分析显示深层温度相对偏差一致偏负, 而盐度偏差大部分模式基都是为正偏差, 表明深层偏冷偏咸. 温度的偏差幅度要大于盐度, 且温盐在深层存在趋势. 吕宋海峡深层1500 m以深水交换各模式平均为0.36 Sv, 与观测相比偏弱. 同化过的模式和一个未同化的模式(OCCAM)都显示, 吕宋深层水交换在春季达到最小, 而在冬季达到最大. 大多数模式2400 m以深垂直积分流函数显示南海深层在大尺度上为气旋式环流, 但流函数的分布与由气候态温盐数据集(GDEMv3)诊断出来的流函数相比存在较大的差异. 南海1000 m以浅经向翻转结构比较类似, 但1500 m以深的经向翻转结构空间分布和强度大小存在较大的差异. 而2400 m以深的经向翻转与气候态温盐数据集(GDEMv3)诊断出来的经向翻转相比偏弱, 这表明着模式中深层水垂直混合过程偏弱. 在上述分析基础上, 详细探讨了初始温盐场、地形、垂向混合方案对南海深海环流的影响, 对今后专门构建适合南海深海环流研究的模式提供了必要的参考.

关键词

准全球模式
南海深层和底层环流
模式评估

假定在南极和北极各有一个深水形成中心, 在均匀的上升速率以及底部地形不存在变化的前提下, 经典的大洋深层环流理论得出在深层内区存在流速较弱的极向流, 再根据连续性条件得出深层存在较强的西边界流^[1,2]. 此后关于北大西洋深层西边界流的观测证实了这一点. 由于南海属于热带-亚热带海域, 自身不具备深水形成条件. 北太平洋深层水的入侵是南海深层环流唯一驱动源. 在1500 m以深, 南海与外部的唯一通道是吕宋海峡. 观测表明南海深层的

温盐特性与吕宋海峡东侧的菲律宾海水深2000 m左右的温盐特性接近^[3,4], 这显示南海深层水来自于吕宋海峡东侧的太平洋深层水. 由于吕宋海峡东侧的太平洋深层水温度较低盐度较大因而密度也较大, 另一方面西侧的南海海盆自北而南也逐渐加深, 因而太平洋深层水通过吕宋海槛时将以溢流的形式进入南海底部海盆^[5], 在溢流过程中伴随着强烈的夹卷, 因而南海深层水的更新较快. 南海深层环流的水源来自于吕宋溢流, 利用实测水文资料可得其量级大

引用格式: 谢强, 肖劲根, 王东晓, 等. 基于8个准全球模式模拟的南海深层与底层环流特征分析. 科学通报, 2013, 58: 1984–1996

英文版见: Xie Q, Xiao J G, Wang D X, et al. Analysis of deep-layer and bottom circulations in the South China Sea based on eight quasi-global ocean model outputs. Chin Sci Bull, 2013, 58; doi:10.1007/s11434-013-5791-5; doi:10.1360/csb2013-58-20-1984

约在 1~3 Sv^[6~16]。另外,台湾西南到南海东沙之间沉积带的分布和由反射地震仪测得的吕宋海峡海底地层沉积物的分布特征都表明北太平洋深层水通过巴士海峡沿着南海北部陆坡入侵^[17~19]。

而模式研究中只有 Chao 等人^[20]和 Yuan^[21]的研究专门侧重于南海深层环流。Chao 等人^[20]采用一个水平分辨率为 0.4°的自由面海洋模式,海表强迫使用气候态风应力,而海峡开边界条件由观测流量给定,模拟结果表明南海深海的更新过程是伴随着南海东北部和越南东南部的深水上翻。深海结构大致是在西边界为西南向流,同时东边界存在弱的南向流,且季节变化不明显。底层水更新时间约为 83 年。Yuan^[21]利用水平分辨率为 0.16°左右的 MOM2 模式,忽略风应力,在只考虑吕宋海峡对南海深海结构的影响下,模拟出南海环流的“三明治”结构,即在表层和深层吕宋海峡太平洋水流入南海,在中层南海水流出吕宋海峡,与这种出流入流结构伴随的是表层和深层南海内部成气旋式环流,中层为反气旋式环流。

目前全球有许多公开的高分辨率模式输出结果可供下载,如 OFES^[22], HYCOM^[23], JPL-R^[24], BRAN^[25]和 LICOM^[26]等人。由于目前南海深层环流模拟研究还比较少,利用已经存在的全球高分辨率海洋模拟输出结果,从水团误差分析、吕宋海峡溢流和经向翻转等方面系统评估目前模式对于南海深海水团属性和环流情况的模拟情况,找出其中存在的问题,为以后南海深层环流的模拟提供参考。

1 资料与诊断方法

八套模式月平均输出资料的信息如表 1,其中 SODA(版本为 v2.2.4)作为对照资料。从表 1 中可以看出,同化和未同化的模式各占一半,且各个不同模式大气强迫场和温盐初始场不尽相同,这有利于研究

南海环流对这些外界条件的敏感性。资料的水平分辨率在 0.1°左右,垂直分辨率在 200~500 m 之间,虽然略显粗糙,但因为深层水团比较均匀,垂向变化不大,因此这些模式输出用来研究南海深层环流是合适的。另外还使用两套气候态观测温盐数据集 WOA01^[29]和 GDEMv3^[30](<http://www.usgodae.org/pub/outgoing/static/ocn/gdem/>)。

文中所用的计算公式如下:

(1) 海峡输运。

$$F_v = \int_A v_n dA, \quad (1)$$

其中 A 为海峡断面, v_n 为垂直于海峡断面的速度分量。

(2) 水平流函数。由于海洋中垂直速度比水平速度要小 3~4 个量级,认为海洋是近似无辐散的,这样由速度场直接求出流函数场。计算公式如下:

$$\int_{(1,1)}^{(i,j)} d\psi = \int_{(1,1)}^{(i,j)} (-vdx + udy). \quad (2)$$

$\psi(1,1)$ 设为 0。计算时发现从区域东边界开始积分比较可靠。

(3) 经向翻转流函数。对于经向翻转流函数的计算,采用如下定义:

$$\psi(y, z) = \int_{x_w}^{x_e} dx \int_{-H}^z v dz, \quad (3)$$

其中 x_w 为西边界, x_e 为东边界, H 为水深。

2 结果

2.1 水团分析

图 1 和 2 分别为 2800 m 层 WOA01 和各个模式所对应的温度和盐度偏差。从温度误差的分布上看,

表 1 文中所用资料简介

资料	SODA	ECCO2	HYCOM	BRAN	OCCAM	JPL-R	LICOM	OFES
海洋模式	POP	MITgcm	hycom	MOM4.0	GFDL gcm	ROMS	LICOM2.0	MOM3
水平分辨率	0.4° × 0.25°	0.25°	~0.08°	~0.15	0.08°	~0.125°	0.1°	0.1°
垂直分层	40	40	33	47	66	30	55	54
垂向混合	KPP	KPP	KPP	KPP	PP	KPP	Canuto ^[27,28]	KPP
是否同化	是	是	是	是	否	否	否	否
大气强迫场	ERA-40	NCEP/NCAR	NOGAPS	ERA-40	NCEP/NCAR	NCEP/NCAR	NCEP/NCAR	NCEP/NCAR
温盐初始值	WOA1994	WOA1998	GDEMv3	WOA2001	WOA1998	WOA2001	WOA1998	WOA1998
启动时间(a)	0	10	10	12	12	60	10	50
数据时间长度	1986~2008 年	1992~2008 年	2003~2009 年	1993~2006 年	1988~2004 年	2001~2009 年	2000~2007 年	41~50 模式年

图 1 2800 m 温度偏差

(a) SODA; (b) ECCO2; (c) HYCOM; (d) BRAN; (e) OCCAM; (f) JPL-R; (g) LICOM; (h) OFES

目前大多数模式在 2800 m 层为负偏差. 其中 JPL-R 偏差最大, 在 $-0.33 \sim -0.29^\circ\text{C}$ 之间, 而 LICOM 的偏差最小, 在 $-0.15 \sim -0.05^\circ\text{C}$ 之间. 其他模式的偏差在 $-0.25 \sim -0.20^\circ\text{C}$ 之间. 2800 m 层盐度偏差在水平分布上正偏差和负偏差镶嵌分布, 大部分模式在 $-0.01 \sim 0.01$ PSU 之间. 其中需要指出的是 LICOM 的盐度偏差为正偏差, 范围为 $0.04 \sim 0.06$ PSU. 所有模式盐度偏差要比温度相对偏差要小. 再将 T_{err} 与 S_{err} 各个水平层在南海海盆内进行平均, 画出误差的廓线图, 如图 3(a), (b) 所示, 温度的偏差在垂向上 1500 m 以深都为负偏差. 从 1500 到 2800 m, 偏差在 -0.3°C 左右, 2800 m 以深偏差幅度变大, 接近 -0.5°C . 而盐度偏差的廓线与温度略微不同, 除 LICOM 和 OCCAM 之外, 其他模式从 2000 m 到海底都为正偏差, 越往深处偏差越正. 整体而言, 各模式在南海深层温度偏低盐度偏咸, 这主要是因为南海深层水来

源于吕宋海峡西侧的北太平洋深层水, 而在模式中吕宋海峡东侧北太平洋深层水深层温度偏低, 盐度偏咸(如图 3(c), (d) 所示). 由于模式物理过程和强迫条件的不同, 导致模式趋近与平衡态的过程也不尽相同. 图 4 为各模式 2800 m 温盐逐年的变化情况, 除 BRAN 之外, 在近 20 年的演化中, 深层温盐存在着明显的趋势. ECCO2, OCCAM, JPL-R 和 LICOM 中的温盐的趋势相反, 而 SODA, HYCOM 和 OFES 温盐的趋势类似, 都有增温增盐的趋势.

2.2 吕宋海峡深水瀑布

Qu 等人^[10]利用水力临界理论估算出吕宋海峡深层水交换为 2.5 Sv, 由此得出的南海深层水的更新时间小于 30 年, 跨过等密线的混合系数数量级为 $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 上翻速度为 $3 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$. Tian 等人^[12]利用收集的水文数据验证了吕宋海峡流速分布呈“三明治”结

图2 2800 m 盐度偏差

(a) SODA; (b) ECCO2; (c) HYCOM; (d) BRAN; (e) OCCAM; (f) JPL-R; (g) LICOM; (h) OFES

构, 其中深层输运为 2 Sv. Yang 等人^[14]利用 2005 年 10 月份与 2007 年 7 月份分别在吕宋测得的水文数据, 发现上层和中层流速结构相反, 分别为西向入流和东向出流, 而深层结构变化不大, 为 2 Sv 左右的西向入流. 表 2 是吕宋海峡上层、中层和深层的海峡通量, 可以看出这些模式吕宋海峡整层输运估计都与已有的研究比较一致^[16]. 除了 JPL-R 之外, 深层的输入量在 0.5 Sv 左右, 且都为西向流, 与观测相比, 明显偏弱. 模式之间的平均值为 0.36 Sv, 偏差为 0.22 Sv. 并且季节变率较大. 图 5 是吕宋海峡 1500 m 以深输运量的季节变化, 可以看出对已加入同化的模式, 存在比较大的季节变化, 深层入流在冬季达到最大, 而在春季达到最小. 同化过的资料如 SODA, ECCO2, HYCOM 和 BRAN 4 个模式以及未同化的 OCCAM 都显示在 7 和 10 月份为西向入流, 这些特

征与 Tian 等人^[12]与 Yang 等人^[14]观测较为一致. 从吕宋海峡深层的输运比较来看, 同化过的 SODA, ECCO2, HYCOM 和 BRAN 比较好, 存在的主要问题是流量偏弱.

2.3 南海经向翻转流函数

Wang 等人^[31]利用一个 z 坐标下刚盖近似的海洋环流模式, 分别在闭边界和开边界两种情况下, 模拟了理想海底地形平底南海冬季和夏季上层环流的经向翻转. 模拟结果显示黑潮影响南海上层经向翻转的范围可达到 10°N 左右, 从而驱动南海上层海洋形成一个不闭合的经向翻转. 在冬季海水从 400 m 左右自北向南输送, 并且逐步上升, 在表层返回北部, 夏季也有类似的情形. 该经向翻转描述了南海中、上层水的运动路径. 刘长建等人^[32]计算 SODA 资料多年

图3 南海平均温盐偏差(a), (b)和吕宋西侧温盐偏差廓线(c), (d)

图4 2800 m 平均温度与盐度的时间序列

PT 为位温(°C), S 为盐度(PSU). (a) SODA; (b) ECCO2; (c) HYCOM; (d) BRAN; (e) OCCAM; (f) JPL-R; (g) LICOM; (h) OFES

表 2 吕宋海峡输运通量及其标准差^{a)}

资料	SODA	ECCO2	HYCOM	BRAN	OCCAM	JPL-R	LICOM	OFES	平均
整层	-1.70	-4.86	-5.22	-5.50	-4.06	-6.02	-5.86	-3.42	-4.92
(标准差)	(0.87)	(2.23)	(1.96)	(2.01)	(1.13)	(3.89)	(2.46)	(1.48)	(0.81)
上层	-1.69	-4.56	-5.55	-7.14	-3.78	-5.63	-5.66	-3.45	-5.33
(0~500 m)	(1.19)	(1.71)	(2.33)	(1.18)	(1.48)	(3.44)	(1.93)	(1.68)	(1.37)
中层	0.70	0.01	1.03	1.91	0.39	-0.60	0.05	0.06	0.77
(500~1500 m)	(0.36)	(0.46)	(0.49)	(0.62)	(0.34)	(1.13)	(0.70)	(0.38)	(0.79)
深层	-0.71	-0.31	-0.70	-0.26	-0.67	0.21	-0.25	-0.03	-0.36
(>1500 m)	(0.30)	(0.45)	(0.72)	(0.30)	(0.39)	(0.23)	(0.68)	(0.14)	(0.22)

a) 括号内为标准差。输运通量中正值表示流入南海，负值表示流出南海。单位: Sv

图 5 吕宋海峡深层水交换的季节变化

平均的经向翻转流函数，发现在中上层与 Wang 等人^[31]的结果类似，深层和底层在吕宋深水瀑布的驱动下，南海深层和底层经向翻转也存在着不闭合现象：吕宋深水瀑布沿着南海底部地形南向运动，在南海南部附近由于地形抬升而上升，一部分从卡里马塔海峡流出，一部分与吕宋海峡次表层入侵水汇合，然后返回表层，进入南海表层环流圈之中。图 6 为各模式年平均南海经向翻转流函数，与同化的 SODA 资料相比，模式在 1000 m 以浅经向翻转流函数存在一致性，即在 8°~18°N 存在反气旋式中心，而在 20°~22°N 存在气旋式中心，此中心对应与黑潮的入侵，这与 Wang 等人^[31]和刘长建等人^[32]的研究较为一致。但对于 1500 m 以深，经向翻转流函数的空间分布和大小都存在较大的差异。与 GDEMv3 2400 m 以深南海经向翻转流函数相比，反气旋式结构只存在于 HYCOM, BRAN, ECCO2, OFES 和 OCCAM, 但都较弱, JPL-R 模式则显示在 10°~12°N 为反气旋式结构, 而在 12°~18°N 气旋式与反气旋式结构同时出现。对于反映南海深层水路径的南海深层经向翻转环流，

这些都显示各模式存在着比较大的差异。而南海经向翻转深层结构的差异，反映了太平洋深层水进入南海后在南海上翻过程的差异。

2.4 南海底部垂直积分流函数

Wang 等人^[15]利用动力诊断给出了以南海 2400 m 为零势面的环流图：南海深层北部是一个气旋式环流，存在强的深层西边界流，南部也为一个微弱的气旋式环流。利用 GDEMv3 气候态温盐数据集，选 2400 m 作为零势面，算出各层的 2400 m 以深各层的地转流，然后垂直积分算出 2400 m 到海底的垂直积分流函数，而模式资料用模式输出的速度来计算 2400 m 以深的垂直积分流函数，如图 7 所示。与 GDEMv3 计算的地转流函数相比，除 JPL-R 之外，其他模式流函数都偏弱。南海深层大尺度存在气旋式环流，但是流函数大小以及空间分布存在较大的差距。GDEMv3 的地转流函数显示，其流函数低值气旋区主要存在于其中部，在西南角也有一个微弱负值气旋区。对于中部的流函数低值气旋区，模式资料都偏西。LICOM 和 BRAN 在低负值区(对应反气旋环流)附近还夹杂着高正值区(对应反气旋环流)。值得注意的是，JPL-R 在吕宋海峡 1500 m 以深为出流，但底部环流却是气旋式环流，这与其他模式由入流驱动的 Stommel 深海环流理论存在较大的差异。由于 JPL-R 在深层涡旋运动强烈(图略)，涡旋与南海底部地形的相互作用也可以触发深层大尺度气旋式环流，这也与 Holloway^[33]的涡与地形相互作用理论相一致。

3 分析与讨论

3.1 南海不同温盐资料的差异

除 HYCOM 之外，以上各个模式的初始温盐场

图 6 平均经向翻转流函数

(a) GDEMv3; (b) SODA; (c) ECCO2; (d) HYCOM; (e) BRAN; (f) OCCAM; (g) JPL-R; (h) LICOM; (i) OFES

图 7 2400 m 到底部的垂直积分流函数

(a) GDEMv3; (b) SODA; (c) ECCO2; (d) HYCOM; (e) BRAN; (f) OCCAM; (g) JPL-R; (h) LICOM; (i) OFES

图 8 WOA01(a), (c)和 GDEMv3 (b), (d)在南海 3000 m 的位温和盐度分布
单位: 盐度, PSU; 温度, °C

图 9 由 WOA01(a)和 GDEMv3(b)诊断的 3000 m 流场

都来自于 WOA 不同版本. 图 8 是 WOA01 与 GDEMv3 在 3000 m 深度上位温和盐度的对比图. 从图中可以看出菲律宾深海盐度偏高于南海, 而温度低于南海. 在南海都显示东部海盆盐度较弱于西部

海盆, 而在温度上来看都显示着从北而南为低-高-低的分布, 但二者在细节上存在差别. 从盐度分布来看, 在南海北部边界上, GDEMv3 显示有高盐带, 而 WOA01 没有. 吕宋西侧的低盐水的强度和伸展范围

明显不同. GDEMv3 低盐水盐度较低, 伸展范围几乎在整个南海海盆. 而从中部的高温水来看, GDEMv3 的扩展范围要小, 而 WOA01 一直贯通中部, WOA01 还存在一个高温水团, 而 GDEMv3 里面没有这一结构. 从图中可以看出, 尤其是 WOA01 的分布不够光滑. 从图 7 可以看到, 因 HYCOM 采用 GDEMv3 作为温盐初始化条件, 其算得的深层流函数与 GDEMv3 所算得的流函数最相似. 另一方面, 采用 Wang 等人^[15]类似的动力诊断方法, 分别算出南海 3000 m 的流场如图 9. 由 WOA01 算得的 3000 m 流场相比 GDEMv3 而言, 流速偏弱, 虽然整体上仍是气旋式环流, 但是其环流主要集中于南海南部, 在南海北部无强的气旋式环流. 因此, 选用高分辨率 GDEMv3 资料作为初始值, 可能对南海深层和底层环流的模拟有所帮助.

3.2 南海深层环流对地形的敏感性

因各个模式如强迫场、积分时间等差异很大, 以下先从理论上探讨南海深层环流与地形之间的关系. 从浅水方程出发,

$$\frac{\partial}{\partial t} \bar{u} + \bar{k} \times f \bar{u} = -g \nabla \eta + \frac{\bar{\tau}}{\rho H} - \frac{R \bar{u}}{H}, \quad (4)$$

其中 $R = (\nu f / 2)^{0.5}$. 取(4)式的旋度, 得到涡度方程为

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla \times \bar{u} + J \left(\psi, \frac{f}{H} \right) = \nu \times \frac{\bar{\tau}}{\rho H} - \nabla \times \frac{R \bar{u}}{H}, \quad (5)$$

其中 ψ 为流函数. 将该方程无量纲化, 得到如下表达式

$$\varepsilon \frac{\partial}{\partial t} \nabla \times \bar{u} + J \left(\psi, \frac{f}{H} \right) = \varepsilon \times \frac{\bar{\tau}}{H} - \varepsilon \nabla \times \frac{\bar{u}}{H}, \quad (6)$$

其中 $\varepsilon = \frac{R}{f_0 H_0}$ 为无量纲参数, 根据南海的实际特点, 取 $R = 0.0008$, $f_0 \approx 10^{-5}$, $H_0 \approx 1000$ m, 此时 ε 的量级为 10^{-11} . ε 很小, 则得到零级近似方程为

$$J \left(\psi_0, \frac{f}{H} \right) = 0. \quad (7)$$

方程(7)表示零级近似时, 流函数与等 f/H 线平行. 因南海深层环境位涡 f/H 主要由 H 决定, 则有

$$|\bar{u}| \propto \frac{|\nabla H|}{H^2}. \quad (8)$$

再考虑实际南海深层存在层化, 对某一层进行积分, 所得的涡度方程为

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla \times \bar{u} + J \left(\psi, \frac{f}{H} \right) = J \left(\chi, \frac{1}{H} \right) + \nabla \times \frac{\bar{\tau}}{\rho H} - \nabla \times \frac{R \bar{u}}{H}, \quad (9)$$

其中 $\chi = \frac{1}{\rho_0} \int_{-H}^0 g \rho z dz$, $J \left(\chi, \frac{1}{H} \right)$ 为 JEBAR 项. 则将此项沿着某一条等 H 线积分的时候, 封闭环道积分的结果为 0, 则有积分形式的涡度方程:

$$\begin{aligned} & \iint \frac{\partial}{\partial t} \nabla \times \bar{u} dx dy + \iint J \left(\psi, \frac{f}{H} \right) dx dy \\ &= \iint \nu \times \frac{\bar{\tau}}{\rho H} dx dy - \iint \nabla \times \frac{R \bar{u}}{H} dx dy. \end{aligned} \quad (10)$$

采取与正压涡度方程类似的无量纲化方法, 同样可以得到式(8). 从式(8)可以看出, 南海深层水平环流对地形的深度与坡度有着很强的依赖关系.

为检验公式(8), 用 POM (Princeton Ocean Model^[34]) 做南海深层环流对地形的两组敏感性试验 topo_h 与 topo_l. 图 10(a) 为 topo_h 试验所用的地形, 对应模式采用高分辨地形, 图 10(b) 为 topo_l 试验所用的地形, 对应模式采用低分辨率地形. 其他条件都相同(模式温盐初值条件取自气候态 GDEMv3 温盐资料, 开边界流速条件取自气候态 SODA 再分析资料, 热通量条件取自气候态 NCEP/NCAR 资料, 风场取自气候态 QuikScat 风场资料. 模式选择温盐固定的诊断模计算). 图 10(c) 与 (d) 分别为 topo_h 试验和 topo_l 试验所对应的 2000 m 流场图(流速小于 1 cm s^{-1} 略去不画, 2500 m 流场类似), 可以看出南海深层环流为气旋式环流, 且流速较大值基本集中在地形较为陡峭的深海陆坡区. 两组试验的唯一区别是 topo_h 试验的深层流速要大于 topo_l 试验的深层流速.

由(8)可知, 地形量 $\frac{|\nabla H|}{H^2}$ 越大, 则所对用的流速 $|\bar{u}|$ 越大. 图 10(a) 与 (c) 为 topo_h 试验中地形量 $\frac{|\nabla H|}{H^2}$ 与 2000 m 处的 $|\bar{u}|$ 分布图, 而图 11(b) 与 (d) 为 topo_l 试验中地形量 $\frac{|\nabla H|}{H^2}$ 与 2000 m 处的 $|\bar{u}|$ 分布图, 从图中可以清晰地看到, 从高分辨率地形实验到低分辨率地形试验, 地形量 $\frac{|\nabla H|}{H^2}$ 减少, 则所对应的流速也随之减少. 由以上的理论分析和 POM 敏感性实验, 可以知道南海深层环流对地形是比较敏感的, 模式地形的差异可以明显引起环流强度的变化.

图 10 两组试验中的地形与所对应的 2000 m 流场

(a) opo_h 试验地形; (b) topo_l 试验地形; (c) topo_h 试验所对应的 2000 m 流场; (d) 同(c), 但为 topo_l 试验

3.3 深层垂向混合参数化方案对经向翻转的影响

以上全球模式大多数的垂直混合方案基本都是基于 KPP 或者 PP 方案, 这种基于 Richardson 数的混合化方案刻画了赤道潜流区次表层由于速度切变较强引起的混合^[35,36], 本质上属于背景混合. 对于深层混合, 更重要的是潮汐遇到海底陡峭地形所引起的内波破碎混合. Munk 等人^[37]指出潮汐混合是驱动深层环流的重要机制. Heywood 等人^[38]、Polzin 等人^[39]、Ledwell 等人^[40]和 Morris 等人^[41]研究显示, 深层混合在陡峭海底地形区域存在加强, 其量级大约为 $O(10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1})$, 比背景混合系数 $O(10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1})$ 大 2 个数量级. Laurent 等人^[42]估算陡峭地形处全球潮汐混合系数的量级为 $O(10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1})$. 这与 Tian 等人^[43]利用实际观测估算的南海混合系数量级 $O(10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1})$ 相当. 此外 Egbert 等人^[44]估算的 M2 潮能量耗散为 40 GW, 与 Tian 等人^[43]估算 10 GW 量级相当.

Simmons 等人^[45]在 MOM3 中加入 Jayne 等人^[46]发展的潮汐混合参数化方案, 发现此方案可以明显减少深层的温盐误差, 从而改善深层海洋的层化结构. Saenko 等人^[47]的研究表明潮汐参数化方案的加入, 可以加强深层环流与深层层化. 北太平洋的位势涡度分布更真实, 且 ACC 会加强与变深, 南极洲的深水形成也加强. Jayne 等人^[48]发现这一方案可使经向翻转强度变强. 这些结论也验证了 Nilsson 等人^[49]得到的经向翻转流函数与混合系数之间的标度率 $\varphi \propto K_p^{2/3}$, 即混合越强, 经向翻转越强.

选取与 Tian 等人^[43]类似的 120.5°E 断面, 利用 PP 方案计算模式输出的混合系数. PP 计算方案如下: 当 $Ri < 0$ 时, 扩散系数取 K_m ; 当 $Ri > 0$ 时, 扩散系数取

$$K_p = \frac{K_m}{(1+5Ri)^3} + K_0, \quad (11)$$

图 11 地形量 $\frac{|\nabla H|}{H^2}$ (10^{-9} m^{-2}) 与对应的 2000 m 流速 (m s^{-1}) 分布

(a) topo_h 试验地形量; (b) topo_l 试验地形量; (c) topo_h 试验所对应的 2000 m 流速; (d) 同(c), 但为 topo_l 试验

其中 $K_m = 5.0 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, $K_0 = 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$,

$$Ri = \frac{\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho_\theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2}.$$

各个模式 1500 m 以深的混合系数与背景混合系数 K_0 很接近, 其量级为 $O(10^{-5})$, 与 Tian 等人^[43] 估算的同一断面的南海混合系数量级 $O(10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1})$ 要小 2 个量级. 模式深层混合系数的偏弱, 可导致南海深层经向翻转的偏弱(图 6). 这些都启发, 在模式中加入潮汐混合参数化方案从而增强混合, 可能对于南海深层经向翻转的模拟有着比较明显的改善.

4 结论

初步分析了 8 个准全球高分辨率海洋模式中南海深层环流的基本特征, 发现目前模式对于南海深

层和底层环流的模拟能力还有所欠缺. 这些欠缺具体体现在水团分析显示深层温度一致偏冷, 而盐度偏差随深度增加先为负偏差后为正偏差. 温度的偏差幅度要大于盐度. 吕宋海峡深层与观测相比偏小. 同化过的模式和一个未同化的模式(OCCAM)都显示, 吕宋深层水交换在春季达到最小, 而在冬季达到最大. 大多数模式 2400 m 以深都显示南海深层在大尺度上为气旋式环流, 而流函数的分布与气候态温盐数据集(GDEMv3)诊断出来的流函数相比存在较大的差异. 南海 1000 m 以浅经向翻转结构比较类似, 但 1500 m 以深的经向翻转结构空间分布和强度大小都存在较大的差异. 2400 m 以深的经向翻转与 GDEMv3 诊断的经向翻转流函数相比偏弱, 这表明模式对深层水垂直混合过程偏弱.

对于南海深层环流的模拟, 由于南海内部的混合很强, 首先要在混合方案上有所改进. 加入潮汐混

合参数化方案是一个可以尝试的方法。南海底部地形很复杂,而地形对深层环流的影响较大,在模式中应减少对地形的平滑,使地形尽量保持真实。此外应采用垂向分辨率较高的温盐气候态数据集 GDEMv3

作为初始场。最后,由于深海混合是慢过程,模式积分时需要延长 spin up 时间,不仅要使模式在南海上层达到准平衡态,更要在南海深层也达到准平衡态。

参考文献

- 1 Stommel H, Arons A B. On the abyssal circulation of the world ocean - I. Stationary flow patterns on a sphere. *Deep-Sea Res*, 1960, 6: 140–154
- 2 Stommel H, Arons A B. On the abyssal circulation of the World Ocean-II. An idealized model of the circulation pattern and amplitude in oceanic basins. *Deep-Sea Res*, 1960, 6: 217–233
- 3 Broecker W S, Patzert W C, Toggweiler J R, et al. Hydrography, chemistry, and radioisotopes in the southeast Asian basins. *J Geophys Res*, 1986, 91: 345–354
- 4 Nitani H. Beginning of the Kuroshio. In: *Kuroshio: Physical Aspects of the Japan Current*. Seattle: University of Washington Press, 1972. 129–163
- 5 Wyrtki K. *Physical Oceanography of the Southeast Asian Waters*. California: University of California, Scripps Institution of Oceanography, 1961. 93–107
- 6 Wang J. Observation of abyssal flows in the Northern South China Sea. *Acta Oceanogr Taiwan*, 1986, 16: 36–45
- 7 Liu C T, Liu R J. The deep current in the Bashi Channel. *Acta Oceanogr Taiwan*, 1988, 20: 107–116
- 8 Qu T, Mitsudera H, Yamagata T. Intrusion of the North Pacific waters into the South China Sea. *J Geophys Res*, 2000, 105: 6415–6424
- 9 Qu T. Evidence of water exchange between the South China Sea and the Pacific through the Luzon Strait. *Acta Oceanol Sin*, 2002, 21: 175–185
- 10 Qu T, Girtton J B, Whitehead J A. Deep water overflow through Luzon Strait. *J Geophys Res*, 2006, 111: C01002, doi: 10.1029/2005JC003139
- 11 Li L, Qu T. Thermohaline circulation in the deep South China Sea basin inferred from oxygen distributions. *J Geophys Res-Oceans*, 2006, 111: C05017
- 12 Tian J, Yang Q, Liang X, et al. Observation of Luzon Strait transport. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: L19607, doi: 10.1029/2006GL026272
- 13 Chang Y T, Hsu W L, Tai J H, et al. Cold deep water in the South China Sea. *J Oceanogr*, 2010, 66: 183–190
- 14 Yang Q, Tian J, Zhao W. Observation of Luzon Strait transport in summer 2007. *Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap*, 2010, 57: 670–676
- 15 Wang G, Xie S P, Qu T, et al. Deep South China Sea circulation. *Geophys Res Lett*, 2011, 38: L05601, doi: 10.1029/2010GL046626
- 16 Fang G, Susanto D, Soesilo I, et al. A note on the South China Sea shallow interocean circulation. *Adv Atmos Sci*, 2005, 22: 946–954
- 17 邵磊, 李学杰, 耿建华, 等. 南海北部深水底流沉积作用. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37: 771–777
- 18 Luedmann T, Wong H K, Berglar K. Upward flow of North Pacific Deep Water in the northern South China Sea as deduced from the occurrence of drift sediments. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L05614
- 19 田纪伟, 曲堂栋. 南海深海环流研究进展. *科学通报*, 2012, 57: 1827–1832
- 20 Chao S Y, Shaw P T, Wu S Y. Deep water ventilation in the South China Sea. *Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap*, 1996, 43: 445–466
- 21 Yuan D. A numerical study of the South China Sea deep circulation and its relation to the Luzon Strait transport. *Acta Oceanol Sin*, 2002, 21: 187–202
- 22 Masumoto Y, Sasaki H, Kagimoto T, et al. A fifty-year eddy-resolving simulation of the world ocean—Preliminary outcomes of OFES (OGCM for the Earth Simulator). *J Earth Simulator*, 2004, 1: 35–56
- 23 Thoppil P G, Richman J G, Hogan P J. Energetics of a global ocean circulation model compared to observations. *Geophys Res Lett*, 2011, 38, doi: 10.1029/2011GL048347
- 24 Xiu P, Chai F, Shi L, et al. A census of eddy activities in the South China Sea during 1993–2007. *J Geophys Res*, 2010, 115: C03012, doi: 10.1029/2009JC005657
- 25 Schiller A, Oke P R, Brassington G B, et al. Eddy-resolving ocean circulation in the Asian-Australian region inferred from an ocean reanalysis effort. *Prog Oceanogr*, 2008, 76: 334–365
- 26 俞永强, 刘海龙, 林鹏飞. 一个 $1/10^\circ$ 涡分辨全球海洋环流模式及其初步分析. *科学通报*, 2012, 57: 2425–2433

- 27 Canuto V M, Howard A, Cheng Y, et al. Ocean turbulence. Part I: One-point closure model—Momentum and heat vertical diffusivities. *J Phys Oceanogr*, 2001, 31: 1413–1426
- 28 Canuto V M, Howard A, Cheng Y, et al. Ocean turbulence. Part II: Vertical diffusivities of momentum, heat, salt, mass, and passive scalars. *J Phys Oceanogr*, 2002, 32: 240–264
- 29 Boyer T, Levitus S, Garcia H, et al. Objective analyses of annual, seasonal, and monthly temperature and salinity for the world ocean on a 0.25 grid. *Int J Climatol*, 2005, 25: 931–945
- 30 Carnes M R. Description and Evaluation of GDEM-V3.0. NRL Rep: NRL/MR/7330-09-9165. 2009
- 31 王东晓, 刘雄斌, 王文质, 等. 理想海底地形的南海海洋经向翻转数值模拟. *科学通报*, 2004, 49: 480–486
- 32 刘长建, 杜岩, 张庆荣, 等. 南海次表层和深层水团年平均和季节变化特征. *海洋与湖沼*, 2008, 39: 55–64
- 33 Holloway G. Representing topographic stress for large scale ocean models. *J Phys Oceanogr*, 1992, 22: 1033–1046
- 34 Alan F B, George L M. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. *Amer Geophys Union*, 1987, 1–16
- 35 Pacanowski R C, Philander S G H. Parameterization of vertical mixing in numerical models of Tropical Oceans. *J Phys Oceanogr*, 1981, 11: 1443–1451
- 36 Large W G, McWilliams J C, Doney S C. Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Rev Geophys*, 1994, 32: 363–403
- 37 Munk W, Wunsch C. Abyssal recipes II: Energetics of tidal and wind mixing. *Deep Sea Res*, 1998, 45: 1977–2010
- 38 Heywood K J, Garabato A C N, Stevens D P. High mixing rates in the abyssal Southern Ocean. *Nature*, 2002, 415: 1011–1014
- 39 Polzin K L, Toole J M, Ledwell J R, et al. Spatial variability of turbulent mixing in the abyssal ocean. *Science*, 1997, 276: 93–96
- 40 Ledwell J R, Watson A J, Law C S. Evidence for slow mixing across the pycnocline from an open-ocean tracer-release experiment. *Nature*, 1993, 364: 701–703
- 41 Morris M Y, Hall M M, Laurent L C St, et al. Abyssal mixing in the Brazil Basin. *J Phys Oceanogr*, 2001, 31: 3331–3348
- 42 Laurent L C St, Simmons H L, Jayne S R. Estimates of tidally driven enhanced mixing in the deep ocean. *Geophys Res Lett*, 2002, 29: 2106, doi: 10.1029/2002GL015 633
- 43 Tian J, Yang Q, Zhao W. Enhanced diapycnal mixing in the South China Sea. *J Phys Oceanogr*, 2009, 39: 3191–3203
- 44 Egbert G D, Ray R D. Significant dissipation of tidal energy in the deep ocean inferred from satellite altimeter data. *Nature*, 2000, 405: 775–778
- 45 Simmons H L, Jayne S R, Laurent L C St, et al. Tidally driven mixing in a numerical model of the ocean general circulation. *Ocean Model*, 2004, 6: 245–263
- 46 Jayne S R, Laurent L C St. Parameterizing tidal dissipation over rough topography. *Geophys Res Lett*, 2001, 28: 811–814
- 47 Saenko O A, Merryfield W J. On the effect of topographically enhanced mixing on the global ocean circulation. *J Phys Oceanogr*, 2005, 35: 826–834
- 48 Jayne S R. The impact of abyssal mixing parameterizations in an ocean general circulation model. *J Phys Oceanogr*, 2009, 39: 1756–1775
- 49 Nilsson J, Göran B, Gösta W. The Thermohaline circulation and vertical mixing: Does weaker density stratification give stronger overturning? *J Phys Oceanogr*, 2003, 33: 2781–2795