

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

LICOM3.0 中太平洋北赤道逆流的模拟偏差分析

孙志阔^{1, 2}, 刘海龙^{*1, 2}, 林鹏飞^{1, 2}, 于子棚^{1, 2}, 李逸文^{1, 2}

1 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

2 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100029

收稿日期: 2019-7-4 网络预出版日期:
作者简介: 孙志阔, 女, 1992 年出生, 博士研究生, 主要研究太平洋赤道流的模拟偏差。
E-mail: sunzhikuo14@mailsucas.ac.cn
资助项目: 国家重点研发专项 2016YFC1401401 和 2016YFC1401601, 自然科学基金面上项目 41576025 和 41776030
通讯作者: 刘海龙 (lhl@lasg.iap.ac.cn)

19 摘要

20 本文用 CORE-IAF (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments - Interannual
21 Forcing) 外强迫场分别强迫 LICOM3 (LASG/IAP Climate System Ocean Model
22 Version 3) 和 POP2 (Parallel Ocean Program version 2) 两个海洋模式, 并分析了
23 这两个模式中太平洋北赤道逆流 (NECC) 的模拟结果。我们发现 LICOM3 和
24 POP2 模拟的 NECC 强度均弱于实测, 这和 Sun 等人 (2019) 的研究结果一致,
25 也进一步证明了海洋模式中 NECC 偏弱是外强迫场 CORE-IAF 造成的, 海表风
26 应力及对应的风应力旋度是海洋模式准确模拟 NECC 的最主要因子。同时, 我们
27 也分析了 NECC 的模拟在动力机制上的差别, 这里的动力强迫项包括风应力项,
28 平流项和余项。我们发现模式的外强迫场虽然相同 (CORE-IAF), 但是两个模
29 式中各动力强迫项 (风应力项, 平流项和余项) 对 NECC 模拟的影响并不完全相
30 同。

31

32 **关键字:** 太平洋北赤道逆流, LICOM3, POP2, CORE-IAF

33 **文章编号** 2019123C

34 **doi:**10.3878/j.issn.1006-9895.1907.19123

35

36

37

38

39

40

41 **The Simulation bias Analysis of Pacific North Equatorial Countercurrent in**

42 **LICOM3.0**

43

44 **Zhikuo Sun^{1,2}, Hailong Liu^{1,2*}, Pengfei Lin^{1,2}, ZiPeng Yv^{1,2}, YiWen Li^{1,2}**

45

46 ¹State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and
47 Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics, Chinese
48 Academy of Sciences, Beijing 100029, China

49 ²College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences,
50 Beijing 100049, China

51

52

53

54 * Corresponding authors, Hailong Liu (lhl@lasg.iap.ac.cn)

55

56

57

58

59

60

61

62

63 **Abstract** In this study, the CORE-IAF (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments
64 - Interannual Forcing) dataset is used to force two ocean models: LICOM3 (LASG/IAP
65 Climate System Ocean Model Version 3) and POP2 (Parallel Ocean Program version
66 2). The North Equatorial Countercurrent (NECC) simulated by these two models has
67 been found weaker than the observation. These results are consistent with the findings
68 of Sun et al (2019), which further suggests that the surface wind stress and its curl is
69 the most important forcing term for correctly simulating the NECC in ocean models.
70 At the same time, the differences in NECC dynamical mechanisms between LICOM3
71 and POP2 are also analyzed, including the wind stress, advection and other terms. In
72 spite of the same CORE-IAF dataset is used to force these two ocean models, the
73 influences of dynamical forcing terms (the wind stress, advection and other terms) are
74 not exactly same.

75
76 **Keywords** The North Equatorial Countercurrent, LICOM3, POP2, CORE-IAF

77

78

79

80

81

82

83

84

85 1、引言

86 太平洋北赤道逆流（The North Equatorial Countercurrent, NECC）是一支热
87 带太平洋上层的东向逆风海流。NECC 位于 $2^{\circ}\text{N}\sim 10^{\circ}\text{N}$ 之间，主轴纬度位置从西
88 到东逐渐北移（Wyrтки and Kendall, 1967; Donguy and Meyers, 1996; Johnson et al.,
89 2002）。NECC 的深度在西边较浅，向东逐渐加深。NECC 在 220°E 断面处的最
90 大速度可以达到 0.4m/s ，从西太暖池向东平均输送约 $10\text{--}30\text{ Sv}$ 的暖水到东太平
91 洋。

92 NECC 主要是由风应力旋度涡度驱动的（Sverdrup, 1947; Yu et al., 2000;
93 Kessler et al., 2003），Kessler 等人（2003）研究了平流项和摩擦项等非线性项对
94 NECC 作用，研究发现尽管平流项和摩擦项很小，但是这两项的经向导数却大到
95 足以平衡风应力旋度的涡度输入。尤其在赤道西太平洋，平流项和摩擦项能够有
96 效地抑制风的作用。Sun 等（2019）年用模式直接输出动量方程中的每一项并进
97 一步量化了各项对 NECC 的影响，发现 NECC 的外强迫项主要包括海表风，平
98 流项，摩擦项，压力梯度力项和表层海流的时间变化项，其中海表风，平流项，
99 摩擦项是 NECC 最主要的三个外强迫项。

100 虽然 NECC 的机制研究比较清楚，但是海洋模式模拟的 NECC 普遍存在偏
101 弱的误差（Philander et al., 1987; Grima et al., 1999; Yu et al., 2000; Wu et al., 2012;
102 Tseng et al., 2016）。Tseng 等（2016）发现 CORE-IAF 强迫场驱动的 15 个海洋
103 模式中，几乎所有的 NECC 都偏弱，在 220°E 经向断面处的气候态纬向平均流
104 速均弱于实测（ 0.4m/s , Johnson et al., 2002）的一半。

105 早期的研究发现，NECC 的模拟偏差主要是赤道区域上空的海表风偏差造成
106 的（Yu et al., 2000; Wu et al., 2012）。Yu 等（2000）指出，赤道上空海表风太强

107 会导致 NECC 在 180°E 处发生断裂。Wu 等 (2012) 发现模式中赤道辐合带 ITCZ
108 (Intertropical Convergence Zone) 位置的南移, 会造成 NECC 模拟偏弱, 而 ITCZ
109 南移可能是卫星海表风数据 QuikSCAT 的偏差造成的。近期, Sun 等 (2019) 通
110 过比较耦合模式 CESM2 (The Community Earth System Model version 2) 和海洋
111 模式 POP2 (The Parallel Ocean Program version 2) 的结果, 发现用 QuikSCAT 卫
112 星风数据修正 CORE-IAF 外强迫风场会导致 $5^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$ 之间的东风增强, 影响
113 NECC 区域 ($3^{\circ}\text{N}\sim 10^{\circ}\text{N}$) 风应力旋度及风应力旋度经向梯度的分布, 从而使海洋
114 模式中 NECC 模拟偏弱, 这和 CORE-IAF (Coordinated Ocean-ice Reference
115 Experiments - Interannual Forcing) 中用 QuikSCAT 等效 10m 中性风修正
116 NCEP/NCAR 10m 海表绝对风有关。

117 Sun 等 (2019) 的文章中只分析了 CORE-II 试验中的一个海洋模式, 其他海
118 洋模式中 NECC 模拟偏差是否是同样的机理? 不同海洋模式间 NECC 模拟的动
119 力过程是否一样? 这些问题目前还是未知的。本文通过比较两个海洋模式
120 LICOM3 和 POP2, 研究不同模式间海表风和非线性项对 NECC 模拟影响的差异。
121 研究结果应该能够进一步帮助我们理解海洋模式中 NECC 模拟的动力过程, 加
122 深我们对 NECC 模拟偏差的理解, 有利于模式偏差的修正。另一方面, 本研究
123 也评估了新近发展的 LICOM3 对热带太平洋上层环流的模拟能力。

124 2、模式, 试验和观测

125 本文使用了两个海洋模式, 一个是中国科学院大气物理研究所大气科学和地
126 球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG/IAP) 自主研发的 LICOM3
127 (LASG/IAP Climate System Ocean Model Version 3, LICOM3) (于子棚等, 2017;
128 Lin et al., 2016)。另一个海洋模式是 POP2 (The Parallel Ocean Program version

129 2), POP2 是通用地球系统耦合模式 CESM2 (Community Earth System Model
130 version 2) 中的海洋模式分量, 是由美国 Los Alamos 国家实验室开发的一个三维
131 海洋环流模式。POP 于 2001 年被 NCAR 选用, 作为气候模式的海洋模式, 并沿
132 用至今。LICOM3 采用了 Murray (1996) 的三极点网格 (俞永强等, 2018), 水
133 平分分辨率全球平均约 1° , 其中海冰模式使用的是 CICE4 (The Los Alamos National
134 Laboratory Sea-ice Model version 4)。POP2 垂直有 60 层, 厚度从近表层 ($\sim 10\text{m}$)
135 到 250m 深度单调递增, 水平分辨率是 1° , 靠近赤道经向分辨率则增加到 0.27°
136 (Danabasoglu et al., 2014), 其中海冰模式使用的是 CICE5 (The Los Alamos
137 National Laboratory Sea-ice Model version 5)。

138 试验用带有年际变化的外强迫数据 CORE-IAF (Large and Yeager., 2004;
139 2009), CORE-IAF 主要来源于 NCEP/NCAR 大气再分析数据中的表层大气数据
140 (Kistler et al., 2001), 其中辐射, 降水和径流来自其他数据源 (Large and Yeager.,
141 2009)。CORE-IAF 中用实测数据对大气再分析数据进行订正, 以降低其不确定
142 性, 其中风场实测数据选用的是气候态平均 QuikSCAT 数据, 用以调整
143 NCEP/NCAR 大气再分析数据中的风速和风向。具体方法是用矢量风的数值和角
144 度分别乘以调整因子 $R_s(\lambda, \phi)$ 和逆时针角度旋转因子 $\delta(\lambda, \phi)$, 其中 λ 和 ϕ 分别
145 代表经度和纬度, 目的是使 NCEP/NCAR 再分析风场数据和平均 QuikSCAT 风
146 速和风向上更接近 (Large and Yeager., 2009)。在 Sun 等 (2019) 中, 这一修正被
147 认为是造成 NECC 偏弱的重要原因。

148 本文包括两个试验: (1) 带有年际变化信号的 CORE-IAF 驱动的海洋模式
149 (LICOM3 和 CICE4 耦合), 简称“LICOM”。CORE-IAF 强迫的一个周期是
150 62 年 (1948-2009), LICOM 运行 5 个循环, 取第 4 个循环的 1978-2007 的 30

151 年平均结果进行分析。(2)采用同样的 CORE-IAF 驱动 POP2 和 CICE5 耦合,
 152 简称“POP”。模式运行 4 个循环,取最后一个循环的 1978-2007 年的 30 年平均
 153 结果进行分析。

154 同时,我们用 Johnson 等(2002)观测的气候态海流数据(ADCP, acoustic
 155 Doppler current profiler)和模式进行比较。Johnson 观测数据是 WOCE (World
 156 Ocean Circulation Experiment)和 TOGA - COARE (Tropical Ocean Global
 157 Atmosphere Coupled Ocean - Atmosphere Response Experiment, Eldin et al., 1994)
 158 的一个主要观测项目,包括 10 个深度超过 300m 的经度断面(143°E, 156°E,
 159 165°E, 180°E, 170°W, 155°W, 140°W, 125°W, 110°W, 95°W),数据采集时间位于
 160 20 世纪 90 年代,观测数据的更多信息详见 Johnson 等(2002)。

161 3、方法

162 本文参考 Kessler 等(2002)的方法诊断模式中赤道太平洋的纬向流输送过
 163 程。时间平均,垂直积分的动量方程如下:

$$164 \quad \frac{\partial U}{\partial t} + A^x - fV = -P_x + \tau^x + F^x \quad (1a)$$

$$165 \quad \frac{\partial V}{\partial t} + A^y + fU = -P_y + \tau^y + F^y \quad (1b)$$

166 公式中 $\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} = (\frac{\partial U}{\partial t}, \frac{\partial V}{\partial t})$, $\vec{A} = (A^x, A^y)$, $(-fV, fU)$, $\nabla \vec{P} = (P_x, P_y)$, $\vec{\tau} = (\tau^x,$
 167 $\tau^y)$, $\vec{F} = (F^x, F^y)$ 分别是水平海流的时间变化项,平流项,科氏力项,水平压
 168 力梯度力项,表面风应力项和水平摩擦项。参考 Sun 等(2019)的方法,除了科氏
 169 力项,我们将方程中其余各项都视为外强迫项并定义了一个新的变量作为广义上
 170 的外强迫项: $\tau^* = \tau + \tau' + \tau'' + \tau''' + \tau''''$, 这里 $\tau' = -\vec{A}$, $\tau'' = \vec{F}$, $\tau''' = -\nabla \vec{P}$,
 171 $\tau'''' = -\frac{d\vec{V}}{dt}$, 动量方程则可以简化成如下形式:

$$172 \quad -fV = \tau^{*x} \quad (2a)$$

173
$$fU = \tau^{*y} \quad (2b)$$

174 对方程（2）求旋度，再将垂直积分后的平均连续方程($U_x + V_y = \omega_{bot} - \omega_{top}$)带
 175 入方程（2），我们便会得到形式上类似于经典 Sverdrup 平衡公式的涡度方程，
 176 但是方程中的表面风应力项被替换成 τ^* ，方程如下：

177
$$\beta V = \text{curl}(\tau^*) \quad (3)$$

178
$$\text{curl}(\tau^*) = \text{curl}(\vec{\tau}) + \text{curl}(-\vec{A}) + \text{curl}(\vec{F}) + \text{curl}(-\nabla\vec{P}) + \text{curl}\left(-\frac{d\vec{V}}{dt}\right) - f\omega_{bot}$$

 179 (4)

180 接下来，将方程（3）带入连续方程并从东边界向西进行纬向积分得到纬向输送
 181 U 的计算公式：

182
$$U = -\frac{1}{\beta} \int_{EB}^x \text{curl}(\tau^*)_y dx + U_{EB} \quad (5)$$

183 U_{EB} 是东边界(EB)处的纬向输送值。为了避免 U_{EB} 取值的不确定性，我们选择用
 184 方程（6）中的流函数计算纬向输送 U （Kessler et al., 2003; Sun et al., 2019）。

185
$$U = -\varphi_y \quad (6)$$

186 这里 $\varphi = \frac{1}{\beta} \int_{x_e(y)}^x \text{curl}(\tau^*) dx$ 代表风生环流整层积分后的流函数， $x_e(y)$ 是美洲
 187 大陆西海岸在每一个纬度上对应的经度值，美洲大陆西海岸处 $\varphi=0$ 。因此，如果
 188 海表风应力，平流项和其他各项已知，我们便能够用方程（6）计算各项对应的
 189 纬向流输送。这里，模式直接输出海表风应力数据，平流项则可以写成： $\vec{A}=\nabla \cdot$
 190 $(\vec{u}h\vec{u})$ ，需要用模式输出的月平均海流数据 \vec{u} 进行计算，其中 h 是积分深度。 \vec{A} 可
 191 以分解为纬向和经向两个分量计算平流项旋度：

192
$$A^x = \nabla \cdot (\vec{u}hu) = h\vec{u} \cdot \nabla u + u\nabla \cdot (\vec{u}h) \quad (6a)$$

193
$$A^y = \nabla \cdot (\vec{u}hv) = h\vec{u} \cdot \nabla v + v\nabla \cdot (\vec{u}h) \quad (6b)$$

194 至于方程（1）中风应力项和平流项之外的其他强迫项（摩擦项，水平压力梯度

195 力项及水平海流的时间变化项)。由于离线计算粘度系数不确定性, 所以我们
196 选择用纬向总输送减去风应力项和平流项的纬向输送量, 将差值作为其它外强
197 迫项之和对应的纬向输送。

198 本文中, 我们用模式输出的月平均数据计算平流项, 导致平流项中并不包括
199 月以内时间尺度扰动项, 这项被算入余项中。我们用 POP 模式直接输出的平流
200 项研究过高频变化(月以内时间尺度)对平流项的影响, 发现高频变化能够使平
201 流项振幅增强, 模式月平均数据计算出的平流项和模式在线计算的平流项在
202 135°E -270°E 区域的平均值分别是 0.6Sv 和-0.6Sv。也就是说, 平流项中的高频
203 变化使 NECC 东向输送减弱, 而这种减弱作用在本文中被算入余项中。至于文中
204 400m 积分深度的选择, 参考图 1 中的观测数据, NECC 的深度在中西太平洋超
205 过 200m, 东太平洋 NECC 的中心深度约 300m, 400m 以下的 NECC 则很弱, 所
206 以我们选择 400m 作为积分深度, 这和 Kessler 等人 2003 年文章中一致(353m)。
207 我们也测试过积分深度 200m, 计算结果和 400m 相差不大。

208 4、结果

209 **图 1:** Johnson 等人 (2002) 观测的(a) 180°E, (b) 220°E 和 (c) 250°E 平均纬向速
210 度的经向断面分布图; d-f 是 LICOM 的结果, g-i 是 POP 的结果。等值线间隔是
211 0.1 m s^{-1} 。实(虚)线代表东(西)向速度。红线代表 20°C 等温线。

212 **Fig 1.** Meridional-vertical sections of annual mean zonal currents at (a) 180°E, (b)
213 220°E and (c) 250°E for Jonhson et al. (2002) observation. d-f and g-i are the same as
214 a-c, but for the LICOM and POP, respectively. The contour interval for all panels is 0.1
215 m s^{-1} . Eastward (westward) velocities are shown as solid (dashed) lines. The red curves
216 are 20°C isotherms. Unit: m s^{-1}

217 图 1 是模式在 180°E, 220°E 和 250°E 经向断面处的平均纬向流速分布图
218 (单位: m/s), 分别代表西太平洋, 中太平洋和东太平洋。根据 Johnson 等(2002)
219 的观测数据, NECC 在海表位于 3°N -10°N 之间, 南侧是南赤道流(South Equatorial
220 Currents, SEC), 北侧是北赤道流(North Equatorial Currents, NEC)。NECC 在
221 这三个经度(180°E, 220°E, 250°E)的最大纬向速度分别是 0.2 m/s, 0.4 m/s 和 0.2
222 m/s。赤道正下方的次表层东向流是太平洋赤道逆流(Equatorial Undercurrent,
223 EUC), EUC 中心强度从西至东逐渐增强并向上倾斜, 西太 EUC 速度最大值约
224 0.6m/s, 东太则超过 1m/s, EUC 南北两侧的次表层东向流分别是南次表层逆流
225 (North Subsurface Countercurrent, NSCC) 和北次表层逆流(South Subsurface
226 Countercurrent, SSCC; Wyrki and Kilonsky., 1984)。

227 LICOM 和 POP 模拟的 NECC 均比实测弱很多, 这和 Tseng 等(2016)文章
228 中 15 个海洋模式的结果类似。180°E 断面处, LICOM 模拟的 NECC 和 EUC 完
229 全混在一起, 位置偏南, 强度<0.1m/s。220°E, LICOM 模拟的 NECC 中心位置
230 约 6°N (实测约 7°N), 最大值<0.1 m/s, 和 180°E 处相比, NECC 虽然和 EUC
231 分离, 但 NECC 强度依旧偏弱导致其无法延伸至海洋表层。东太 250°E 处, LICOM
232 模拟的 NECC 中心纬度和实测一致(约 6°N)但强度偏弱(<0.2m/s)。POP 在
233 这三个经向断面模拟的 NECC 和 LICOM 结果一致, 但比 LICOM 稍强一些。

234 **图 2:** (a) LICOM 和 (b) POP 上层 400m 纬向流的垂直积分图(单位: $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$);
235 (c) Johnson (黑点), LICOM (蓝线) 和 POP (红线) 中 NECC 纬向输送量随
236 经度的变化图, 这里我们把 3°N-10°N 之间东向流的经向积分定义为 NECC 纬向
237 输送量(单位: Sv)。

238 **Fig 2.** The upper 400 m integrated zonal currents (Units: $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) for (a) LICOM, and (b)

239 POP in the equatorial Pacific. (c) The volume transports of NECC (Unit: Sv), which are
240 defined as the meridional integrated eastern transport between 3°N-10°N, for LICOM
241 (blue solid), POP (red solid) and Johnson et al. (2002) observation (black dots).

242 为了进一步量化两个模式的结果，我们计算了赤道太平洋上层 400m 纬向流
243 的垂直积分（图 2a 和 2b），这个数值可以直接和 Sverdrup 纬向输送相比较。两
244 个模式纬向输送的最大值都位于 150°W 以东，数值均超过 20m²/s。150°W 以西，
245 LICOM 海洋表层 NECC 完全消失，POP 海洋表层 NECC 虽然存在，但主轴向西
246 逐渐偏南，强度偏弱（<20m²/s）。

247 图 2c 是 Johnson 等（2002）数据的 10 个经向断面上（143°E, 156°E, 165°E,
248 180°E, 170°W, 155°W, 140°W, 125°W, 110°W, 95°W）NECC 的流量（黑点）和模
249 式中 NECC 的流量（实线）进行比较。这里 NECC 的流量定义为 3°N-10°N 之间
250 东向流的经向积分。和实测比较，LICOM 和 POP 在中西太（120°W 以西）模拟
251 的 NECC 偏弱很多，东太和实测较接近。这和 Sun 等人（2019）的结果一致，他
252 们通过比较 POP 和 CESM 的模拟结果，发现 POP 在中西太 NECC 偏弱是 5°N-
253 15°N 区域海表东风偏强，导致 NECC 纬度位置（3°N-10°N）出现负的风应力旋
254 度经向梯度异常，这和 CORE-IAF 中用 QuikSCAT 等效 10m 中性风修正
255 NCEP/NCAR 10m 绝对风有关。东太（120°W 以东）POP 模拟 NECC 偏弱的原
256 因则是较弱的跨赤道南风 and 较弱的山缝隙东北风共同导致的。本文使用的 POP
257 数据和 Sun 等（2019）的 POP 数据完全一致，而 LICOM 的结果和 POP 相似，
258 同样证明了海洋模式的偏差主要来自于 CORE-IAF 外强迫场。

259 **表 1:** Johnson 观测数据，LICOM 和 POP 计算的 NECC 平均纬向输送（单位：
260 Sv）（LICOM 无 NECC 流值的地方视为 0）

261 **Table 1.** The zonal averaged volume transport of NECC for Johnson et al. (2002)
 262 observation, LICOM and POP. (The worthless places for NECC in LICOM are treated
 263 as 0). Units: Sv

	太平洋海盆	西太平洋	东太平洋
	150° E-270° E	150° E-195° E	195° E-270° E
Johnson	15.6	17.2	14.3
LICOM	3.1	2.6	3.3
POP	4.2	2.0	5.5

264 但是,我们也发现 LICOM 和 POP 的一些不同: 165°W 以西, LICOM 和 POP
 265 中 NECC 强度相似, 150°E-165°W 区域平均的 NECC 纬向输送量分别是 2.6Sv 和
 266 2.0Sv (表 1)。165°W 以东, LICOM 模拟的 NECC 强度弱于 POP, 165°W-90°W
 267 区域平均的 NECC 纬向输送量分别是 3.3Sv 和 5.5Sv (表 1)。是什么原因造成
 268 了这种差异? 本文接下来主要研究, 不同海洋模式中 NECC 的模拟涉及的动力
 269 机制的差别。

270 **图 3:** LICOM 中 (a) 风应力, (c) 平流项和 (e) 余项计算的热带太平洋纬向
 271 Sverdrup 输送; (b) (d) (f) 代表 POP 的结果 (单位: m^2/s)。等值线代表 3° N-
 272 10° N 模式总输送量 (LICOM 对应图 2a, POP 对应图 2b) 中的东向流区域, 等
 273 值线间隔是 $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 零线加粗。

274 **Fig 3.** The zonal transport per grid due to (a) wind stress, (c) advection and (e) other
 275 terms in the tropical Pacific for LICOM. (b), (d) and (f) are the same as (a), (c) and (e),
 276 but for POP. Unit: m^2s^{-1} . The contours are the eastward ocean current between 3° N-
 277 10° N for total transport which is shown in Figure 2a (for LICOM) and 2b (for POP).

278 The contour interval is $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. The zero line is bolded.

279 为了理解 LICOM 和 POP 中 NECC 的模拟差别，我们参考 Sun 等 (2019)
280 的方法分析了风应力项，平流项和余项对 NECC 模拟的影响 (图 3)，余项是指
281 风应力项，平流项之外的外强迫项之和，而这三项之和 (风应力项，平流项和余
282 项) 是图 2 中模式赤道总纬向输送。图 3 是 LICOM 和 POP 中三个外强迫项 (风
283 应力项，平流项和余项) 相对应的纬向 Sverdrup 输送 (单位: m^2/s)，图 3 中的
284 等值线代表图 2 中上层 400m 垂直积分后的 NECC 纬向输送 (单位: m^2/s)，这
285 里我们取 3°N - 10°N 之间的东向流作为 NECC 纬向输送。从图 3a 中可以看到，
286 风应力项导致的 NECC 纬向输送 (填色) 和 NECC 总输送 (等值线) 基本重合，
287 这进一步证明了风应力是 NECC 模拟的主要驱动力。

288 **图 4:** (a) LICOM 和 (b) POP 中风应力项 (红线)，平流项 (蓝线) 和余项 (绿
289 线) 计算的纬向 Sverdrup 输送随经度的分布 (单位: Sv) 以及 NECC 总输送随
290 经度的分布 (黑线)。黑色虚线是 195° E 参考线。

291 **Fig 4.** The total volume transports of NECC (black) and the transport due to wind stress
292 (red), advection (blue) and other terms (green) for (a) LICOM and (b) POP. Unit: Sv.
293 The black dotted line is the 195°E reference line.

294 图 4 中我们进一步量化了各外强迫项对 NECC 的贡献。对图 3 等值线区域
295 (即 NECC 总输送区域) 的纬向 Sverdrup 输送进行经向积分，得到图 4 中各外
296 强迫项对应的 NECC 纬向输送。其中，风应力项，平流项，余项，NECC 总输送
297 量分别对应图 4 中的红线，蓝线，绿线和黑线 (单位: Sv)。我们发现， 165°W
298 以西，LICOM 中风是 NECC 最主要的驱动项，平流项是最主要的抑制项，余项
299 有较弱的增强作用， 150°E - 195°E 之间纬向平均 Sverdrup 输送量分别是 3.2Sv ，-

300 2.1Sv 和 1.5Sv (表 2)。而 POP 中风的影响要强于 LICOM (8.2Sv)，余项是最
 301 主要的抑制项 (-5.7Sv)，平流项的作用较弱 (-0.5Sv)。165°W 以东，各外强迫
 302 项的作用在两个模式中一致，风是主要驱动项，余项是主要抑制项，平流项有较
 303 弱的增强作用，只是数值不同 (表 2)。

304 **表 2:** 风应力项，平流项，余项及三项之和计算的平均 NECC 纬向输送量 (单
 305 位: Sv)，这里 NECC 纬向输送量定义为 3°N-10°N 之间东向流的经向积分

306 **Table 2.** The zonal averaged volume transport of NECC due to wind stress, advection,
 307 other terms and the sum of these three terms for the LICOM and POP. The NECC
 308 transport is defined as the meridional integrated eastward transport between 3°N-
 309 10°N. Unit: Sv.

	太平洋海盆		西太平洋		东太平洋	
	150° E-270° E		150° E-195° E		195° E-270° E	
	LICOM	POP	LICOM	POP	LICOM	POP
风	3.9	6.1	3.2	8.2	4.3	4.8
平流项	-0.6	0.6	-2.1	-0.5	0.3	1.3
余项	-0.2	-2.5	1.5	-5.7	-1.3	-0.5
三项之和	3.1	4.2	2.6	2.0	3.3	5.5

310 **图 5:** 卫星反演数据 SCOW 在太平洋赤道区域的 (a) 纬向风应力和 (b) 经向风
 311 应力 (单位: N/m²) 的分布。SCOW 与 LICOM 的 (c) 纬向风应力和 (d) 经向
 312 风应力 (单位: N/m²) 的差异分布 (SCOW 减去 LICOM)。SCOW 与 POP 的 (e)
 313 纬向风应力和 (f) 经向风应力 (单位: N/m²) 的差异分布 (SCOW 减去 POP)。

314 **Fig 5.** The distribution of (a) zonal wind stress and (b) meridional wind stress (unit:
315 N/m²) of satellite inversion data SCOW in the Pacific equatorial region. The difference
316 between SCOW and LICOM of (c) zonal wind stress and (d) meridional wind stress
317 (unit: N/m²) (SCOW minus LICOM). The difference between SCOW and POP of (e)
318 zonal wind stress and (f) meridional wind stress (unit: N/m²) (SCOW minus POP).

319 既然风是 NECC 最主要的强迫项，我们接下来对两个模式的风场偏差进行
320 了进一步分析。图 5 是卫星反演的气候态风场数据 SCOW (Scatterometer
321 Climatology of Ocean Winds) 中的风场分布，以及 SCOW 和两个模式之间的风场
322 差异分布图。由于两个模式中的纬向东风大值中心 (~13°N) 偏向赤道，导致两
323 个模式在赤道以北、170°W 以东的东风偏强，这对应着图 5c 和图 5e 中赤道以
324 北、170°W~110°W 之间的西风差异分布(SCOW 减去模式)。比较图 5c 和图 5e，
325 我们发现 LICOM 和 POP 在太平洋赤道区域的风场偏差空间分布一致，但是数
326 值略有不同，这也意味着两个模式中的海表风应力场虽然不同，但是差异很小。
327 虽然两个模式中风应力的计算公式和资料都是一样的，但是在计算海表湍流通量
328 时，会用到海洋模式的预报量，包括海表面温度和海表面流，由于两个模式模拟
329 的海表面温度和流场不同，从而也导致了两个模式间风应力的差异。

330 **图 6:** (a) 卫星反演数据 SCOW 在太平洋赤道区域的风应力旋度分布 (单位:
331 *10⁻⁷ N/m³)。 (b) SCOW 与 LICOM 的风应力旋度差异分布 (SCOW 减去 LICOM)
332 (单位: *10⁻⁷ N/m³)。 (c) SCOW 与 POP 的风应力旋度差异分布 (SCOW 减去
333 POP) (单位: *10⁻⁷ N/m³)。

334 **Fig 6.** (a) The wind stress curl of the satellite inversion data SCOW in the Pacific
335 equatorial region (unit: *10⁻⁷ N/m³). (b) The difference of wind stress curl between

336 SCOW and LICOM (SCOW minus LICOM) (unit: $\ast 10^{-7}$ N/m³). (c) The difference of
337 wind stress curl between SCOW and POP (SCOW minus POP) (unit: $\ast 10^{-7}$ N/m³).

338 纬向风场的偏差进一步导致了模式中太平洋赤道区域风应力旋度的偏差, 图
339 6 是 SCOW 中风应力旋度及 SCOW 与两个模式之间风应力旋度差异的分布图。
340 图 6a 中, 赤道至 15°N 之间的正风应力旋度对应的是赤道辐合带 ITCZ。从图 6b
341 和图 6c 中可以看到, 170°W~110°W 之间、~7°N 以北是正的风应力旋度, 以南
342 是负风应力旋度。这就导致 7°N 位置, 也正好是 NECC 中心纬度位置, 出现一
343 个正的风应力旋度的经向梯度分布。结合方程(5), NECC 纬度位置处(3°N~10°N)
344 正好对应着一条正的纬向 Sverdrup 输送, 这也就解释了为什么 LICOM 和 POP
345 模拟的 NECC 要比观测弱。这里需要注意的是, 方程(5)中是从东边界(EB)
346 向西积分, 与 x 轴方向相反, 所以方程(5)中风应力旋度的经向梯度的正值对
347 应着正的纬向 Sverdrup 输送。

348 5、结论

349 海洋模式中热带太平洋上层的 NECC 存在显著的偏弱现象, 前人的工作指
350 出这可能与强迫模式使用的 CORE-IAF 资料中, 用 QuikSCAT 等效 10m 中性风
351 修正 NCEP/NCAR 10m 海表绝对风有关。本文在此基础上, 通过比较两个海洋
352 模式 LICOM3 和 POP2, 研究不同模式间海表风和非线性项对 NECC 模拟影响的
353 差异。对比分析发现, 两个模式模拟的 NECC 都偏弱, 但仍存在一定的差异。
354 165°W 以东, LICOM 模拟的 NECC 强度显著弱于 POP, 165°W-90°W 区域平均
355 的 NECC 纬向输送量分别是 3.3Sv 和 5.5Sv。

356 动力学分析发现, 虽然模式外强迫场相同(CORE-IAF), 但是不同海洋模
357 式中各项的贡献有所不同。LICOM 中风是 NECC 最主要的驱动项(3.9Sv), 平

358 流项 (-0.6Sv) 和余项 (-0.2Sv) 使 NECC 减弱。POP 中风也是最主要的驱动项
359 (6.1Sv)，平流项使 NECC 增强 (0.6Sv)，但是余项(-2.5Sv)是 NECC 最主要的
360 抑制项。通过对风场偏差的进一步分析，我们发现两个模式中的纬东风大值中
361 心 ($\sim 13^\circ\text{N}$) 都偏向赤道，导致两个模式在赤道以北、 170°W 以东的纬东风偏
362 强，进一步导致 NECC 区域 ($3^\circ\text{N}\sim 10^\circ\text{N}$) 产生正的风应力旋度的经向梯度，使
363 NECC 模拟偏弱。Sun 等人 (2009) 的研究发现，这种风场偏差来源于 QuikSCAT
364 卫星反演风场数据对 CORE-IAF 资料的修正。

365 同时，LICOM 和 POP 之间 NECC 的模拟差异，来源于 LICOM 和 POP 两个
366 模式在动力框架和物理过程方面的诸多不同，其中主要还是模式次网格物理参数
367 化方面。比较两个模式中的物理参数化，最主要是垂直混合方案的差异，
368 LICOM3.0 沿用了 LICOM2.0 中 Canuto 等人 (2001) 的方案，而 POP 使用的主
369 要是 KPP 方案 (Large 等, 1994)。垂直参数化方案一方面直接影响动量方程，
370 另一方面可以影响温度和盐度，并通过压力梯度变化改变环流。但是，直接作用
371 还是间接作用更重要，这仍需要进一步研究。

372 除此之外，虽然两个模式中风应力的计算公式和资料都是一样的，但是在计
373 算海表湍流通量时，会用到海洋模式的预报量，包括海表面温度和海表流，由于
374 两个模式模拟的海表面温度和流场不同，从而也导致了海表风应力的不同，并进
375 一步导致 NECC 模式的差异。

376

377

378

379

380 **致谢：**本项工作中的 POP2 结果是孙志阔在 NCAR 访问时进行的，作者感谢 Yu-
381 heng Tseng ， Justin Small， Frank Bryan 博士对试验和分析所做的帮助。本项工
382 作收到了国家重点研发专项 2016YFC1401401 和 2016YFC1401601， 以及自然
383 科学基金面上项目 41576025 和 41776030 的共同资助。

384

385 参考文献：

386 [1] Danabasoglu, G., Yeager, S. G., Bailey, D., Behrens, E., Bentsen, M., Bi, D., et al.
387 2014. North Atlantic simulations in Coordinated Ocean-ice Reference Experiments
388 phase II (CORE-II). Part I: Mean states. *Ocean Modelling*, 73(1), 76-107. doi:
389 10.1016/j.ocemod.2013.10.005

390 [2] Donguy, J. R., & Meyers, G. 1996, Mean annual variation of transport of major
391 currents in the tropical Pacific Ocean. *Deep Sea Research Part I Oceanographic*
392 *Research Papers*, 43(7), 0-1122. doi:10.1016/0967-0637(96)00047-7

393 [3] Eldin, G., Delcroix, T., Henin, C., Richards, K., du Penhoat, Y., Picaut, J., & Rual,
394 P. 1994, Large-scale current and thermohaline structures along 156°E during the
395 COARE intensive observation period. *Geophysical Research Letters*, 21, 2681–2684.
396 doi: 10.1029/94GL01166

397 [4] Gouriou, Y., & Toole, J. 1993, Mean circulation of the upper layers of the western
398 equatorial Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 98(C12), 22495-
399 22520. doi: 10.1029/93JC02513

400 [5] Grima, N., Bentamy, A., Katsaros, K., Quilfen, Y., Delecluse, P., & Levy, C. 1999,
401 Sensitivity of an oceanic general circulation model forced by satellite wind stress fields.

402 Journal of Geophysical Research Oceans, 104(C4), 7967-7989. doi:
403 10.1029/1999JC900007

404 [6] Johnson, G. C., Sloyan, B. M., Kessler, W. S., & McTaggart, K. E. 2002, Direct
405 measurements of upper ocean currents and water properties across the tropical Pacific
406 during the 1990s. Progress in Oceanography, 52(1), 31-61. doi:10.1016/S0079-
407 6611(02)00021-6

408 [7] Kessler, W. S., Johnson, G. C., & Moore, D. W. 2003, Sverdrup and nonlinear
409 dynamics of the Pacific equatorial currents. Journal of Physical Oceanography, 33(5),
410 994-1008. doi: 10.1175/1520-0485(2003)0332.0.CO;2

411 [8] Kistler, R., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., & Kalnay, E., et al. 2001,
412 The ncep–ncar 50–year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation.
413 Bulletin of the American Meteorological Society, 82(2), 247-268. doi: 10.1175/1520-
414 0477(2001)082<0247:TNNYRM>2.3.CO;2

415 [9] Large, W., J. McWilliams, and S. Doney, 1994, Oceanic vertical mixing: A review
416 and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. Reviews of Geophysics,
417 32, 363–403.

418 [10] Large, W. G., & Yeager, S. G. 2004, Diurnal to Decadal Global Forcing For Ocean
419 and Sea-Ice Models: The Data Sets and Flux Climatologies. NCAR Technical Note
420 NCAR/TN-460+STR, doi:10.5065/D6KK98Q6.

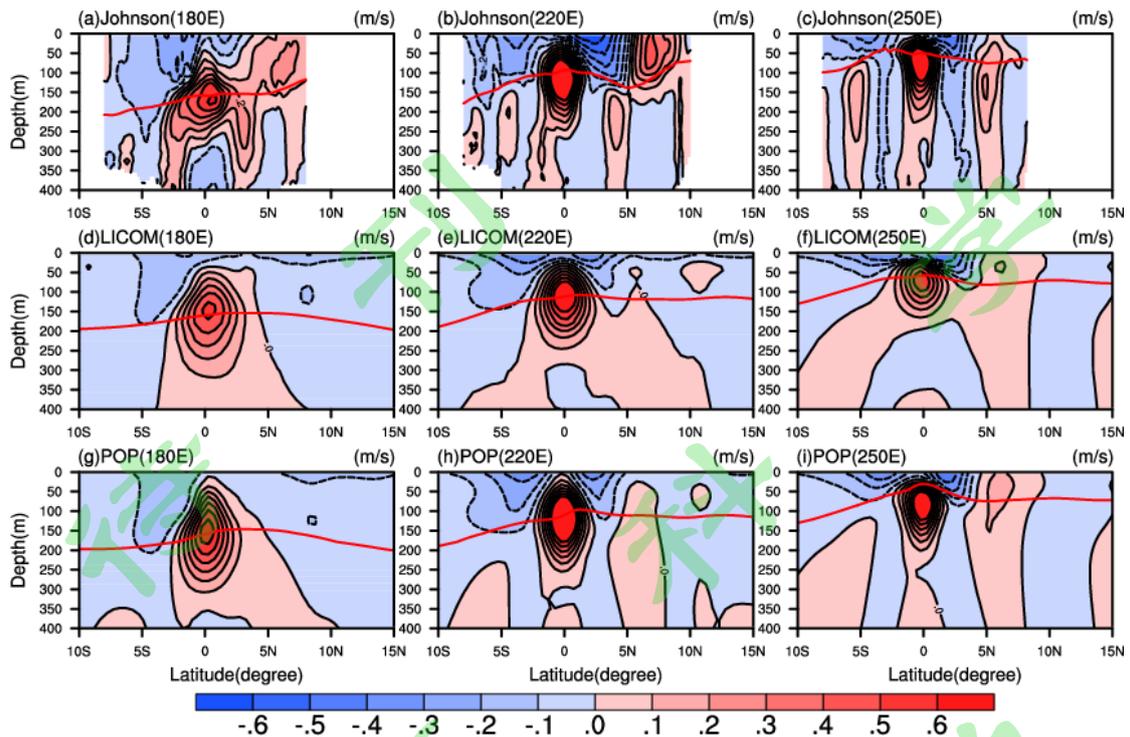
421 [11] Large, W. G., & Yeager, S. G. 2009, The global climatology of an interannually
422 varying air–sea flux data set. Climate Dynamics, 33(2-3), 341-364.
423 doi:10.1007/s00382-008-0441-3

- 424 [12] Lin P, Liu H, Xue W, et al. 2016. A coupled experiment with LICOM2 as the ocean
425 component of CESM1[J]. *Journal of Meteorological Research*, 2016, 30(1):76-92. doi:
426 10.1007/s13351-015-5045-3
- 427 [13] Philander, S. G. H., Hurlin, W. J., & Seigel, A. D. 1987, Simulation of the Seasonal
428 Cycle of the Tropical Pacific Ocean. *J.phys.oceanogr*, 17(11), 1986-2002.
429 doi:10.1175/1520-0485(1987)017<1986:SOTSCO>2.0.CO;2
- 430 [14] Sun, Z., Liu, H., Lin, P., Tseng, Y.-h., Small, J., & Bryan, F. 2019. The modeling
431 of the North Equatorial Countercurrent in the Community Earth System Model and its
432 oceanic component. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11. [https://doi.](https://doi.org/10.1029/2018MS001521)
433 [org/10.1029/2018MS001521](https://doi.org/10.1029/2018MS001521)
- 434 [15] Sverdrup, H. U. 1947, Wind-Driven Currents in a Baroclinic Ocean; with
435 Application to the Equatorial Currents of the Eastern Pacific. *Proc Natl Acad Sci U S*
436 *A*, 33(11), 318-326. doi:10.1073/pnas.33.11.318
- 437 [16] Tseng, Y. H., Lin, H., Chen, H. C., Thompson, K., Bentsen, M., Böning, C. W., et
438 al. 2016, North and equatorial Pacific Ocean circulation in the CORE-II hindcast
439 simulations. *Ocean Modelling*, 104, 143-170. doi:10.1016/j.ocemod.2016.06.003
- 440 [17] Wu, F., Lin, P. & Liu, H. 2012, Influence of a Southern Shift of the ITCZ from
441 Quick Scatterometer Data on the Pacific North Equatorial Countercurrent. *Advances in*
442 *Atmospheric Sciences*, 29(6), 1292–1304. doi:10.1007/s00376-012-1149-1
- 443 [18] Wyrtki, K., & Kendall, R. 1967, Transports of the Pacific Equatorial
444 Countercurrent. *Journal of Geophysical Research*, 72(8), 2073-2076. doi:
445 10.1029/JZ072i008p02073

446 [19] 于子棚, 刘海龙, 林鹏飞.2017.潮汐混合对 AMOC 模拟影响的数值模拟研究
447 [J], 大气科学, 41 (5) :1087-1100, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1702.16263

448 [20] 俞永强, 唐绍磊, 刘海龙, 林鹏飞, 李晓兰.2018.任意正交曲线坐标系下的
449 海洋模式动力框架的发展与评估[J], 大气科学, 42: 877-889

450 [21] Yu, Z., McCreary, J. P., Jr, Kessler, W. S., & Kelly, K. A. 2000, Influence of
451 Equatorial Dynamics on the Pacific North Equatorial Countercurrent. Journal of
452 Physical Oceanography, 30(12), 3179-3190. doi:10.1175/1520-0485(2000)0302.0.CO;
453
454
455
456
457
458
459
460
461
462
463
464
465
466
467

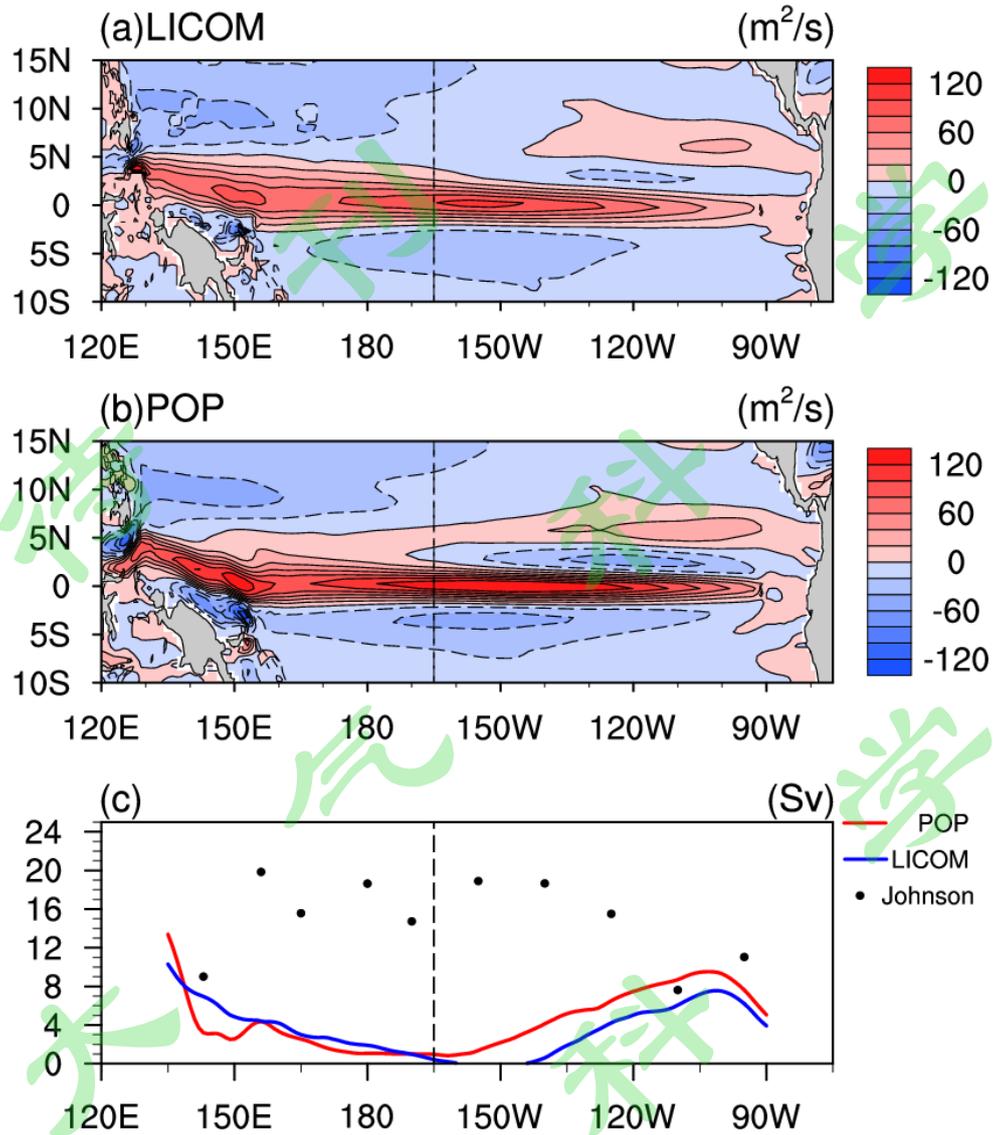


468

469 图 1: Johnson 等人 (2002) 观测的(a) 180°E, (b) 220°E 和 (c) 250°E 平均纬向速
 470 度的经向断面分布图; d-f 是 LICOM 的结果, g-i 是 POP 的结果。等值线间隔是
 471 0.1 m s^{-1} 。实 (虚) 线代表东 (西) 向速度。红线代表 20°C 等温线。

472 **Fig 1.** Meridional-vertical sections of annual mean zonal currents at (a) 180°E , (b)
 473 220°E and (c) 250°E for Jonhson et al. (2002) observation. d-f and g-i are the same as
 474 a-c, but for the LICOM and POP, respectively. The contour interval for all panels is 0.1
 475 m s^{-1} . Eastward (westward) velocities are shown as solid (dashed) lines. The red curves
 476 are 20°C isotherms. Unit: m s^{-1}

477



478

479 图 2: (a) LICOM 和 (b) POP 上层 400m 纬向流的垂直积分图 (单位: $m^2 s^{-1}$);

480 (c) Johnson (黑点), LICOM (蓝线) 和 POP (红线) 中 NECC 纬向输送量随

481 经度的变化图, 这里我们把 $3^{\circ}N-10^{\circ}N$ 之间东向流的经向积分定义为 NECC 纬向

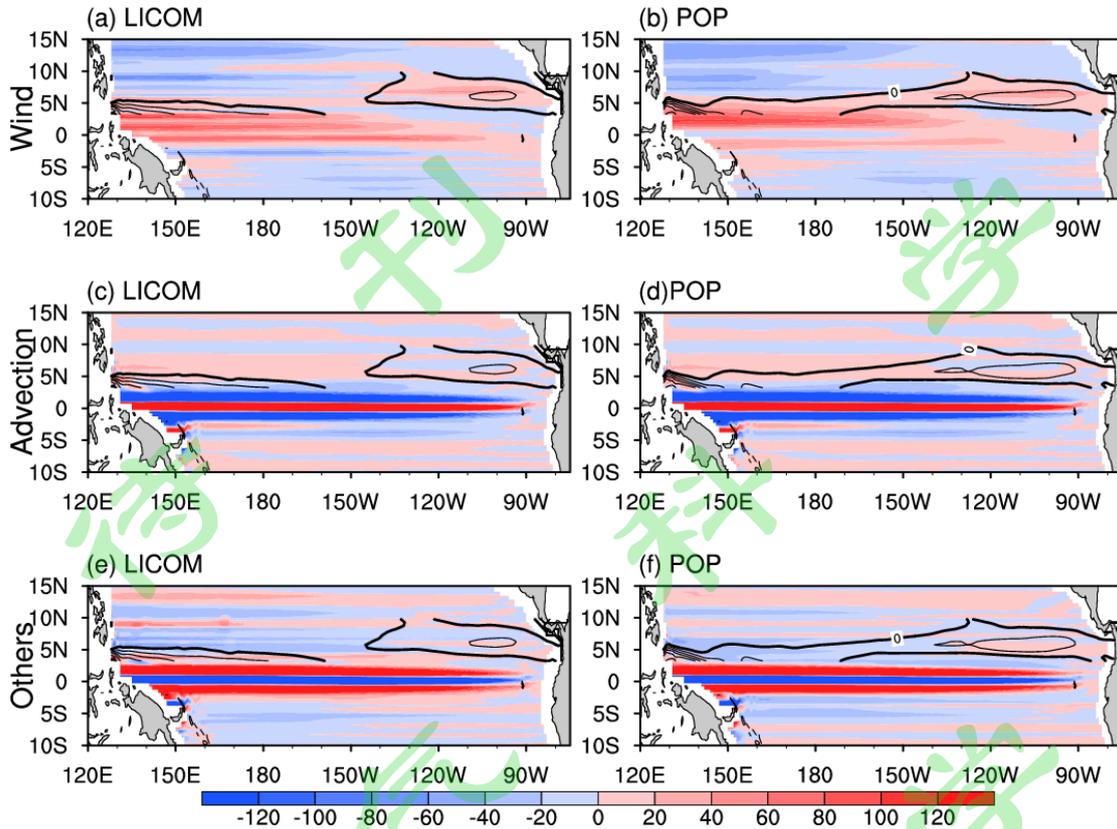
482 输送量 (单位: Sv)。

483 **Fig 2.** The upper 400 m integrated zonal currents (Units: $m^2 s^{-1}$) for (a) LICOM, and (b)

484 POP in the equatorial Pacific. (c) The volume transports of NECC (Unit: Sv), which are

485 defined as the meridional integrated eastern transport between $3^{\circ}N-10^{\circ}N$, for LICOM

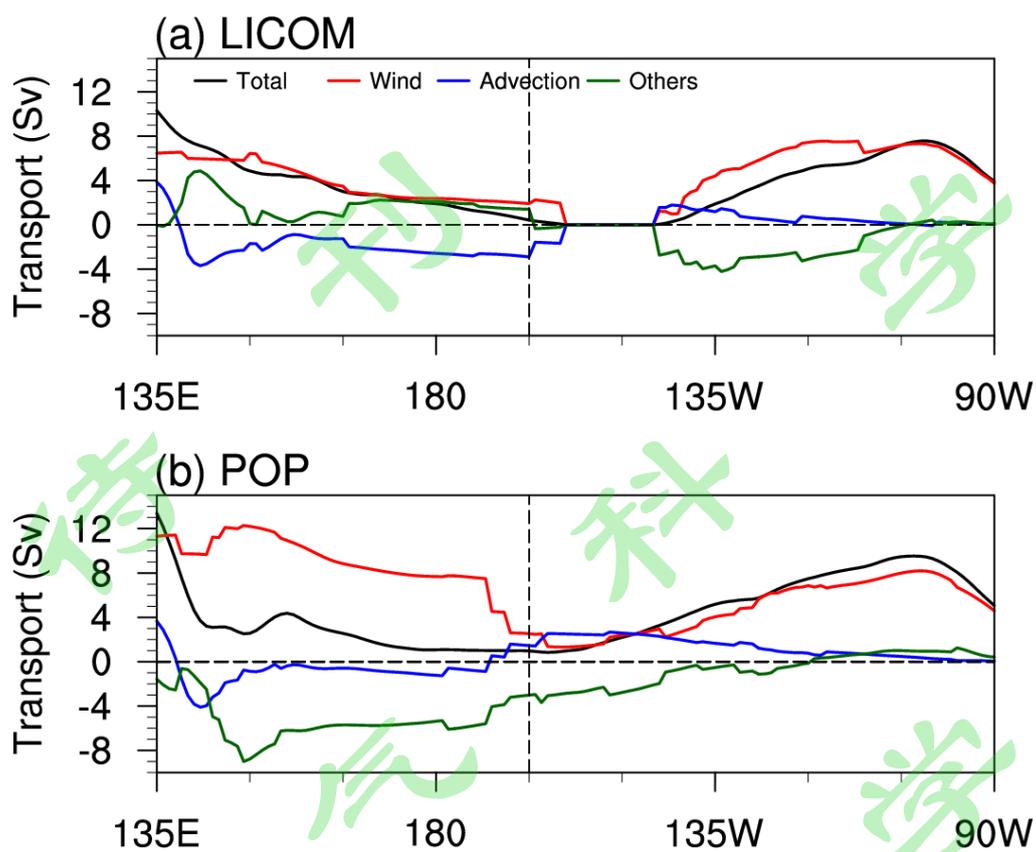
486 (blue solid), POP (red solid) and Johnson et al. (2002) observation (black dots).



487

488 **图 3:** LICOM 中 (a) 风应力, (c) 平流项和 (e) 余项计算的热带太平洋纬向
 489 Sverdrup 输送; (b) (d) (f) 代表 POP 的结果 (单位: m^2/s)。等值线代表 3°N -
 490 10°N 模式总输送量 (LICOM 对应图 2a, POP 对应图 2b) 中的东向流区域, 等
 491 值线间隔是 $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 零线加粗。

492 **Fig 3.** The zonal transport per grid due to (a) wind stress, (c) advection and (e) other
 493 terms in the tropical Pacific for LICOM. (b), (d) and (f) are the same as (a), (c) and (e),
 494 but for POP. Unit: m^2s^{-1} . The contours are the eastward ocean current between 3°N -
 495 10°N for total transport which is shown in Figure 2a (for LICOM) and 2b (for POP).
 496 The contour interval is $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. The zero line is bolded.



497

498 图 4: (a) LICOM 和 (b) POP 中风应力项 (红线), 平流项 (蓝线) 和余项 (绿
 499 线) 计算的纬向 Sverdrup 输送随经度的分布 (单位: Sv) 以及 NECC 总输送随
 500 经度的分布 (黑线)。黑色虚线是 195° E 参考线。

501 **Fig 4.** The total volume transports of NECC (black) and the transport due to wind stress
 502 (red), advection (blue) and other terms (green) for (a) LICOM and (b) POP. Unit: Sv.
 503 The black dotted line is the 195°E reference line.

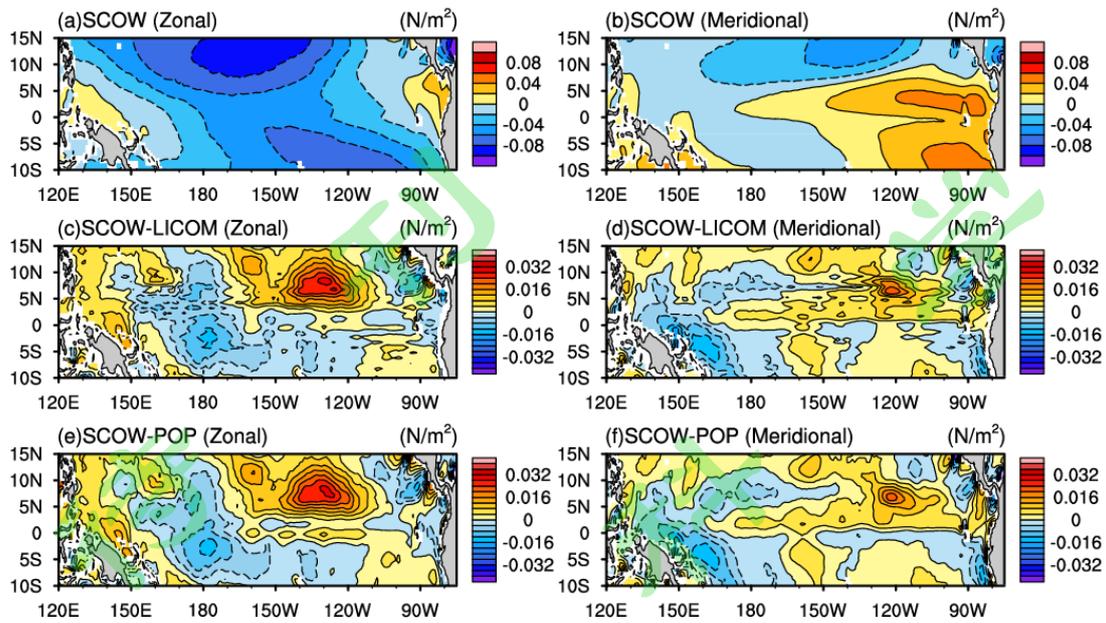
504

505

506

507

508



509

510 **图 5:** 卫星反演数据 SCOW 在太平洋赤道区域的 (a) 纬向风应力和 (b) 经向风
 511 应力 (单位: N/m^2) 的分布。SCOW 与 LICOM 的 (c) 纬向风应力和 (d) 经向
 512 风应力 (单位: N/m^2) 的差异分布 (SCOW 减去 LICOM)。SCOW 与 POP 的 (e)
 513 纬向风应力和 (f) 经向风应力 (单位: N/m^2) 的差异分布 (SCOW 减去 POP)。

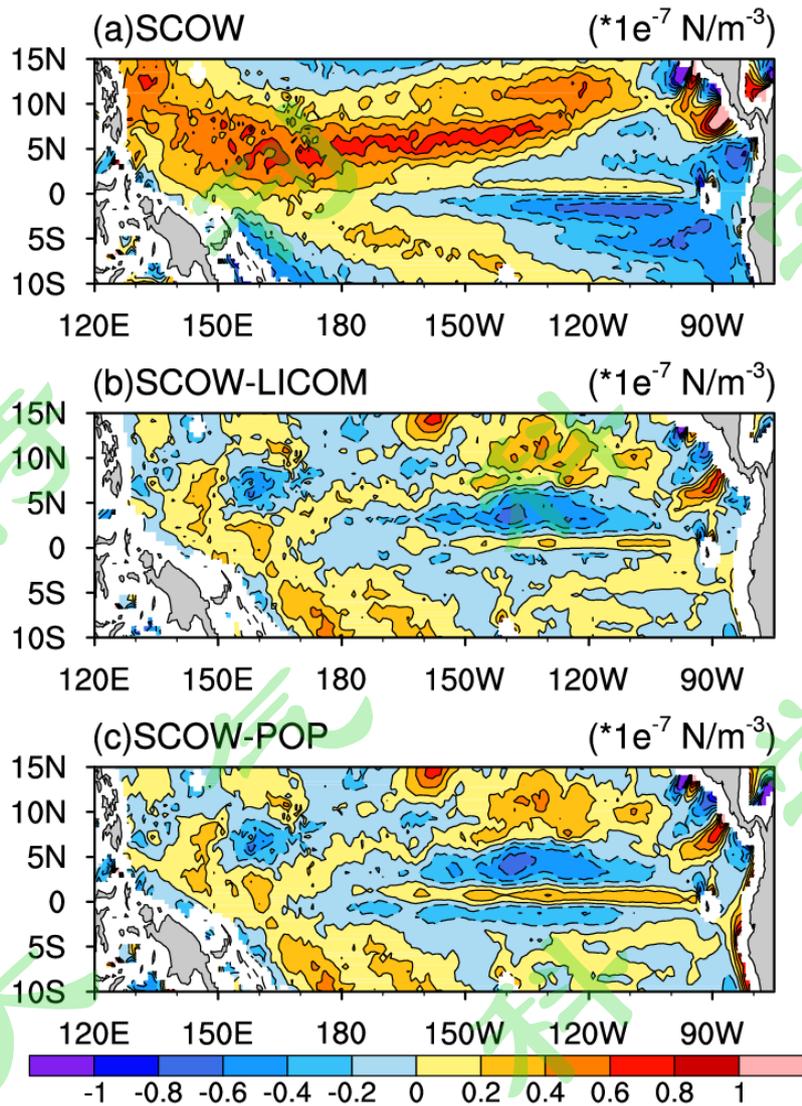
514 **Fig 5.** The distribution of (a) zonal wind stress and (b) meridional wind stress (unit:
 515 N/m^2) of satellite inversion data SCOW in the Pacific equatorial region. The difference
 516 between SCOW and LICOM of (c) zonal wind stress and (d) meridional wind stress
 517 (unit: N/m^2) (SCOW minus LICOM). The difference between SCOW and POP of (e)
 518 zonal wind stress and (f) meridional wind stress (unit: N/m^2) (SCOW minus POP).

519

520

521

522



523

524 **图 6:** (a) 卫星反演数据 SCOW 在太平洋赤道区域的风应力旋度分布 (单位:
 525 $*10^{-7} \text{ N/m}^3$)。(b) SCOW 与 LICOM 的风应力旋度差异分布 (SCOW 减去 LICOM)
 526 (单位: $*10^{-7} \text{ N/m}^3$)。(c) SCOW 与 POP 的风应力旋度差异分布 (SCOW 减去
 527 POP) (单位: $*10^{-7} \text{ N/m}^3$)。

528 **Fig 6.** (a) The wind stress curl of the satellite inversion data SCOW in the Pacific
 529 equatorial region (unit: $*10^{-7} \text{ N/m}^3$). (b) The difference of wind stress curl between
 530 SCOW and LICOM (SCOW minus LICOM) (unit: $*10^{-7} \text{ N/m}^3$). (c) The difference of
 531 wind stress curl between SCOW and POP (SCOW minus POP) (unit: $*10^{-7} \text{ N/m}^3$).