

基于速度势的热带大气环流分解及其对全球平均海平面上升的响应

何雨心^{1,2} 巫明娜^{1,2} 张仲石^{1,2,3,4}

¹ 中国地质大学(武汉)环境学院大气科学系, 湖北武汉, 430074

² 中国气象局-中国地质大学(武汉)极端天气气候与水文地质灾害研究中心, 湖北武汉, 430074

³ 南通大学地理科学学院, 江苏南通, 226019

⁴ 中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质国家重点实验室, 湖北武汉, 430074

摘要 全球平均海平面自 20 世纪以来上升了 0.16 米, 在全球和区域尺度上引发了多种气候变化挑战。热带大气环流是天气和气候异常的直接驱动因子, 对全球和区域的水循环有着重要作用。明确全球平均海平面上升对热带大气环流的影响有助于更好地应对、减缓和适应气候变化。本文基于挪威地球系统模式(NorESM1-F)的一系列海平面上升试验, 将对流层上层速度势分解为哈德莱环流、沃克环流以及季风环流相关分量, 进一步研究了不同海平面上升高度下三种环流的变化。结果表明, 基于速度势的分解方法可以很好地再现热带大气环流的气候态和季节演变特征。全球海平面上升使北半球夏季南、北半球哈德莱环流均减弱, 北半球冬季南半球哈德莱环流增强。此外, 全球平均海平面上升还将使得太平洋沃克环流增强东移, 东亚冬、夏季风增强。

关键词 海平面上升 速度势分解 哈德莱环流 沃克环流 季风环流

文章编号 2024082B

中图分类号

文献标识

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2502.24082

收稿日期 2025-2-25; 网络预出版日期

作者简介 何雨心, 2002 年出生, 女, Email: 815303070@qq.com

通讯作者 巫明娜, Email: wumingna@cug.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 42125502、42305027, 中国博士后科学基金 2023M733292

Funded by the National Natural Science Foundation of China under grant nos. 42125502, 42305027 and the China Postdoctoral Science Foundation (2023M733292)

56 the East Asian winter and summer monsoons strengthen along with the rising GMSL.

57 **Keywords** Global mean sea level rise, Velocity potential decomposition, Hadley
58 circulation, Pacific Walker circulation, Monsoon circulation

59 1 引言

60 全球变暖背景下,全球平均海平面不断上升。这种海平面的加速上升主要与
61 格陵兰和南极冰盖的冰量损失速率增加、冰川质量持续损失和海洋热膨胀、以及
62 陆地水储量变化有关(Nerem et al., 2018; Pörtner et al., 2019; Frederikse et al., 2020;
63 Prasanna et al., 2020; 张通等, 2022)。联合国政府间气候变化专门委员会第六次
64 评估报告(IPCC AR6)指出,2006-2015 年全球海平面的上升速度为 3.6mm/年,
65 约为 1901-1990 年平均速率(1.4mm/年)的 2.5 倍(Pörtner et al., 2019)。全球平均
66 海平面上升在全球和区域尺度上对气候产生了影响。例如,伴随着全球海平面的
67 上升,近年来极端海平面事件的发生概率与强度有所增加(England et al., 2014)。
68 此外,海平面上升还与海洋热浪频发、极端厄尔尼诺和拉尼娜现象有关(Pörtner et
69 al., 2019)。受海平面上升影响,未来热带气旋强度增强和降水增加可能会加剧极
70 端海平面和沿海灾害(Schuerch et al., 2018; Pörtner et al., 2019)。因此,明确全球
71 平均海平面上升的气候效应是气候变化领域的重点议题。

72 有效分离全球平均海平面上升对气候变化的影响需要依赖于数值模拟试验。
73 Zhang 等(2023)进行了全球平均海平面上升的模拟试验,发现海平面上升会引起
74 南半球近地表西风增强,加强向北的埃克曼输送,使得南大洋表面海温降低,而
75 北太平洋海温升高,在太平洋一侧诱发南北温度偶极子。此外,海平面上升推动
76 了更多的太平洋海水通过白令海峡进入北冰洋,使得北大西洋经向翻转环流
77 (Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC)减弱。基于该系列试验,徐
78 天澳等(2023)的研究发现,末次间冰期全球海平面上升使得海表温度异常发生变
79 化,即弱的海温异常月数减少,较强的海温异常发生更频繁。他们进一步指出,
80 当全球平均海平面上升 10 米时,厄尔尼诺-南方涛动(El Niño Southern Oscillation,
81 ENSO)事件频次增多,其中厄尔尼诺事件强度增强,而拉尼娜事件强度减弱。

82 全球变暖对热带大气环流也产生了深远影响(Watanabe et al., 2023; Chemke
83 and Yuval, 2023; Luo et al., 2024)。例如, Chemke and Yuval(2023)指出, 近期北
84 半球哈德莱环流强度呈减弱特征, 该特征可归因于人类排放的影响, 并且随着温
85 室气体排放的增多, 北半球哈德莱环流强度在未来几十年仍可能持续减弱。
86 Lionello 等(2024)的研究表明, 过去四十年来全球哈德莱环流呈现出向两极扩张
87 的趋势, 未来南半球的哈德莱环流将普遍扩张, 而北半球则呈现出复杂的区域性
88 扩张和收缩。Hu 等(2018)阐明了全球增暖背景下哈德莱环流扩张呈现出季节性
89 差异, 即南、北半球哈德莱环流的扩张在局地夏季和秋季更显著。Sun 等(2019)
90 的研究发现, 哈德莱环流表现出强而窄或弱而宽的变化模态。其进一步指出, 欧
91 亚大陆和太平洋中部主导北半球哈德莱环流强度的年际变率, 欧亚大陆和大西洋
92 西部主导其宽度的年际变率, 而南半球哈德莱环流宽度的年际变率则由太平洋东
93 部、大西洋西部和欧亚大陆共同主导。England 等(2014)和 McGregor 等(2014)指
94 出过去二十年的太平洋信风显著增强, 伴随着太平洋沃克环流的增强。Wu 等
95 (2021)发现, 自 1979 年以来观测到的太平洋沃克环流增强主要归因于与太平洋
96 内部变率相关的年代际太平洋振荡 (Interdecadal Pacific Oscillation, IPO) 的相位
97 转变。Chen 等(2023)总结了过去几年在亚洲季风方面的进展, 指出受气候系统内
98 部变率因素的影响, 东亚冬季风强度在 21 世纪初期之后呈现年代际增强。

99 尽管前人围绕全球平均海平面上升和热带大气环流开展了诸多研究, 鲜有研
100 究关注全球平均海平面上升对热带大气环流的影响。本文基于挪威地球系统模式
101 (NorESM1-F) 设计了一系列全球平均海平面上升模拟试验(Zhang et al., 2023),
102 基于速度势分解方法, 研究了海平面上升对太平洋沃克环流、哈德莱环流和季风
103 环流的影响。研究结果有助于揭示在气候变化背景下大气环流对海平面上升的响
104 应, 深化对全球海平面上升相关气候效应的理解, 为气候变化预估提供更可靠的
105 科学依据。

106

2 数据与方法

107

2.1 模式介绍

108

挪威地球系统模式 (NorESM) 是在通用气候模式第 4 版 (CCSM4) 基础上

109

开发的大气和海洋模块完全耦合的地球系统模式, 其高效版本 (NorESM1-F) 可

110

用于长时间尺度的古气候和碳循环模拟或大样本集合模拟(Guo et al., 2019)。

111

NorESM1-F 的大气模块采用通用大气模式 CAM4, 其水平分辨率为 2°, 垂直方

112

向共 26 层。海洋模块迈阿密等密度面海洋模式 (MICOM), 采用的是水平分辨

113

率为 1°的三极网格, 垂直方向共 53 层(董曹沂等, 2022)。

114

2.2 全球海平面上升试验设计

115

本研究使用的数据是 Zhang 等(2023)基于 NorESM1-F 设计的 8 组全球平均

116

海平面上升试验。该系列试验使用了 1990CE 的轨道参数和 CH₄ 浓度, 结合了上

117

新世模型相互比较项目中的 CO₂ 浓度水平, 现代气候的轨道参数和海陆分布

118

(Zhang et al., 2023), 在控制试验 (CO₂400) 的基础上, 将全球平均海平面分别抬

119

升 0.15、0.3、0.625、1.25、2.5、5 和 10 米 (表 1)。在增加海洋中的水深时, 相

120

应地减少陆地上的地形高度 (不会减少格陵兰岛和南极洲的地形高度)。试验共

121

运行 2200 年, 选取最近的 200 年的输出结果进行分析。

122

表 1 全球平均海平面上升试验设置

123

Table1 Global mean sea level rise experimental design

试验名称	轨道参数	CO ₂ (ppm)	CH ₄ (ppb)	水深	地形	积分时长(年)
CO ₂ 400	1990	400.00	791.60	pi	pi	2200
CO ₂ 400s10.15m	1990	400.00	791.60	pi+0.15m	pi-0.15m	2200
CO ₂ 400s10.30m	1990	400.00	791.60	pi+0.30m	pi-0.30m	2200
CO ₂ 400s10.625m	1990	400.00	791.60	pi+0.625m	pi-0.625m	2200
CO ₂ 400s11.25m	1990	400.00	791.60	pi+1.25m	pi-1.25m	2200
CO ₂ 400s12.5m	1990	400.00	791.60	pi+2.5m	pi-2.5m	2200
CO ₂ 400s15m	1990	400.00	791.60	pi+5m	pi-5m	2200
CO ₂ 400s110m	1990	400.00	791.60	pi+10m	pi-10m	2200

2.3 大气环流分解方法

首先, 根据 200hPa 高度场上的月平均水平风分量 (U 和 V , 空间分辨率为经度 $2.5^\circ \times$ 纬度 1.875°) 的数据计算得到的速度势 χ ,

$$D = \nabla \cdot V = -\nabla^2 \chi \quad (1)$$

为了更好地表征不同大气环流特征并且量化其变化幅度, 本文参考 Tanaka 等(2004)的方法, 将 200hPa 速度势分解为哈德莱环流、太平洋沃克环流和季风环流相关分量。相较于传统的依赖环流物理和动力学特征的大气环流定义, 基于速度势的分解方法减少了变量选择的复杂性, 能够更简便、更准确地分离各个环流系统的独立贡献。根据定义可知, 哈德莱环流是平均经圈流函数中的低纬直接环流圈(宫晓庆, 2014), 通常是纬向对称的结构, 在赤道辐合带上升, 在副热带地区下沉; 太平洋沃克环流是由于东西太平洋海温分布不均匀造成的纬圈热力环流, 通常在西太平洋暖池地区上升, 在东太平洋地区下沉; 季风是大气环流中季节变化最为显著的环流系统, 由海陆热力差异造成的冬夏季中风向的翻转是季风定义中的重要组成部分(安芷生, 2015)。基于上述环流特征, 将 200hPa 速度势进行空间和时间上的分解:

$$\begin{aligned} \chi(t, x, y) &= [\chi(t, y)] + \chi^*(t, x, y), \\ &= [\chi(t, y)] + \overline{\chi^*}(x, y) + \chi^{*'}(t, x, y) \end{aligned} \quad (2)$$

公式 (2) 中第一行表示对速度势进行空间上的分解, 即纬向上的分解, 第二行是在空间分解的基础上对剩余部分进行时间上的分解。其中, $[\]$ 和 $()^*$ 分别代表纬向平均及其剩余部分, $\overline{(\)}$ 和 $()'$ 分别代表年平均及其剩余部分, t, x, y 分别表示时间、经度和纬度。公式 (2) 第二行的三项则可用于表示哈德莱环流 ($[\chi(t, y)]$)、太平洋沃克环流 ($\overline{\chi^*}(x, y)$) 和季风环流 ($\chi^{*'}(t, x, y)$)。根据以上分解, 太平洋沃克环流中不包含季节的变化, 季节变化的部分被全部赋予季风环流。分解后, 200hPa 高度场上的速度势最大 (小) 值的中心区域可以被认为是环流的上升 (下沉) 中心。

2.4 哈德莱环流、太平洋沃克环流和季风环流指数定义

149 为了进一步量化海平面上升对大气环流强度变化的影响程度,参考了 Tanaka
150 等(2004)的方法,通过定义环流指数来明确环流强度的变化。其中,北半球哈德
151 莱环流冬季指数定义为冬季(十二月、次年一月和二月)0°~30°N 区域内速度势
152 的最小值,北半球哈德莱环流夏季指数定义为夏季(六月、七月和八月)0°~30°N
153 区域内速度势的最大值,南半球哈德莱环流指数的定义相反。值得注意的是,在
154 北半球哈德莱环流冬季指数和南半球哈德莱环流夏季指数为负值,因此指数越小
155 代表环流强度越强。太平洋沃克环流指数定义为其上升中心(10°S~45°N,
156 120°E~180°)速度势的最大值,并使用12个月的滑动平均代替速度势纬向平均
157 偏差的年平均。东亚夏(冬)季风环流指数定义为东亚季风的上升(下沉)中心
158 区域(10°~50°N, 60°~160°E)速度势的最大(小)值。
159

3 模式模拟与分解方法验证

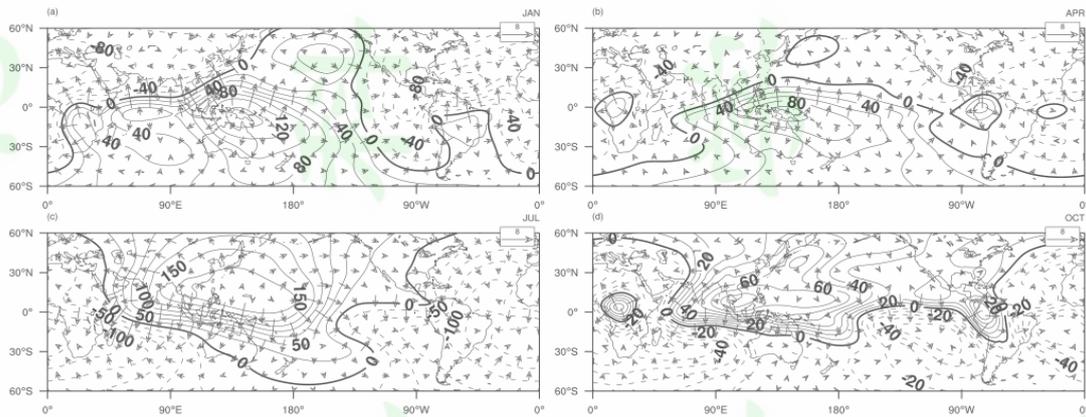
3.1 速度势和散度风的气候态分布

161 为了验证本研究中采用的速度势分解方法的准确性以及模式模拟的可靠性,
162 首先检查了控制试验(CO₂400)中速度势和对应的散度风的气候态分布。
163

164 图1给出了200hPa速度势及散度风的一月、四月、七月和十月的气候态。
165 其中,一月份速度势的最大值出现在热带西太平洋以南区域,达到 $140 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$,
166 最小值出现在大西洋地区,为 $-120 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$,伴随着从速度势的最大值区域吹
167 向最小值区域的散度风。这一分布表明,在热带西太平洋存在强烈的上升运动,
168 向北延伸至东亚地区,向东延伸至东太平洋地区,这种对流层高层速度势的分布
169 模式可看作由一个占主导地位的纬向环流叠加较小尺度的经向环流构成,即东-
170 西向的太平洋沃克环流叠加经向的哈德莱环流。在四月,速度势与散度风的分布
171 状况与一月类似,但速度势的大值中心强度减小到 $100 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 。七月,速度势
172 的最大值中心转移到了赤道西太平洋以北区域,并且增强到了 $190 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$,伴
173 随着由北半球吹向南半球的强散度风,可能与哈德莱环流有关。十月,速度势的
174 强度相对七月有所减弱,最大值减小到 $80 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 。值得注意的是,七月份位于

175 热带西太平洋以及菲律宾岛附近的对流中心是亚洲季风、太平洋沃克环流和哈德
176 莱环流共同作用的结果，三种环流在此处共享对流上升支。这一对流中心在一月
177 份向南移动至北澳大利亚，与澳洲季风相关联。

178 综上，速度势和散度风分布的季节性转变可以看作季风的一部分，其中不受
179 季节转换影响的、东西向的分布正是前面所定义的太平洋沃克环流，经向环流的
180 纬向平均分量在一月和七月沿赤道反转，可以看作是哈德莱环流的贡献。



181
182 图 1 (a) 1 月、(b) 4 月、(c) 7 月和 (d) 10 月的 200hPa 速度势气候态 (等值线, 单位
183 为 $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 及其对应散度风 (箭头, 单位为 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

184 **Figure 1** Spatial distributions of the climatology for velocity potential (contour, the units are 10^5
185 $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$) and divergent wind (vector, the units are $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 200 hPa in (a) January, (b) April, (c) July
186 and (d) October

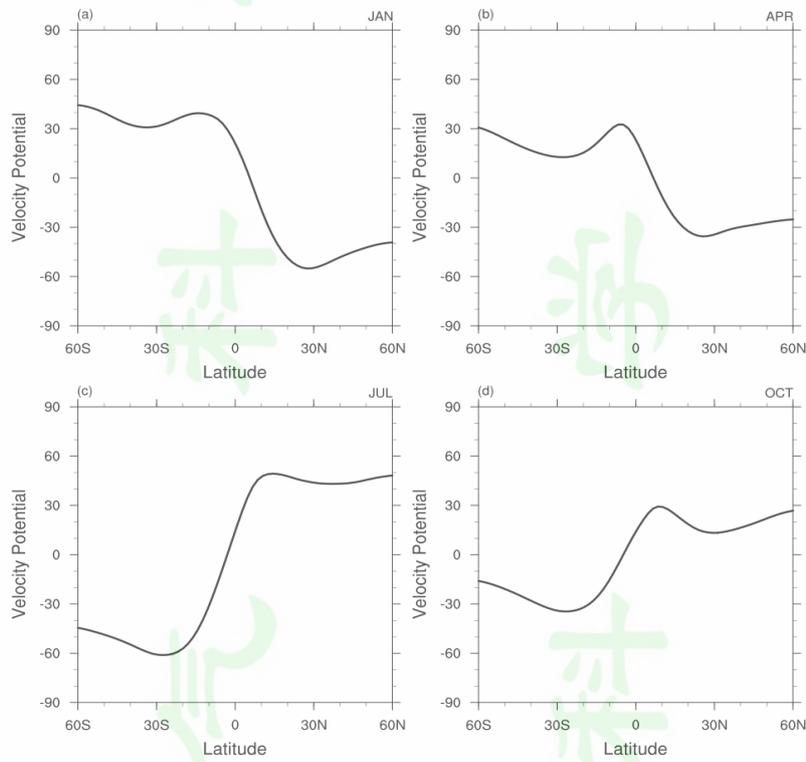
187

188 3.2 环流的气候态分布

189 3.2.1 哈德莱环流

190 进一步根据公式 (2) 将对流层上层速度势进行空间分解后, 其纬向平均的
191 气候态 ($[\chi(t, y)]$) 分布如图 2 所示。一月, 速度势分别在 15°S 和 30°N 附近达
192 到最大值和最小值, 对应着经向环流由南半球流向北半球的上升和下沉中心。这
193 种分布可清楚地表征北半球冬季哈德莱环流的对流层上层分支。四月, 纬向平均
194 的速度势最大值位于 10°S , 最小值分别位于 25°S 和 25°N , 代表着由南半球上升
195 的气流分别向南和向北移动下沉, 并且向北的分支强于向南的分支。同样地, 七
196 月的对流层上层速度势在 15°N 和 20°S 附近达到最大值和最小值, 气流在 15°N
197 上升向南移动并在 20°S 附近下沉。十月, 速度势最大值位于 10°N , 最小值分别

198 位于 25°S 和 25°N，表明北半球冬秋季节哈德莱环流向南的分支更强。以上结果
 199 表明，速度势的纬向平均分解可以很好地再现冬半球哈德莱环流占主导地位的季节
 200 演变特征。



201
 202 图 2 (a) 1 月、(b) 4 月、(c) 7 月和 (d) 10 月纬向平均的 200 hPa 月均速度势，单位为
 203 $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，可表征哈德莱环流

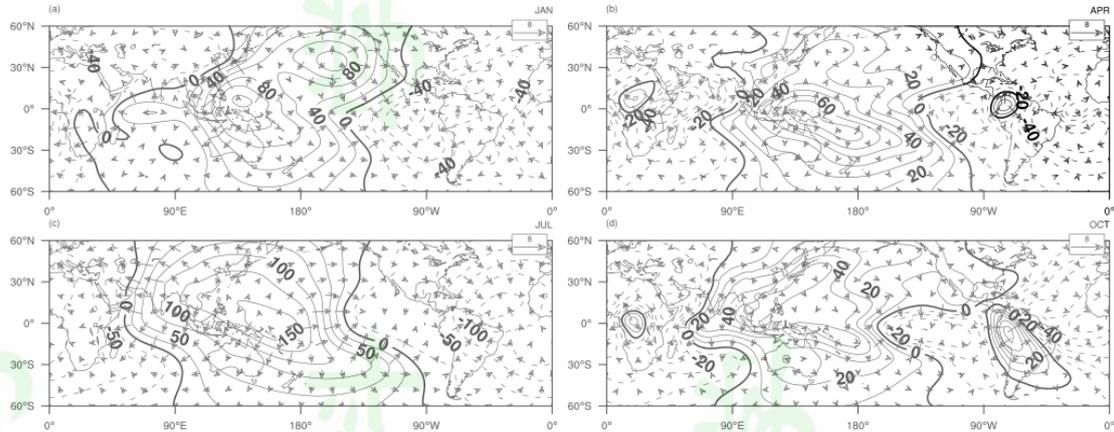
204 **Figure 2** Zonal mean of the velocity potential at 200hPa in (a) January, (b) April, (c) July and (d)
 205 October. The units are $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Hadley circulation is defined by the zonal mean of the velocity
 206 potential at 200 hPa

207

3.2.2 太平洋沃克环流

209 图 3 给出了 200hPa 高度场上月平均速度势相对于纬向平均部分的气候态偏
 210 差 ($\chi^*(t, x, y)$) 空间分布。从图 3 可知，速度势极值中心与图 1 类似，上升中心
 211 位于热带西太平洋，下沉中心位于东太平洋和大西洋，但强度有所减弱。与图 1
 212 的分布相比，速度势中心几乎是沿着赤道对称，并且沿经线方向扩张。结合公式
 213 (2) 可知， $\chi^*(t, x, y)$ 由占主导地位的不随季节变化的太平洋沃克环流和次要的
 214 只包含季节变化的季风环流叠加而成。进一步对 $\chi^*(t, x, y)$ 进行时间维分解，得到

215 年平均和季节变化的部分。

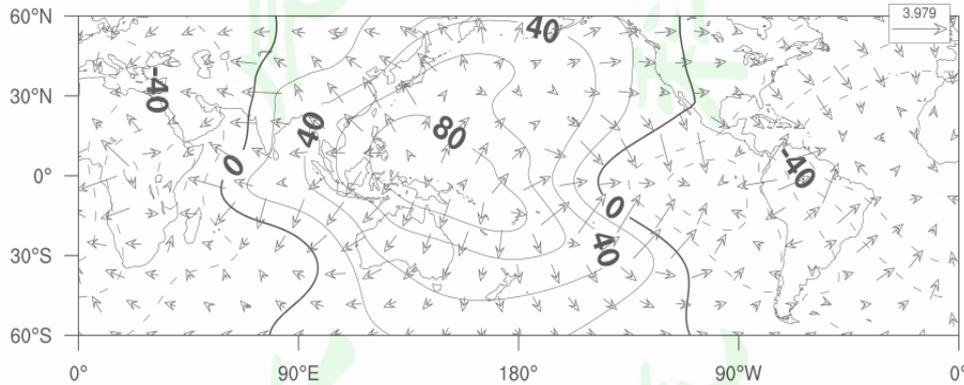


216

217 图3 (a) 1月、(b) 4月、(c) 7月和 (d) 10月 200hPa 速度势纬向平均偏差的气候态
218 (等值线, 单位为 $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 及其对应散度风 (箭头, 单位为 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

219 **Figure 3** Deviation from the zonal mean of the velocity potential (contour, the units are $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)
220 and divergent wind (vector, the units are $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) for (a) January, (b) April, (c) July and (d) October

221



222

223 图4 200hPa 速度势纬向平均偏差的年平均 (等值线, 单位为 $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 及其对应散度风
224 (箭头, 单位为 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), 可表征沃克环流

225 **Figure 4** Annual mean of the deviation from the zonal mean of velocity potential (contour, the
226 units are $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) and divergent wind (vector, the units are $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 200hPa. The Walker
227 circulation is defined by the annual mean of the deviation from the zonal mean of the velocity
228 potential

229

230 图4 给出了 $\chi^*(t, x, y)$ 分解后年平均的部分 ($\overline{\chi^*}(x, y)$)。可以看到, $\overline{\chi^*}(x, y)$
231 的最大值位于热带西太平洋地区, 最小值位于赤道东太平洋和大西洋地区, 很好
232 地再现了太平洋沃克环流气流由西太平洋上升并沿纬线方向运动至东太平洋和

233 大西洋后下沉的分布特征。

234 3.2.3 季风环流

235 进一步对 $\chi^*(t, x, y)$ 进行时间分解，可以得到年平均后的剩余部分

236 ($\chi^{*'}(t, x, y)$)，即包含季节变化的部分，定义为季风环流。图 5 给出了不同季节

237 $\chi^{*'}(t, x, y)$ 的分布。由图 5 可知，一月份的 $\chi^{*'}(t, x, y)$ 最小值出现在东亚地区，最

238 大值出现在东北太平洋和南印度洋地区，表明北半球冬季风可以表示为东亚上空

239 的气流辐合下沉，并伴随着东北太平洋和南印度洋的气流辐散上升补偿。七月，

240 $\chi^{*'}(t, x, y)$ 最大值中心位于东亚地区，最小值中心在北太平洋和大西洋地区，表

241 明北半球夏季风在东亚高空辐散并伴随强烈的上升运动，在北太平洋和大西洋下

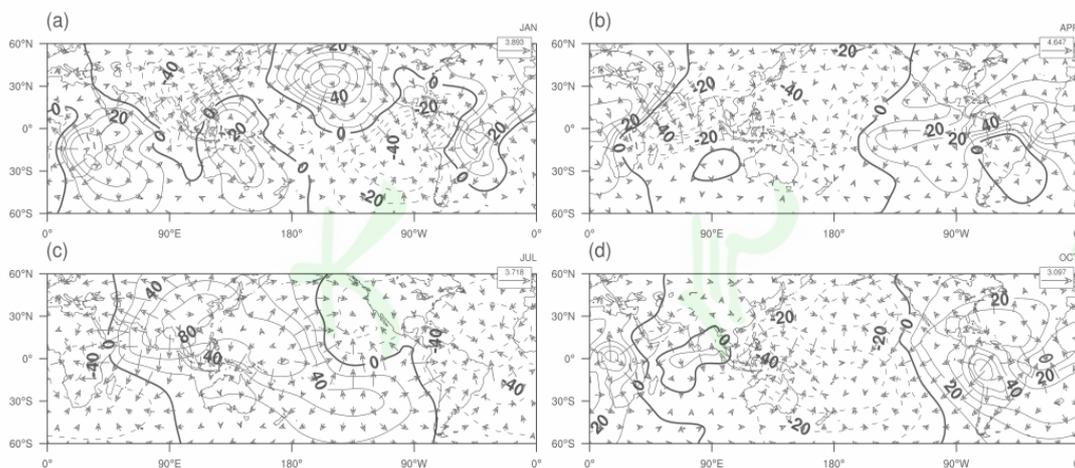
242 沉。而四月和十月的分布情况是季风在冬夏季交替转换的过渡阶段。可以看到，

243 东亚地区 $\chi^{*'}(t, x, y)$ 的分布在北半球冬季和夏季相反，即在冬季上层气流辐合下

244 层辐散，夏季上层气流辐散下层辐合，体现了季风的风向季节性翻转特征。

245 综上，NorESM1-F 和基于对流层上层速度势的分解方法能够合理再现哈德

246 莱环流、太平洋沃克环流和季风环流的气候态和季节演变特征。



247

248 **图 5** (a) 1 月、(b) 4 月、(c) 7 月和 (d) 10 月的 200hPa 月平均速度势纬向平均偏差的

249 年平均偏差的气候态（等值线，单位为 $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ）及其对应散度风（箭头，单位为 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ）

250

1)，定义为季风

251 **Figure 5** Deviation from the annual mean of the velocity potential (contour, the units are $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$

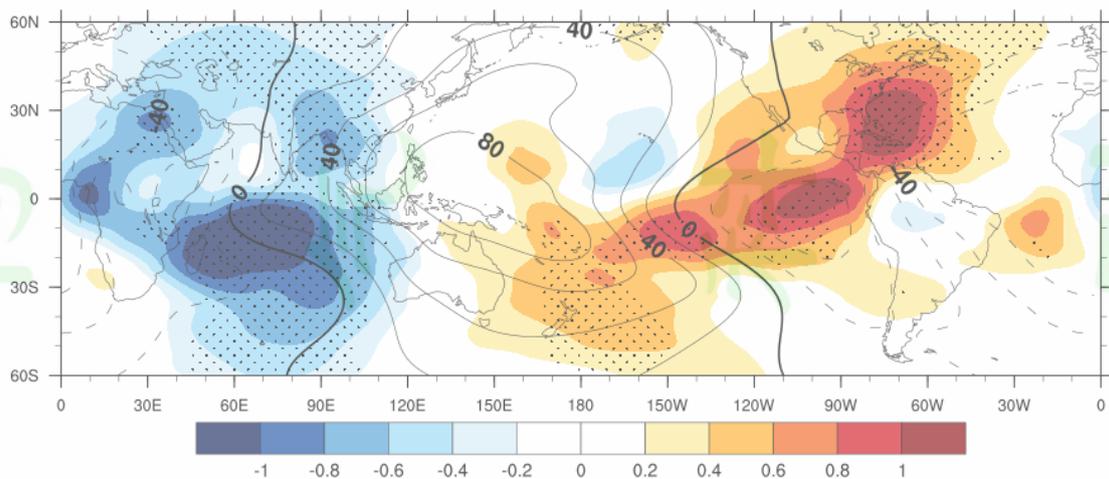
252 1) and divergent wind (vector, the units are $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) in **Figure 3** in (a) January, (b) April, (c) July and

253 (d) October. The monsoon circulation is defined by the seasonal variation of the velocity potential
254 in Figure 3

256 4 热带大气环流对全球平均海平面上升的响应

257 4.1 太平洋沃克环流对海平面上升的响应

258 图 6 给出了海平面上升试验相较于控制试验,七组试验平均的太平洋沃克环
259 流 ($\overline{\chi^*}(x,y)$) 空间变化。结合图 4 可知,在西太平洋区域的太平洋沃克环流上
260 升中心,速度势正值增大,高空辐散增强,上升运动增强;在东太平洋和大西洋
261 区域的太平洋沃克环流下沉中心速度势负值增大,高空辐合减弱,下沉运动减弱。
262 最大值中心从 $108.50 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 增强到 $108.67 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 。



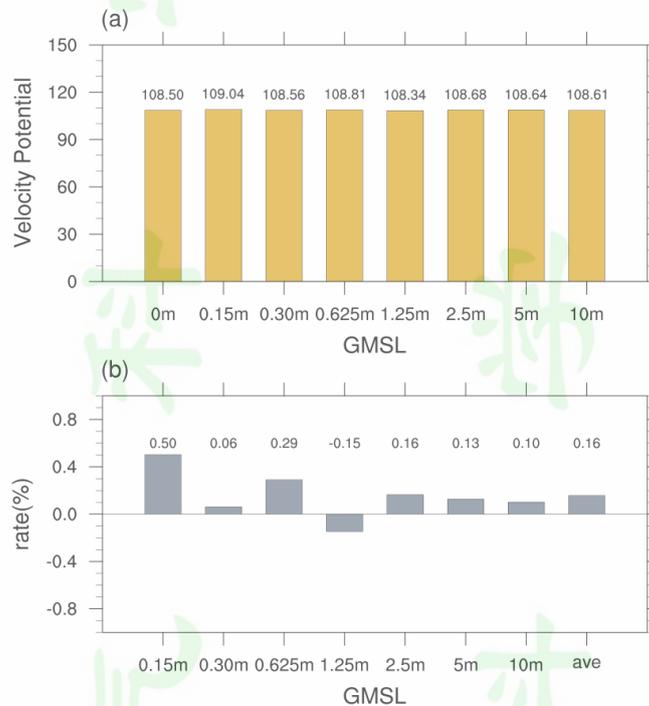
263
264 图 6 沃克环流随全球平均海平面上升的变化特征。图中所示为 7 组敏感试验与控制试验差
265 值的平均值,其中填色部分表示速度势的变化值,等值线为控制试验的速度势,打点区域
266 为所有试验的符号一致。单位: $10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$

267 **Figure 6** Walker circulation change in response to GMSL

268 Shown are the mean differences between seven sensitive experiments and the control experiment.
269 The shading represents changes in velocity potential, contours denote the velocity potential in the
270 control experiment, and stippling indicates regions where all experiments agree in sign. The units
271 are $10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$

272
273 根据 1.4 节环流强度的定义,进一步计算了太平洋沃克环流指数在全球平均
274 海平面上升 0 米到 10 米不同高度下的变化(图 7)。结果表明,与控制试验相比,
275 随着全球平均海平面升高 0.15~10m,沃克环流强度将增强约 0.16%

276 (0.06%~0.50%)。值得注意的是,第五组试验呈现出太平洋沃克环流强度随海平
 277 面升高 1.25 米而减弱 0.15%的变化,表明海平面升高幅度与太平洋沃克环流强
 278 度变化存在非线性性。



279 图 7 不同海平面上升试验中 (a) Walker 环流指数 (单位: $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)。 (b) 同 (a), 但为
 280 相对于控制试验的变化百分比 (单位: %)。
 281

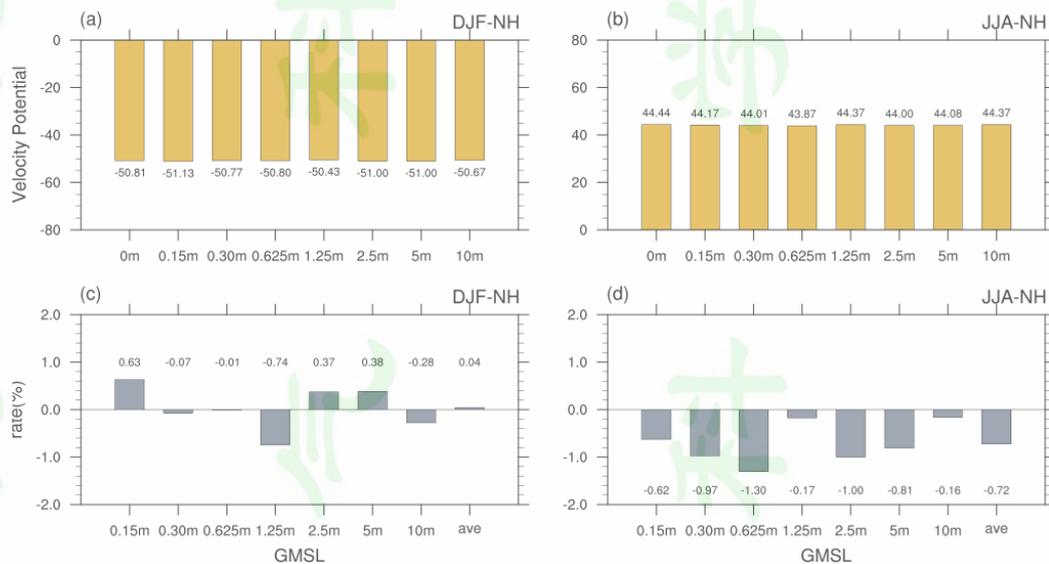
282 **Figure 7** (a) The Walker circulation index (the units are $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) under different sea level rise
 283 experiments. (b) Same as (a), but showing the percentage change relative to the control
 284 experiment (unit: %)

285

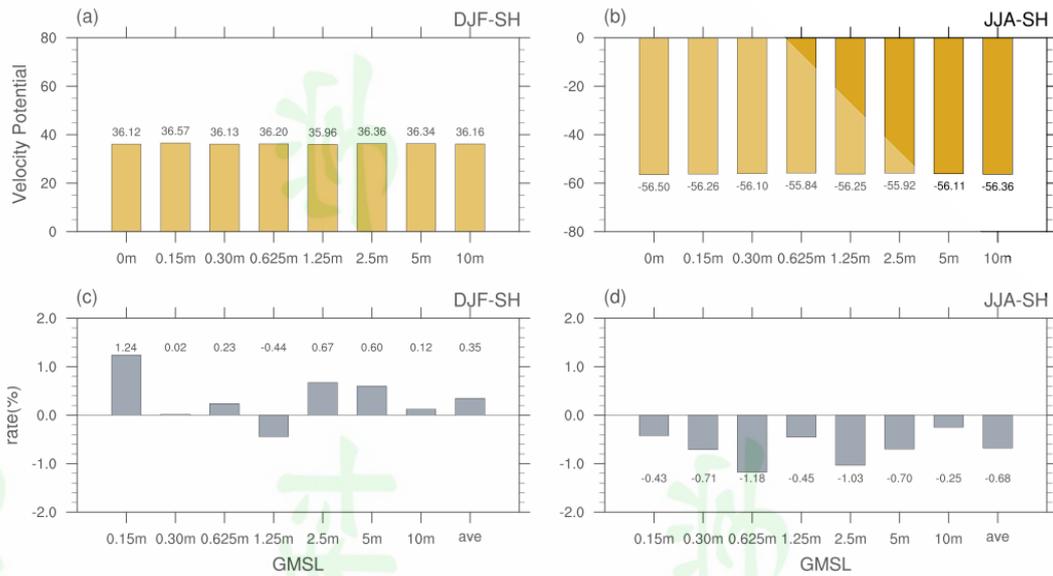
286 4.2 哈德莱环流对海平面上升的响应

287 图 8 是北半球哈德莱环流指数在北半球冬季和夏季受海平面上升影响的变化。
 288 与控制试验相比,随着全球平均海平面升高 0.15~10m,哈德莱环流在北半
 289 球夏季呈现出一致的减弱的变化,变化范围为-0.16%~-1.30%,平均减弱了 0.72%
 290 (图 8d)。环流强度在冬季的变化并不一致,且变化范围总体较小(图 8c)。图
 291 9 是南半球哈德莱环流分别在南半球夏季和冬季的环流指数受海平面上升影响
 292 的变化。结果表明,在南半球冬季哈德莱环流一致减弱,变化范围在-0.25%~

293 1.18%，平均减弱了 0.68%（图 9d）。在南半球夏季，除海平面升高 1.25 米的试
 294 验中哈德莱环流减弱 0.44%外，其余试验都呈现出增强的变化，变化范围在
 295 0.02%~1.24%，平均增强了 0.35%（图 9c）。综合图 8 和图 9 的结果来看，受全
 296 球平均海平面上升影响，哈德莱环流在北半球夏季减弱，冬季增强。定量而言，
 297 北半球夏季，北半球哈德莱环流减弱 0.72%（-0.16%~-1.30%），南半球哈德莱环
 298 流减弱 0.68%（-0.25%~-1.18%）；北半球冬季，南半球哈德莱环流增强 0.35%（-
 299 0.44%~1.24%）。



300
 301 **图 8** 不同海平面上升试验中北半球哈德莱环流指数在 (a) 冬季和 (b) 夏季的变化 (单
 302 位: $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)。 (c-d) 同 (a-b), 但为相对于控制试验的变化百分比 (单位: %)
 303 **Figure 8** Changes in the Northern Hemisphere Hadley circulation indices in (a) winter and (b)
 304 summer (the units are $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) under different sea level rise experiments. (c-d) Same as (a-b), but
 305 for the percentage change relative to the control experiment (units: %)



306

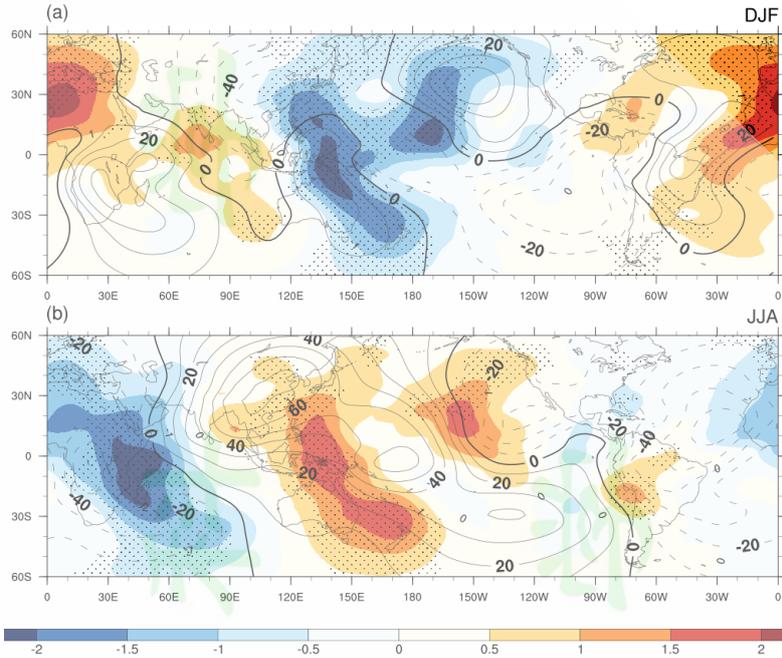
307 图9 不同海平面上升试验中南半球哈德莱环流指数在 (a) 夏季和 (b) 冬季的变化 (单
308 位: $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)。 (c-d) 同 (a-b), 但为相对于控制试验的变化百分比 (单位: %)

309 **Figure 9** Changes in the Southern Hemisphere Hadley circulation indices in (a) summer and (b)
310 winter (the units are $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) under different sea level rise experiments. (c-d) Same as (a-b), but
311 for the percentage change relative to the control experiment (units: %)

312

313 4.3 季风环流对海平面上升的响应

314 东亚冬季风和夏季风强度随全球海平面上升的变化结果如图 10 所示。在冬
315 季, 随海平面上升, 速度势相较于控制试验的速度势分布在东亚地区减弱, 高空
316 对流辐合增强, 下沉运动增强, 季风强度增加。夏季, 随海平面上升, 速度势相
317 较控制试验的在东亚地区增强, 高空对流辐散增强, 上升运动增强。与控制试验
318 相比较, 随着全球平均海平面升高 0.15~10m, 所有敏感性试验得到的冬季风环
319 流指数的变化都一致增大, 变化范围为 0.13%~1.54%, 平均增加了 0.96%。这一
320 结果表明东亚季风在冬季表现出受全球海平面升高影响而增强 (图 11)。东亚夏
321 季风强度受海平面升高影响也呈现增强的变化, 整体增强 0.49%。注意到七组试
322 验的指数变化范围为-0.38%~1.42%, 但只有五组试验的变化趋势一致增强, 进一
323 步表明了海平面上升对东亚季风的非线性影响。



324

325

图 10 (a) 冬季和 (b) 夏季季风环流随全球平均海平面上升的变化

326

图中所示为 7 组敏感试验与控制试验差值的平均值，其中填色部分表示速度势的变化值，

327

等值线为控制试验的速度势，打点区域为所有试验的符号一致。单位： $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$

328

Figure 10 Monsoon circulation change in response to GMSL in winter (a) and summer (b)

329

Shown are the mean differences between seven sensitive experiments and the control experiment.

330

The shading represents changes in velocity potential, contours denote the velocity potential in the

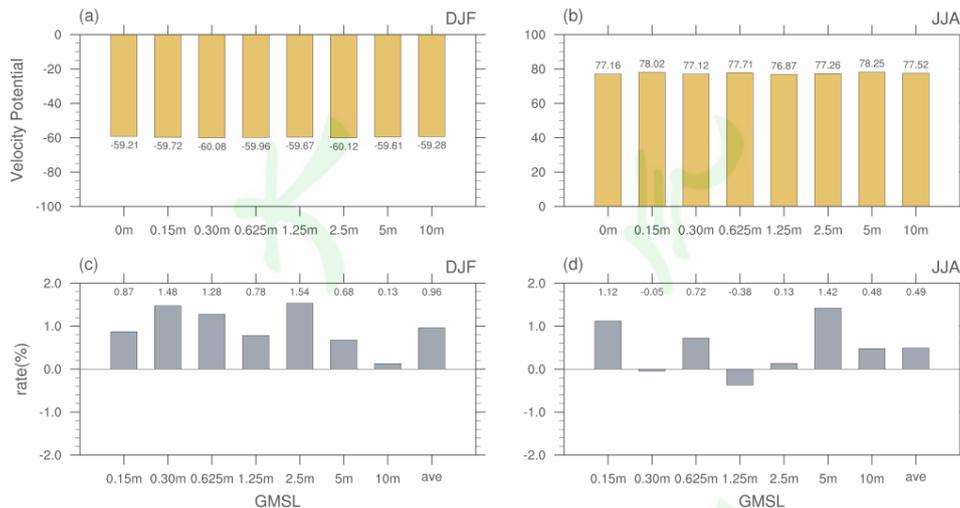
331

control experiment, and stippling indicates regions where all experiments agree in sign. The units

332

are $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$

333



334

335

图 11 不同海平面上升试验中北半球 (a) 冬季和 (b) 夏季季风环流指数 (单位： $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)

336

(c-d) 同 (a-b)，但为相对于控制试验的变化百分比 (单位：%)

337

Figure 11 The (a) winter and (b) summer monsoon circulation indices (the units are $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) in

338

the Northern Hemisphere under different sea level rise experiments. (c-d) Same as (a-b), but for

the percentage change relative to the control experiment (units: %)

339
340

341 5 总结与讨论

342 5.1 总结

343 本文基于挪威地球系统模式的海平面上升试验，利用对流层上层速度势，将
344 热带大气环流分解为哈德莱环流、太平洋沃克环流以及季风环流，进一步分析了
345 三种环流对全球平均海平面上升的响应。主要结论如下：

346 (1) 分解结果表明，基于对流层上层速度势的分解方法可以很好地表征不
347 同环流的气候态及季节演变特征。具体来讲，哈德莱环流可以被定义为对流层上
348 层速度势的纬向平均，太平洋沃克环流被定义为速度势减去其纬向平均后剩余部
349 分的年平均，而季风环流即是速度势纬向平均偏差减去其年平均的部分，根据定
350 义，季风环流包含了时间平均后所有季节变化的部分，而太平洋沃克环流则不考
351 虑其季节的变化。

352 (2) 海平面上升在不同季节对南北半球哈德莱环流的影响有所不同。在北
353 半球夏季，南、北半球哈德莱环流均减弱；在北半球冬季，南半球哈德莱环流增
354 强。

355 (3) 全球海平面上升导致太平洋沃克环流增强东移，东亚冬、夏季风环流
356 均增强。

357 5.2 讨论

358 本文结果表明，全球平均海平面上升对沃克环流的影响较小，这可能是由于
359 试验设计未考虑区域海平面变化的影响。因此，本文主要关注多组海平面试验结
360 果中环流变化的一致性。为验证指标选择对结果不确定性的影响，我们采用了基
361 于海平面气压（SLP）的太平洋沃克环流指数(Vecchi et al., 2006)进行分析，结果
362 与基于对流层上层速度势定义的指数一致（图略）。

363 本文系统分析了太平洋沃克环流、哈德莱环流和季风环流对全球平均海平面
364 上升的响应。结果表明，海平面上升可能加剧或减缓环流的未来变化。例如，全
365 球增暖背景下北半球哈德莱环流将减弱(Chemke and Yuval, 2023)，南半球哈德莱

366 环流将扩张(Lionello et al., 2024), 而海平面上升引发的北半球夏季哈德莱环流减
367 弱, 可能加速这一趋势。同时, 太平洋沃克环流强度具有年代际变化, 未来十年
368 其将继续减弱(Kosovelj and Zaplotnik, 2023), 海平面上升可能减缓沃克环流的减
369 弱趋势。此外, 我国夏季降水强度和雨带移动受东亚夏季风活动的影响(丁一汇
370 等, 2018), 而热带海温是影响东亚夏季风系统变化的主要原因(陈文等, 2024)。
371 海平面上升可能通过影响海温增强东亚夏季风环流, 从而影响我国的气候异常。

372 全球平均海平面上升引发的环流变化对气候具有重要影响, 明确这些气候效
373 应有助于应对未来气候变化。海平面上升可能改变海洋的热力平衡, 导致海表温
374 度变化, 进而影响洋流的强度和分布(Pörtner et al., 2019)。这些变化会通过调整
375 海洋与大气之间的能量交换, 进一步影响对流层上层的大气环流。例如, 海表温
376 度的升高可能导致热带辐合带(ITCZ)位置移动, 改变哈德莱环流的强度(Kang
377 et al., 2008)。此外, AMOC 的减弱以及 ENSO 事件频率和强度的变化, 都可能影
378 响太平洋沃克环流的位置和强度(Wang, 2005; Ruprich-Robert et al., 2017; 王欢
379 等, 2023)。本文主要揭示了全球平均海平面影响下的环流变化特征, 未深入探讨
380 其物理机制, 并且研究基于单一模式, 可能存在模式依赖性。未来应进一步分析
381 这些环流变化的具体驱动因素及物理机制, 以便更全面地理解海平面上升对全球
382 气候变化的深远影响。

383 参考文献:

384 安芷生, 吴国雄, 李建平, 等. 2015. 全球季风动力学与气候变化[J]. 地球环境学报,
385 6(6): 341-381. An ZhiSheng, Wu Guoxiong, Li JianPing, et al. 2015. Global
386 monsoon dynamics and climate change[J]. Journal of Earth Environment, (6):341-
387 381.

388 Chemke R, Yuval J. 2023. Human-induced weakening of the Northern Hemisphere
389 tropical circulation[J]. Nature, 617: 529-532.

390 Chen W, Zhang R H, Wu R G, et al. 2023. Recent advances in understanding multi-
391 scale climate variability of the Asian monsoon[J]. Adv. Atmos. Sci., 40(8): 1429-
392 1456.

393 陈文, 于甜甜, 冯娟, 等. 2024. 东亚夏季风与热带海气相互作用研究进展[J]. 大
394 气科学, 48(1): 160–187. Chen Wen, Yu Tiantian, Feng Juan, et al. 2024. Progress in
395 the Study of the Impacts of Tropical Air–Sea Interactions on the East Asian Summer
396 Monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 48(1): 160–187.

397 丁一汇, 司东, 柳艳菊, 等. 2018. 论东亚夏季风的特征、驱动力与年代际变化[J].
398 大气科学, 42(3): 533-558. Ding Yihui, Si Dong, Liu Yanju, et al. 2018. On the
399 Characteristics, Driving Forces and Inter-decadal Variability of the East Asian
400 Summer Monsoon[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42(3):
401 533-558.

402 董曹沂, 张仲石, 徐天澳. 2022. 利用大气 CO₂ 浓度倍增试验探讨暖干与暖湿[J].
403 第四纪研究, 42(04):1193-1200. Dong Caoyi, Zhang Zhongshi, Xu Tianao. 2022.
404 Investigation of warmer-drier and warmer-wetter mismatch in double atmospheric
405 CO₂ concentration experiments[J]. Quat. Sci., 42(04):1193-1200.

406 England M H, McGregor S, Spence P, et al. 2014. Recent intensification of wind-driven
407 circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus[J]. Nat. Clim. Change, 4(3):
408 222-227.

409 Fox-Kemper B, Hewitt H T, Xiao C, et al. 2021. Ocean, Cryosphere and Sea Level
410 Change. In Climate Change 2021: The Physical Science Basis[M]. Cambridge:
411 Cambridge University Press, 1211–1362.

412 Frederikse T, Landerer F, Caron L, et al. 2020. The causes of sea-level rise since 1900[J].
413 Nature, 584: 393-397.

414 宫晓庆. 2014. 热带太平洋大气经圈和纬圈环流的年际及年代际变化[D]. 中国海
415 洋大学博士学位论文. Gong Xiaoqing. 2014. Interannual and Interdecadal
416 Variability of Meridional and Zonal Atmospheric Circulation Cells over the Tropical
417 Pacific[D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Ocean University of China.

418 Guo C C, Bentsen M, Bethke I, et al. 2019. Description and evaluation of NorESM1-F:
419 A fast version of the Norwegian Earth System Model (NorESM)[J]. Geosci. Model

420 Dev., 12(1): 343-362.

421 Hu Y Y, Huang H, Zhou C. 2018. Widening and weakening of the Hadley circulation
422 under global warming[J]. Science Bulletin, 63(10): 640-644.

423 Kang S M, Held I M, Frierson D M W, et al. 2008. The Response of the ITCZ to
424 Extratropical Thermal Forcing: Idealized Slab-Ocean Experiments with a GCM[J].
425 J. Climate, 21(14): 3521–3532.

426 Kosovelj K, Zaplotnik Ž. 2023. Indices of Pacific Walker Circulation Strength[J].
427 Atmosphere, 14: 397.

428 Lionello P, D'Agostino R, Ferreira D, et al. 2024. The Hadley circulation in a changing
429 climate[J]. Ann. N. Y. Acad. Sci. , 1534(1): 69-93.

430 Luo H, Wang Z, He C, et al. 2024. Future changes in South Asian summer monsoon
431 circulation under global warming: role of the Tibetan Plateau latent heating[J]. npj
432 Clim Atmos Sci, 7(1): 103.

433 McGregor S, Timmermann A, Stuecker M F, et al. 2014. Recent Walker circulation
434 strengthening and Pacific cooling amplified by Atlantic warming[J]. Nat. Clim.
435 Change, 4(10): 888-892.

436 Nerem R S, Beckley B D, Fasullo J T, et al. 2018. Climate-change–driven accelerated
437 sea-level rise detected in the altimeter era[J]. Proceedings of the national academy of
438 sciences, 115(9): 2022-2025.

439 Pörtner H O, Roberts D C, Masson-Delmotte V, et al. 2019. The ocean and cryosphere
440 in a changing climate: IPCC special report on the ocean and cryosphere in a changing
441 climate[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 1155.

442 Prasanna V, Preethi B, Oh J, et al. 2020. Performance of CMIP5 atmospheric general
443 circulation model simulations over the Asian summer monsoon region[J]. Global and
444 planetary change, 194(11): 103298.

445 Ruprich-Robert Y, Msadek R, Castruccio F, et al. 2017 Assessing the climate impacts of
446 the observed Atlantic multidecadal variability using the GFDL CM2.1 and NCAR

447 CESM1 global coupled models[J]. *J. Climate*, 30(8): 2785-2810.

448 Schuerch M, Spencer T, Temmerman S, et al. 2018. Future response of global coastal
449 wetlands to sea-level rise[J]. *Nature*, 561(7722): 231-234.

450 Sun Y, Li L Z X, Ramstein G, et al. 2019. Regional meridional cells governing the
451 interannual variability of the Hadley circulation in boreal winter[J]. *Clim Dyn*, 52:
452 831–853.

453 Tanaka H L, Ishizaki N, Kitoh A. 2004. Trend and interannual variability of Walker,
454 monsoon and Hadley circulations defined by velocity potential in the upper
455 troposphere[J]. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 56(3): 250-269.

456 Vecchi G, Soden B, Wittenberg A, et al. 2006. Weakening of tropical Pacific
457 atmospheric circulation due to anthropogenic forcing[J]. *Nature*, 441: 73–7.

458 Wang C. 2005. ENSO, Atlantic climate variability, and the Walker and Hadley
459 circulations[J]. *The Hadley circulation: Present, past and future*, 21: 173-202.

460 王欢, 左志燕, 张楷文, 等. 2023. 西洋经向翻转环流的演变特征及其对北半球地
461 表气温的热动力影响[J]. *中国科学: 地球科学*, 53(6):1185-1215. Wang Huan, Zuo
462 Zhiyan, Zhang Kaiwen, et al. 2023. Evolution characteristics of the atlantic
463 meridional overturning circulation and its thermodynamic and dynamic effects on
464 surface air temperature in the Northern Hemisphere[J]. *Science China Earth Sciences*,
465 66(6): 1185–1211.

466 Watanabe M, Iwakiri T, Dong Y, et al. 2023. Two competing drivers of the recent Walker
467 circulation trend[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 50(23).

468 Wu M N, Zhou T J, Li C, et al. 2021. A very likely weakening of Pacific Walker
469 Circulation in constrained near-future projections[J]. *Nat. Commun.* 12(1): 6502.

470 徐天澳, 巫明娜, 张仲石. 2023. 末次间冰期 ENSO 对全球海平面上升响应的模
471 拟研究[J]. *第四纪研究*, 43(4): 999-1009. Xu Tianao, Wu Mingna, Zhang Zhongshi,
472 2023. Simulation of ENSO in response to global mean sea level rise during the Last
473 Interglacial period[J]. *Quat. Sci.*, 43(4): 999-1009.

474 张通, 俞永强, 效存德, 等. 2022. IPCC AR6 解读: 全球和区域海平面变化的监测
475 和预估[J]. 气候变化研究进展, 18(1): 12-18. Zhang Tong, Yu Yongqiang, Xiao
476 Cunde, et al. 2022. Interpretation of IPCC AR6 report: monitoring and projections of
477 global and regional sea level change[J]. Climate Change Research, 18 (1): 12-18.
478 Zhang Z S, Jansen E, Sobolowski S P, et al. 2023. Atmospheric and oceanic circulation
479 altered by global mean sea-level rise[J]. Nat. Geosci., 16(4): 321-327.

刊 科 学
待 气 科 刊
大 气 待
大