

海洋对全球变暖的快慢响应与低温升目标

[龙上敏](#), [谢尚平](#), [刘秦玉](#), [郑小童](#), [黄刚](#), [胡开明](#) and [杜岩](#)

Citation: [科学通报](#) **63**, 558 (2018); doi: 10.1360/N972017-01115

View online: <http://engine.scichina.com/doi/10.1360/N972017-01115>

View Table of Contents: <http://engine.scichina.com/publisher/scp/journal/CSB/63/5-6>

Published by the [《中国科学》杂志社](#)

Articles you may be interested in

[海洋暖化对海洋生物的影响](#)

[科学通报](#) **60**, 805 (2015);

[气候变化与持久性有机污染物全球循环](#)

[中国科学: 地球科学](#) **46**, 1301 (2016);

[中国冰川对21世纪全球变暖响应的预估](#)

[科学通报](#) **45**, 434 (2000);

[秦大河：全球变暖日益危险的信号](#)

[国家科学评论](#) **3**, 144 (2016);

[全球变暖：行动还是等待？](#)

[科学通报](#) **51**, 1489 (2006);

海洋对全球变暖的快慢响应与低温升目标

龙上敏^{1,2,3}, 谢尚平^{2,3}, 刘秦玉³, 郑小童³, 黄刚⁴, 胡开明⁴, 杜岩^{1*}

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. Scripps Institution of Oceanography, University of San Diego, La Jolla 92093-0206, USA;

3. 中国海洋大学海洋与大气学院, 教育部物理海洋重点实验室, 青岛 266100;

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: duyan@scsio.ac.cn

2017-10-24 收稿, 2017-12-12 修回, 2017-12-13 接受, 2018-02-06 网络版发表

国家自然科学基金(41706026, 41525019, 41490643, 41476003, 41425019, 41721004, 41661144016, 41775086)、热带海洋环境国家重点实验室自主项目(LTOZZ1701)、国家海洋局“全球变化与海气相互作用”专项(GASI-IPOV AI-02)、海洋公益性行业科研专项(201505013)、国家重大科学研究计划(2012CB955600)和国家重点研发计划(2016YFA0601804)资助

摘要 最新研究表明, 为了实现《巴黎协定》制定的1.5或2℃低温升目标, 温室气体浓度需要在增长到某个峰值后逐渐下降。利用第五次国际间耦合模式比较计划(CMIP5)中气候模式和理想的一维两盒模型的模拟结果, 研究了全球变暖下海洋混合层的快速响应和深层海洋的缓慢响应及其对低温升目标的影响。多模式平均结果显示, 在辐射强迫先增长后稳定情景(RCP4.5)下, 全球表面平均温度(global mean surface temperature, GMST)会以先快后慢两种速率增长; 而在辐射强迫先增长后减弱情景(RCP2.6)下, GMST会先快速增长, 然后缓慢下降, 且在2050~2100年间基本保持不变。这是由于不同情景下, GMST的变化特征由海洋快、慢响应在各个阶段的贡献比例所决定。RCP2.6情景下, GMST在2100年的温升值为1.83℃, 对应辐射强迫下降阶段; 而在RCP4.5情景下, GMST同样达到该温升值的时间为2033年, 对应辐射强迫增长阶段。虽然两个时刻的GMST温升相同, 气候系统在两种情景下的响应却有很大区别。其中, 由热膨胀导致的全球海平面平均升高幅度在RCP2.6中要远高于RCP4.5, 表面增温的空间结构也存在重要差异。在CMIP5使用的大多数未来情景中, 多模式平均预估的1.5和2℃温升目标到达时间都远远早于2100年, 这意味着如果利用这些情景下的结果来类比21世纪末低温升目标下的情况, 会严重低估海洋慢响应过程的气候效应。

关键词 全球变暖, 全球表面平均温度, 快、慢响应, 1.5℃, 2℃, 温升目标, CMIP5

工业革命以来, 温室气体的排放不断增多引起的全球变暖问题, 给自然环境及人类社会带来了巨大的影响^[1]。评估温室气体增多引起的全球及区域响应是国际气候变化研究的热点和难点, 而准确理解海洋在其中的作用则是解答该问题的核心, 比如过去十几年中全球表面平均温度(global-mean surface temperature, GMST)阶段性停滞的解释就是一个很好的例子^[2~6]。气候系统中, 大气层以及地球系统其他

圈层的热容量远远小于海洋, 所以由海洋在气候系统中扮演“热容器”的角色, 这延长了气候系统(特别是地球表面温度)对外强迫响应的的时间尺度。海洋有着巨大的缓冲作用, 使得气候系统既不会在辐射强迫增强时快速增暖, 也不会辐射强迫减弱后迅速降温, 从而增强了气候系统的“抗压性”。

前人研究表明, GMST对外辐射强迫的变化存在快(几年)、慢(几百到上千年)两种时间尺度的变化^[7],

引用格式: 龙上敏, 谢尚平, 刘秦玉, 等. 海洋对全球变暖的快慢响应与低温升目标. 科学通报, 2018, 63: 558–570

Long S M, Xie S P, Liu Q Y, et al. Slow ocean response and the 1.5 and 2°C warming targets (in Chinese). Chin Sci Bull, 2018, 63: 558–570, doi: 10.1360/N972017-01115

分别与混合层的快速响应和深层海洋的缓慢响应相对应^[8-10]。海洋快、慢响应的动力过程与大气中的快、慢响应(时间尺度分别为天和年)截然不同^[11]。从全球平均的角度来说,海洋可以简单地分成上混合层和深层海洋,其中混合层只有几十米,吸收热量的能力有限;而深层海洋的厚度远大于上混合层,是存储热量的主体。在温室气体浓度不断增长的情况下,海洋混合层会快速增暖,温室效应中的热量大部分被混合层直接吸收,然后向深层海洋传递,进而存储于深海。这部分热量与大气隔绝,不能直接反作用于大气,从而可以延缓温室气体浓度快速增长时GMST的增长。但这部分累积在深层海洋的热量并不会就此失去作用,而是会在温室气体浓度下降后继续调节气候系统的变化。如最新的研究表明,温室气体浓度达到峰值后即使保持稳定不再增加,全球平均的表面温度及降雨仍会表现出继续上升的趋势^[12]。也有研究表明,在CO₂排放彻底停止后(这种情景下自然系统的固碳作用会使大气中的CO₂浓度不断降低)的几百年里,气候系统仍然会缓慢增暖^[13]。而深层海洋增暖导致的热膨胀,则会引起全球平均海平面在很长时间尺度上持续缓慢上升^[14]。

由于温室气体浓度增长带来的全球变暖问题日益严峻,人类社会逐渐达成共识,需要限制温室气体排放来控制大气中温室气体的浓度,以防止气候变化达到干扰人类活动、威胁人类生存的危險水平。并根据表面温度的上升(温升)幅度对生态环境、经济社会发展、极端天气事件等影响的程度,国际社会首先提出了GMST相对于工业革命前升高2℃的限制^[15]。在这一基础上,2015年通过的《巴黎协定》进一步提出了努力使21世纪末的GMST相对工业革命前增温不超过1.5℃的目标。而气候模式预估结果显示,目前大多数未来情景下模拟的21世纪末升温都会超过2℃^[1]。因此1.5和2℃的低温升目标的提出带来了气候变化研究新的热点和挑战^[16,17]。

最新的研究表明,GMST的增温幅度已经超过1℃^[18],因此《巴黎协定》所制定的温升目标给气候系统留下的增温空间已经很小。为了实现1.5或2℃目标,都需要温室气体浓度在未来几十年增长达到某个峰值然后减少^[19-21],也就是21世纪内会经历外辐射强迫先增加后减少的情景。而当前气候研究大多分析的是21世纪内辐射强迫单调增长情景下的模拟结果。那么,温室气体浓度先增后减与温室气体浓度

单调增长相比,气候系统的响应是否会有显著不同?为此我们需要研究不同温室气体浓度变化情景下GMST的各自变化特征,以及全球和区域气候响应的差异。海洋包括不同时间尺度的动力过程,在气候系统的能量分配中分别发挥着重要作用,本文将从这一角度来分析不同情景下的气候系统响应问题,并阐明GMST变化与温室气体浓度变化路径之间的关系及原因,以及低温升目标下海洋快、慢时间尺度的响应过程在未来气候变化中的重要效应。

1 数据

本文使用了第五次国际间耦合模式比较计划(CMIP5)中多个模式的历史模拟(historical, 1850~2005年)和两种典型浓度路径(representative concentration pathways, RCP)情景下(RCP4.5和RCP2.6)的模拟实验结果。大多数CMIP5模式对未来情景的模拟都只积分到2100年,为了充分研究海洋在不同温室气体浓度变化路径下的响应,本文选择了8个在这两种RCP情景下将积分时间扩展到2300年或2299年的模式。这8个气候模式分别为: bcc-csm1-1, CanESM2, CCSM4, GISS-E2-H, GISS-E2-R, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR和MPI-ESM-LR。在RCP4.5情景中,辐射强迫于2070年左右基本达到4.5 W/m²,然后保持稳定不变;而在RCP2.6情景中,辐射强迫于2045年左右接近3 W/m²,在2100年下降到2.6 W/m²,然后持续缓慢下降^[22]。本文分析的变量包括近地面2 m的气温(表征全球表面温度,其升高幅度称之为温升值);其他用到的变量包括海洋位势温度及海平面高度。为了方便比较,将每个模式的海洋数据都插值到1°的均匀网格上,而将大气数据都插值到2.5°的均匀网格上,每个模式都只选取了其第一个样本(r1i1p1),以使每个模式的权重相同。

2 全球表面平均温度和辐射强迫变化的关系

2.1 不同情景下全球表面平均温度的变化特征

为了实现《巴黎协定》制定的低温升目标,21世纪内气候系统需要经历温室气体浓度先增后减的情景^[19-21],而目前关于全球变暖的研究大多都使用了21世纪内温室气体浓度单调增长情景下的预估结果。为了分析不同辐射强迫变化路径的选择对GMST变化的影响,本文首先比较了RCP4.5和RCP2.6情景下GMST

的变化特征. 在此我们定义辐射强迫从增长趋势变为稳定或者减弱趋势时的转折点为其拐点. 在RCP4.5情景下, 辐射强迫拐点在2070年左右, 而在RCP2.6情景中, 拐点在2045年左右(图1中垂直蓝线的位置).

图1(a)和(b)给出了这两种情景下GMST(红线)与辐射强迫(蓝色虚线)随时间的变化, 其中进行了11 a的滑动平均以尽量消除自然变率对长期变化预估的影响. 在RCP4.5情景中, GMST在拐点前后两个阶段表现出快、慢两种不同速率的增温情况, 在2100年的增温幅度已经接近3℃. 而在RCP2.6情景中, GMST在拐点前快速增长, 与RCP4.5情景类似; 但在拐点后辐射强迫下降开始到2100年的几十年中只有很小的变化(仅0.1℃左右), 然后才开始缓慢下降. 由此可知, 在不同的情景下, GMST与辐射强迫在拐点前基本同步快速增长, 而在拐点后则开始不同步变化. 从能量平衡的角度来看, 地球表面温度的增长与外辐射强迫、地球表面与大气和海洋的热量交换有关, 其

中与前两个因素相关的响应过程的时间尺度都很短^[11], 因此不会造成持续几十到百年时间尺度上的变化^[7]. 所以, 造成拐点后辐射强迫和GMST变化长期不同步的原因只能来自于海洋.

图1(c)和(d)展示了2006年以后的RCP4.5和RCP2.6情景下全球海洋平均增温的时间-深度演变. 可以看到海洋内部的增温一开始都是上层(上100 m)显著快于下层, 相应的等值线是自左上向右下倾斜的. 而在拐点后, 深层海洋的增温速度却逐渐大于上层海洋, 两种情景中在100~2000 m深度都出现显著的高增暖值. 在RCP4.5情景中, 到2250年后上2000 m的总增温幅度已经基本一致. 而在RCP2.6情景中, 由于辐射强迫在拐点后开始下降, 此时对应着上层海洋得到的热量减少, 但由于垂向增温梯度的存在, 上层海洋仍然不断向深层海洋分配热量; 所以, 虽然上层海洋增温逐渐变弱, 但深层海洋的增温却一直在继续, 使得2100年后深层海洋的总增温幅度已经

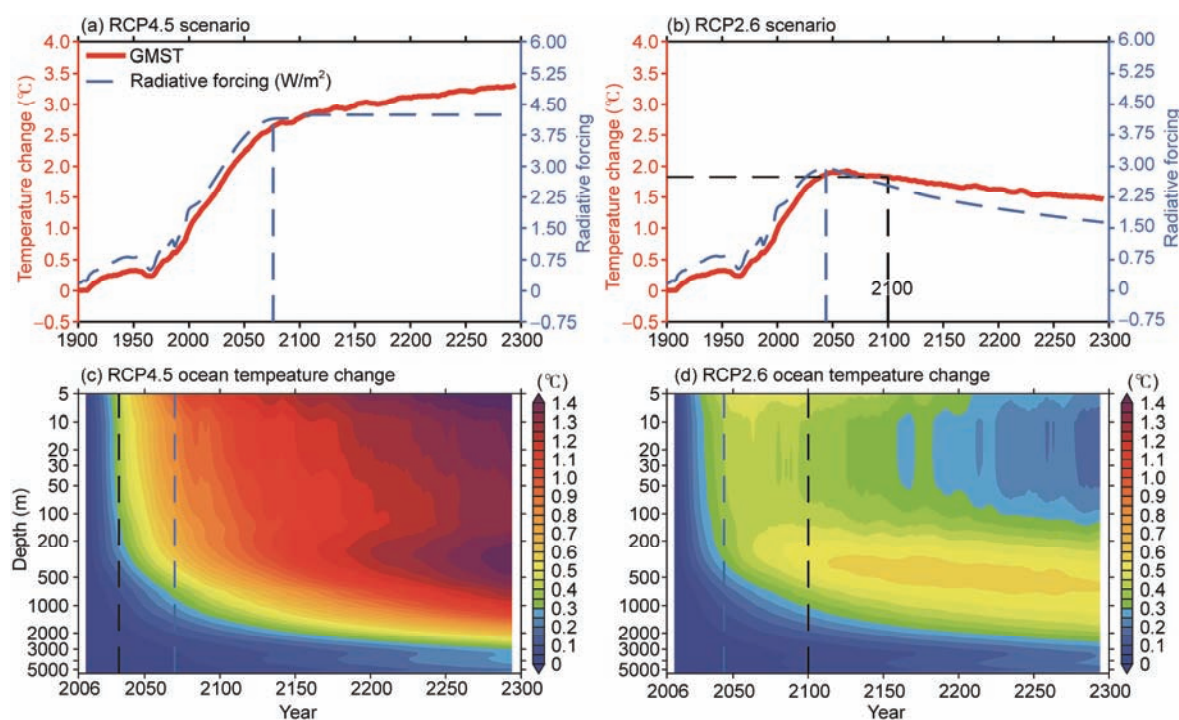


图1 RCP4.5及RCP2.6情景下8个模式集合平均结果. (a), (b) 全球表面平均温度(GMST)相对工业革命前(1850~1899年平均)的变化, 其中垂直蓝线表示辐射强迫变化拐点的位置, 黑虚线标识了两个情景中的等温升时刻(RCP4.5中的2033年与RCP2.6中的2100年, 两个时刻GMST温升值相同); (c), (d) 各深度的全球平均海温在2006~2300年间的时间-深度演变图, 参考值是2006~2016年的平均. 图中的时间序列都进行了11 a的滑动平均

Figure 1 Ensemble-mean results from 8 models under RCP4.5 and RCP2.6 scenarios. (a) and (b) are global-mean surface temperature (GMST) change relative to the pre-industrial period (1850~1899), the vertical blue lines show the turning points of radiative forcing pathways, vertical black lines indicate the two years with the same GMST increase in RCP4.5 (2033) and in RCP2.6 (2100), respectively; (c) and (d) are time-depth evolution of global-mean ocean temperature change (relative to 2006~2016 mean value). All four plots are based on 11 a running mean results

超过上层海洋. 这说明与拐点后GMST和外强迫变化不同步相对应的, 是拐点后深层海洋的增温要快于混合层, 特别是在100~2000 m深度, 这在两种情景中都非常明显. 需要注意的是, RCP2.6情景下, 上100 m海洋在2300年前并未降温, 而只是增温幅度的减弱.

2.2 海洋的快、慢响应贡献

如何来解释辐射强迫达到拐点后GMST和辐射强迫之间的不同步变化以及深层海洋所起的作用呢? 我们利用前人普遍使用的一维两盒模型对GMST的变化进行分解, 得到了海洋的快、慢响应贡献^[7,12], 以此来进行定性分析. 该简单模型中控制GMST和深层海洋温度变化方程分别为

$$c_m \frac{\partial T}{\partial t} = Q - \varepsilon_a T - \varepsilon_o (T - T_D), \quad (1)$$

$$c_d \frac{\partial T_D}{\partial t} = \varepsilon_o (T - T_D), \quad (2)$$

其中, T 为全球表面平均温度变化(GMST), 也可代表海洋混合层的温度变化, T_D 为深层海洋的温度变化, Q 为外辐射强迫的变化, ε_a 为海洋混合层与大气的热交换系数($1.45 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$), ε_o 为海洋混合层和深层海洋之间的热交换系数($1.25 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$), c_m 和 c_d 分别为50 m混合层和3300 m深层海洋相应的热含量值. 因为 c_m 远远小于 c_d , 所以深层海洋对外强迫的响应要远慢于混合层. 此外, ε_o 较小也是深层海洋响应较慢的一个原因, 这是由混合层和深层海洋的交换过程较慢所决定的. 假设 ε_o 足够大, 那么深层海洋也会和上层混合均匀, 这样整层海洋对外强迫都会有着快速的响应.

基于这两组方程可知, GMST的变化与外辐射强迫强弱、混合层与大气及深层海洋之间的热交换有关, 而深层海洋增暖的驱动因子则是混合层与深层海洋之间的增温梯度, 外辐射强迫增加带来的热量会向着与增温梯度相反的方向传递. 需要注意的是本文中的上下层海洋的温度梯度都指的是温度变化场的梯度, 而非总的温度梯度. 总的温度梯度一般都是向上的, 即上层温度大于下层, 这在现代气候状态下基本不会逆转. 辐射强迫变化时, 在年平均以上时间尺度, 混合层可以基本达到准平衡态. 因此, 我们可以忽略涉及 c_m 的时间变化项从而化简式(1)得到:

$$T \approx \frac{Q}{\varepsilon_a + \varepsilon_o} + \frac{\varepsilon_o}{\varepsilon_a + \varepsilon_o} T_D. \quad (3)$$

方程(3)中右边第一项定义为海洋混合层快速响应贡献GMST的贡献(图2(a)红线, 简称快响应贡献), 该部分与辐射强迫成正比, 表示在辐射强迫下混合层的快速响应: 即混合层在外强迫下迅速向大气和深层海洋分配热量. 该项可以理解为把深层海洋被当成黑盒, 即只吸收热量却没有增温时GMST的变化. 这样上下层海洋的增温梯度完全由混合层的温度变化决定, 因此该项未包含深层海洋的增温对上下层海洋热量分配的影响. 方程(3)中右边第二项定义为深层海洋缓慢响应贡献GMST的贡献(图2(a)蓝线, 简称慢响应贡献), 它与深层海洋的增温成正比, 代表深层海洋由于吸收热量增温后对表面温度的反馈作用: 即深层海洋有增温时, 上下层海洋的增温梯度相对深层海洋没有增温时小, 这样混合层分配到深层海洋的热量也会相对少, 从而使得更多的热量能够保留在混合层, 进而促进表面增温. 因此慢响应贡献可以用来衡量深层海洋的增温对表面温度变化的反馈作用. 这样, 需要综合考虑海洋对GMST的快、慢响应贡献, 才能完整地体现全球变暖背景下混合层既会向深层海洋分配热量、同时深层海洋的增温也会对垂向热量的分配产生反馈这一动态过程.

图2给出了一维两盒模型得到的GMST变化, 以及相应的海洋的快、慢响应贡献. 其温室气体浓度路径参考了RCP4.5情景中的设定条件, 即 CO_2 浓度以每年1%速率增长到2倍工业革命前水平然后保持稳定(蓝色虚线), 拐点在第70年. 可以看出, GMST的快响应贡献(红线)与 CO_2 浓度的变化路径基本同步, 即在 CO_2 浓度升高时GMST快速增长, 但在 CO_2 浓度稳定后不久就不再变化. 由于混合层的快速响应时间尺度是3~5年^[7], 所以快响应贡献也会滞后 CO_2 的拐点数年. 而GMST的慢响应贡献(蓝线)则是一开始增长缓慢, 其量值也远远小于快贡献, 但在 CO_2 浓度保持稳定后仍持续增长. 这是由于慢响应贡献与深层海洋的增温成正比, 而深层海洋的增温速率则是由上下层海洋的增温梯度(图2(b)绿线)所控制的. 因此只要深层海洋的增温小于上层海洋, 那么深层海洋就会持续增温(图2(b)黑色虚线), 导致慢响应的贡献不断增大, 从而在 CO_2 浓度保持稳定后主导了GMST的继续增长.

由方程(3)我们可以知道, GMST的变化可以分解为海洋快、慢响应贡献之和. 需要注意的是, 这种分解得到的混合层快响应贡献与混合层海洋耦合模式

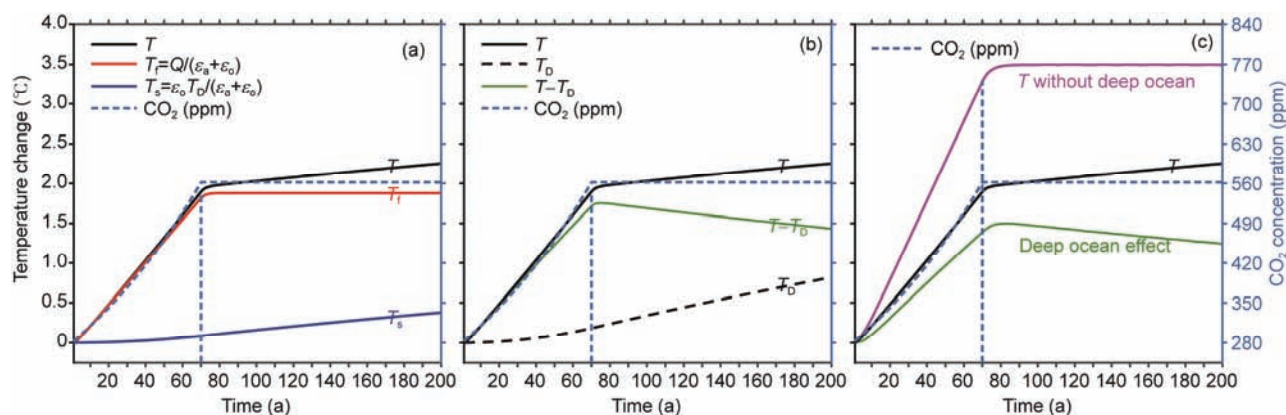


图2 一维两盒模型(two-box model)模拟得到的在CO₂以每年1%的速率增长到2倍工业革命前水平情景下的结果(浅蓝色虚线表示CO₂变化路径, 垂直虚线表示CO₂浓度在第70年加倍的时间), (a) 模拟得到的GMST的变化(黑线)及海洋快响应贡献(红线)和慢响应贡献(蓝线); (b) GMST变化与深层海洋温度变化(黑色虚线), 以及二者之差(绿线); (c) 去掉深层海洋情况(不考虑深层海洋热交换, 紫红线)与考虑深层海洋热交换(黑线)情况下得到的GMST的变化, 绿线为红线与黑线之差表示深层海洋热交换的作用

Figure 2 Results based on two-box model under scenario with CO₂ increase at 1% per year to double CO₂ concentration relative to pre-industrial level (the vertical dotted lines show the CO₂ concentration doubles at year 70). (a) GMST change (blue line) and the fast contribution (red line) and slow contribution (blue line) from the ocean; (b) GMST change and deep ocean temperature change (black dotted line), and the difference between them (green line); (c) GMST change under conditions without the deeper ocean (purple red line) and with the deeper ocean (black line), the green line indicates the difference between two conditions

(slab ocean coupling model)的结果是有区别的. 混合层海洋模式没有考虑与深层海洋的热交换, 即没有任何热量会分配到深层海洋, 相当于只有一层较浅的海洋与大气进行耦合, 这种情况可以用一维两盒模型中的方程(1)去掉所有带 ε_0 的项来模拟, 此时GMST的变化可以近似为

$$T = Q / \varepsilon_a. \quad (4)$$

即没有深层海洋热吸收情况下, 混合层快响应的贡献, 它也会跟随辐射强迫的增加而快速增长, 并且在辐射强迫保持稳定后很快达到平衡态, 从而与辐射强迫基本同步变化(图2(c)紫红线和蓝色虚线).

方程(3)和(4)得到的快响应贡献虽然都跟随CO₂浓度的变化路径, 但二者表征了不同的物理意义. 方程(3)中的快响应贡献项考虑了混合层分配热量到深层海洋, 只是未包含深层海洋温度变化对热量分配的反馈作用. 而方程(4)中的快响应贡献项是在没有考虑混合层和深层海洋之间热交换的情况下得到的, 即外辐射强迫带来的所有热量全部作用于混合层使其增温. 图2(c)中的黑线整体处于紫红线以下, 但在拐点前后的变化特征不一样: 拐点前, 黑线和紫红线的偏差越来越大, 说明越来越多的热量被分配到了深层海洋; 而在滞后拐点一段时间后, 黑线与紫红线逐渐接近, 说明分配到深层海洋的热量在减少. 图2(c)中紫红线与黑线之差可视为实际情况中部分热

量被分配到深层海洋对GMST变化的迟滞效应(图2(c)绿线). 可以看出, 该效应与上下层海洋的增温梯度(图2(b)绿线)的变化趋势基本相同, 即都在拐点前快速增大, 而在拐点后不断下降. 由方程(1)可知, 这是因为海洋混合层与深层海洋的热交换强弱是正比于上下层增温梯度. 同时需要注意, 图2(a)中的蓝线(深层海洋慢响应贡献)与图2(c)中的绿线(深层海洋的迟滞效应)完全不同: 前者代表的是深层海洋增温后对表面增温的反馈作用, 这只是深层海洋总效应的一部分, 将其分离出来是为了更好地体现深层海洋温度缓慢变化的贡献; 而后者是深层海洋吸收热量对表面增温的迟滞作用, 是深层海洋的总效应.

在图2(a)中, CO₂增长阶段的混合层增温明显快于深层海洋, 导致上下层海洋的增温梯度不断加大(图2(b)绿线). 因此向深层海洋分配的热量也不断增多, 深层海洋对表面温度的迟滞效应不断加强, 表现为图2(c)中的绿线越来越远离零线. 综合来看, CO₂浓度增长阶段(拐点前)慢响应贡献相对较小, GMST增长的主要驱动力是辐射强迫增加所引起的混合层快响应贡献. 在CO₂浓度保持稳定阶段(拐点后), 辐射强迫恒定导致混合快响应贡献不再变化, 但GMST仍呈现继续增长的趋势(图2中黑线在第70年后继续增温), 因此这种增长来源于深层海洋的变化: 拐点后, 深层增温开始快于上层海洋, 造成上下层增温梯

度减弱(图2(b)中的绿线),意味着混合层分配到深层海洋的热量也开始减少(图2(c)中的绿线),从而可以促进表面温度的增长.因此,深层海洋增温快于混合层会对GMST的增长产生一个间接的正反馈效应.需要特别注意的是,这并不意味着深层海洋向混合层放热,更不代表海洋向大气放热.

由海洋快、慢响应贡献的分解结果可知,在 CO_2 浓度快速增长时,GMST的变化主要由混合层的快响应贡献主导,因此GMST快速增长,二者的变化基本同步.在 CO_2 浓度保持稳定后,虽然GMST的快响应贡献不再增长,但深层海洋的增温还在持续,导致慢响应贡献仍在不断增加,从而导致上下层温差减小,进而使上层向下分配的热量减少.因此,GMST持续缓慢增长,从而与 CO_2 浓度的变化不再同步,体现了深层海洋增温对热量分配的反馈作用.

2.3 不同情景下的海洋快、慢响应贡献

为了说明海洋快、慢响应贡献在不同情景下的情况,本文比较了一维两盒模型在 CO_2 浓度先增长(每年增加1%)后保持稳定,以及 CO_2 先增长(每年增加1%)后减少(每年减少0.1%)两种路径下的结果(图3(a)和(b)).这两种路径可以分别与RCP4.5和RCP2.6情景在2100年前的模拟情况进行定性类比:即在辐射强迫先增后稳定情景下,GMST在拐点前后分别以快、慢两种速率增长;而在先增后减情景下,GMST在拐点前增长,在拐点后变化很小.在拐点前,快响应贡献主要跟随辐射强迫的路径,并且主导了该阶段GMST的变化,这在两种情景中都得到了验证.而在拐点后,在辐射强迫保持稳定情景下,慢响应贡献主导了GMST的缓慢增长;在辐射强迫下降的情景下,慢响应贡献的增长基本抵消了快响应贡献减弱的效应,从而使拐点后GMST基本保持不变.因此,在拐点后辐射强迫保持稳定或者减弱的两种不同情景中,GMST和辐射强迫变化都不再同步,原因都来自于深层海洋的慢响应贡献,这体现了深层海洋缓慢演变过程对GMST变化的重要调节作用.

先增后减情景驱动下的GMST(图3(b))在拐点后基本保持不变.但如果对第70年(辐射强迫单调增长阶段)和第200年(辐射强迫减弱阶段)的结果进行比较,就可以发现:虽然两个时刻的GMST变化基本相同,但第70年的变化主要由快响应贡献主导,慢响应贡献的贡献很小;而在第200年,慢响应贡献却不

忽视,其大小约为第70年的4倍.这说明了深层海洋缓慢增温对GMST增长的贡献比例在不断增大,如果要在2100年实现 1.5°C 或者 2°C 的温升目标,辐射强迫下降路径的选择(包括峰值大小、何时下降、下降速率等)都会影响慢响应贡献在GMST变化中的比例,从而成为影响低温升目标实现的重要因素.在辐射强迫单调快速增长情景下,CMIP5模式预估 1.5°C 或者 2°C 温升目标的达到时间都远远早于2100年.因此相对于《巴黎协定》在21世纪末的低温升目标,这些情景都会低估深层海洋缓慢演变对GMST的贡献,因为慢响应的贡献会随着时间的演变而发挥越来越重要的作用.

深层海洋的缓慢调整使得气候系统在外强迫下的变化不会很快达到平衡态.由描述该模型的方程(1)及(2)可知,平衡态到达的条件是上层和深层海洋的增温达到一致,即 $T=T_D$.将图3(a)和(b)中两种情景的积分模拟从200年扩展到2000年(图3(c)和(d),其中图3(d)中辐射强迫在减弱到工业革命前的水平后保持恒定.在辐射强迫先增后稳定的情景下,上下层海洋都一直在增温;但深层海洋的增温在拐点后开始快于混合层,从而导致二者的增温梯度不断减小,进而减小了深层海洋的增温速率及对表面温度的反馈作用,延长了海洋达到平衡态的时间.辐射强迫先增后稳定情景下的最终平衡态意味着整层海洋的温度都被提高了相同的幅度.

在辐射强迫先增后减的情景中,拐点后由于辐射强迫的减弱导致上层海洋增温逐渐减小,而深层海洋的增温则会持续增长一段时间后再下降,因此在某个时间点深层海洋的增温开始大于上层海洋,即上下层海洋的增温梯度得到了逆转(并非指总的温度梯度得到了逆转).由于之后辐射强迫在持续减少,所以深层海洋的增温会一直大于海洋混合层,温室效应带来的额外热量(并非气候系统总的热量)从深层海洋分配到上层海洋,再向大气释放.在辐射强迫减弱到工业革命前水平并保持稳定后,深层海洋和上层海洋的增温会不断减小直到归零,也就意味着温室效应存储于海洋中的热量又完全被释放出去.在这两种情景下,辐射强迫停止变化后,都需要千年的时间尺度(垂直蓝色虚线到红色虚线)才能达到准平衡态.

在本文中,上层海洋与大气和深层海洋之间的热交换系数都设定为常数,所以达到准平衡态的时

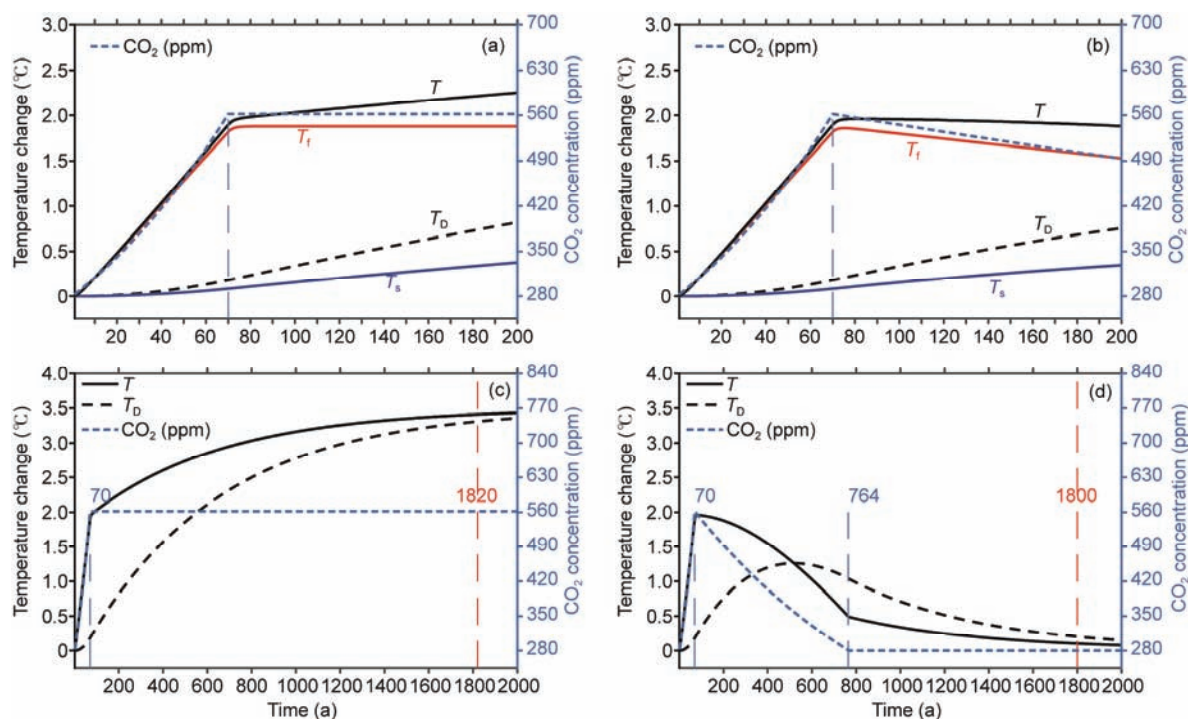


图3 一维两盒模型在CO₂先增后稳定及先增后减情景下(蓝色虚线表示CO₂变化路径)的模拟结果。(a), (b) 两种情景下GMST的变化(黑线), 与其快响应贡献(红线)和慢响应贡献(蓝线)。(c), (d)为在两种情景下降模拟时间扩展到2000 a的情况。其中, 垂直红线为达到准平衡态(定义为 T 与 T_0 的温差为0.1℃)的时间, 垂直蓝线为辐射强迫拐点的位置。(d)中的第二个拐点为CO₂浓度重新降低到工业革命前的时间(第764年)

Figure 3 Results based on two-box model under two scenarios with CO₂ firstly increases and then holds constant and CO₂ firstly increases and then decreases (the blue dotted line indicates CO₂ pathway), respectively. (a) and (b) are GMST change and its fast contribution (red line) and slow contribution (blue line) from ocean; (c) and (d) are results from simulations extend to 2000 a. The vertical red lines indicate the year reaching equilibrium, as when difference between T and T_0 is 0.1℃, vertical blue lines show the turning point of the radiative forcing pathway. Note that the second turning point in (d) shows CO₂ return to pre-industrial level at 764 a

间长短与辐射强迫最后稳定时的辐射强迫大小有关, 如果温室气体浓度保持稳定时对应的辐射强迫越强, 达到平衡态需要的时间就越久。实际海洋中, 海洋动力过程对外强迫的响应, 如经向翻转环流、上升流、潜沉等过程的变化, 会导致上下层海洋的热交换系数随着时间发生改变, 这在Held等人^[7]的研究中有详细讨论。热交换系数的变化会对海洋内部热量分配及GMST的演变产生影响, 从而使理想模型对气候模式输出结果的模拟产生一定偏移, 这对本文定性分析得到的结论没有太大影响, 但是需要未来深入地进行研究。

3 不同情景中等温升时刻的气候变化差异

3.1 全球平均的差异

由以上章节可知, 在不同辐射强迫变化路径下GMST的变化和海洋内部热力结构的演变都会有很

大的不同。这对低温升目标的实现以及区域气候变化有何影响呢? 目前的研究中, 大都分析了CMIP5多个情景中辐射强迫单调情景(如RCP4.5, RCP6.0和RCP8.5)中温升目标到达的时间、相应的温室气体浓度值和气候响应等^[23-26], 这与辐射强迫先增后减情景(RCP2.6)中的结果又会有什么区别呢? 为此我们分别选取了RCP4.5和RCP2.6两种情景下GMST达到相同温升值的时刻(等温升时刻)的情况来进行比较。RCP2.6情景下多模式集合平均的结果中, GMST的最大增温都没有超过2℃(1.93℃), 并且在2050年后变化很小, 所以我们首先选取RCP2.6情景中GMST在2100年的温升值(1.83℃)作为参考, 进而确定了RCP4.5情景中GMST达到该相同温升值的时刻为2033年(即图1(a)和(b)中垂直黑色虚线的位置)。后文中所提到的等温升时刻即RCP4.5中的2033年和RCP2.6中的2100年。值得注意的是, 等温升时刻在RCP4.5情景中位于拐点前, 即处于辐射强迫单调增

长阶段,且远早于2100年;而在RCP2.6情景中则位于拐点后,即处于辐射强迫下降阶段,其对应的辐射强迫值略低于RCP4.5情景。

由图1(c)和(d)给出海温演变图可以看出,两个等温升时刻海洋内部的增温结构存在差别。为了更好地显示这一特征,图4(a)单独比较了这两个等温升时刻海洋增温的垂直剖面,可以明显看出海洋内部的增温在RCP2.6情景中要大于RCP4.5,二者的差异在100~2000 m深度都大于0.1℃,甚至在200~1000 m深度超过了0.2℃。这种特征由两个因素决定:(1)虽然RCP2.6情景中的辐射强迫在2045年左右就开始下降但却仍为正值,上层海洋的总增温幅度在2100年前仍大于深层海洋,所以热量还在不断地分配到深层海洋导致其增温;(2)由于RCP2.6情景中的等温升时刻(2100年)远晚于RCP4.5(2033年),海洋内部累积热量的时间更长。这两个因素的综合作用使得等温升时刻下,海洋内部的增温值在RCP2.6情景中更大,并且升温的最大值出现在100~3000 m深度。这造成两个等温升时刻海洋层结结构(或热力结构)的重大差异:在RCP4.5情景中,海洋层结在整个深度都表

现为加强,层结强化的最大值出现在100 m左右的深度;而在RCP2.6情景中,却出现了50~300 m层结减弱的情况,同时层结强化的最大位置也下移到500 m左右深度。这说明了海洋层结的变化在两个等温升时刻截然不同,从而可能造成全球混合层、温跃层、海洋环流等发生重要变化,进而影响全球气候。

在两个等温升时刻,RCP2.6情景下海洋内部(特别是中深层海洋)的增暖要大于RCP4.5。这不但对海洋层结有影响,还会造成全球平均海平面的上升幅度在两个等温升时刻产生重大差异。图5给出了RCP4.5和RCP2.6情景下全球平均海洋增温引起的海平面上升随时间的变化。对比两条曲线可以发现,RCP2.6中等温升时刻(蓝色虚线位置)海平面的上升值为16.39 cm,几乎是RCP4.5中(黄色虚线位置, 9.01 cm)的2倍。这说明海洋内部累积的热量在前者中要远大于后者,因此海平面高度的变化很好地体现了海洋内部缓慢演变过程在全球变暖中的重要效应^[27]。此外还可以看出,尽管RCP2.6情景在2045年后辐射强迫逐渐减弱,但海水热膨胀引起的海平面上升却在不断持续,突显了海平面高度上升问题的严峻

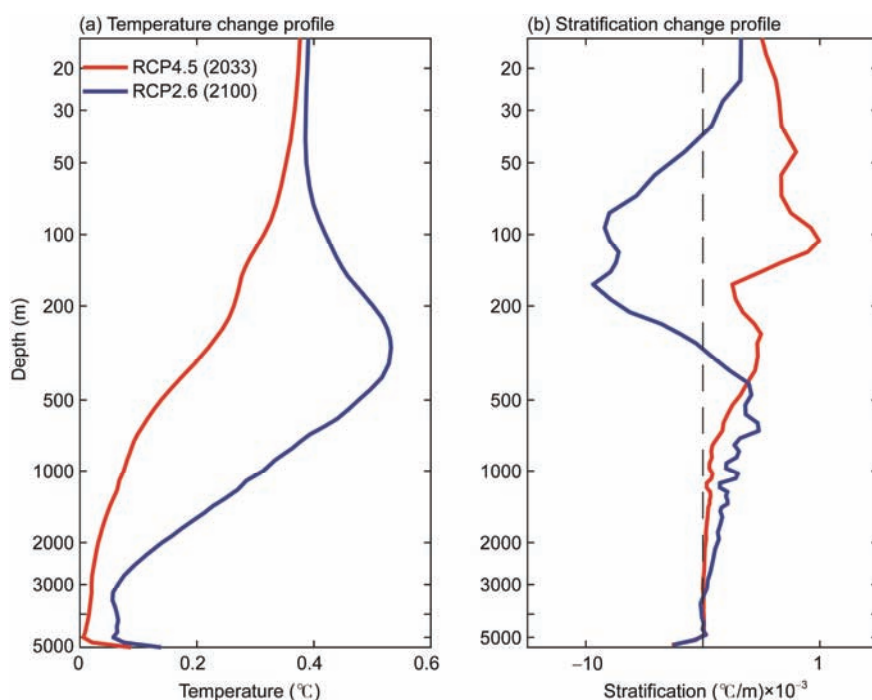


图4 多模式集合平均得到的等温升时刻(RCP4.5中的2033年和RCP2.6中的2100年)的变化。(a)全球平均海温相对于工业革命前(1850~1899年平均)。(b)全球平均海温层结(垂直温度梯度)的变化(相对于1850~1899年的层结),注意并非增温场的垂直梯度

Figure 4 Multi-model ensemble-mean results under the same GMST increase at 2033 in RCP4.5 and at 2100 in RCP2.6. (a) Global-mean ocean temperature changes relative to pre-industrial (1850–1899 mean); (b) global-mean ocean stratification (vertical temperature gradient) change relative to pre-industrial (1850–1899 mean), note that it is different from the vertical gradient of the warming anomalies

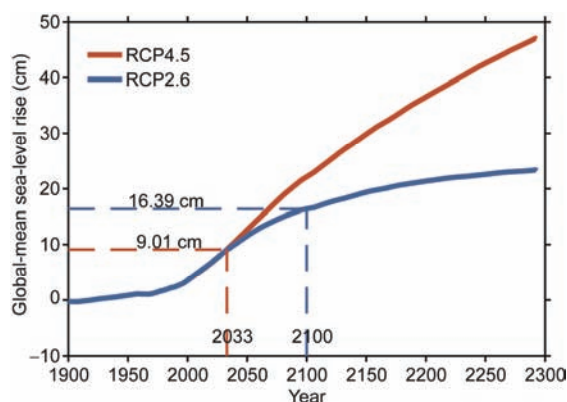


图5 RCP4.5和RCP2.6情景下由于热膨胀导致的全球平均海平面的变化(thermosteric sea-level)在多模式集合平均中的结果. 在等温升时刻, RCP4.5情景下上升为9.01 cm, RCP2.6情景下为16.39 cm

Figure 5 Global-mean thermosteric sea-level rise due to seawater warming under RCP4.5 and RCP2.6 scenarios. Despite under the same GMST increase, global-mean thermosteric sea-level rise is 9.01 cm at 2033 in RCP4.5 and 16.39 cm at 2100 in RCP2.6.

性. 同时, 这也体现了温室气体增加所引起的作用并非是一个瞬时的过程, 温室气体浓度增加期间海洋内部会不断累积热量, 然后长时间作用于气候系统. 以上结果也提示我们, 如果使用辐射强迫单调增长情景来研究21世纪末低温升目标下的气候变化情况, 会在未来海平面上升的预估方面产生重大偏差. 此

外, 考虑到海平面上升具有很强的区域性结构^[1], 这一偏差可能在某些区域会被严重放大. 值得注意的是, 全球变暖下极地冰川的融化也是海平面上升的重要因素, 本文是从海洋内部在不断吸收热量从而持续增温这一角度出发, 强调海水热膨胀作用会引起海平面的不断升高.

3.2 全球空间结构的差异

等温升时刻下, 海洋内部变化在两种不同情景中存在重大差别, 这对全球气候有什么影响呢? 在此我们进一步比较了两个等温升时刻表面温度增温场的空间结构异同. 为了尽量减少自然变率的影响, 我们选取了以两个等温升时刻为中心的21 a的平均变化场来进行表征: 即RCP2.6情景下的变化(2090~2110年平均)与RCP4.5情景下的变化(2023~2043年平均).

由图6(a)和(b)中的结果可以发现, 从整体来看两个等温升时刻的全球表面温度增温的空间分布型非常相似的, 都表现出极地增温强化、北半球增温大于南半球、北大西洋和南大洋增温较弱, 以及赤道地区呈现类厄尔尼诺和类印度洋偶极子分布等特征^[28]. 但是, 在不同区域的增温幅度及空间结构还是存在

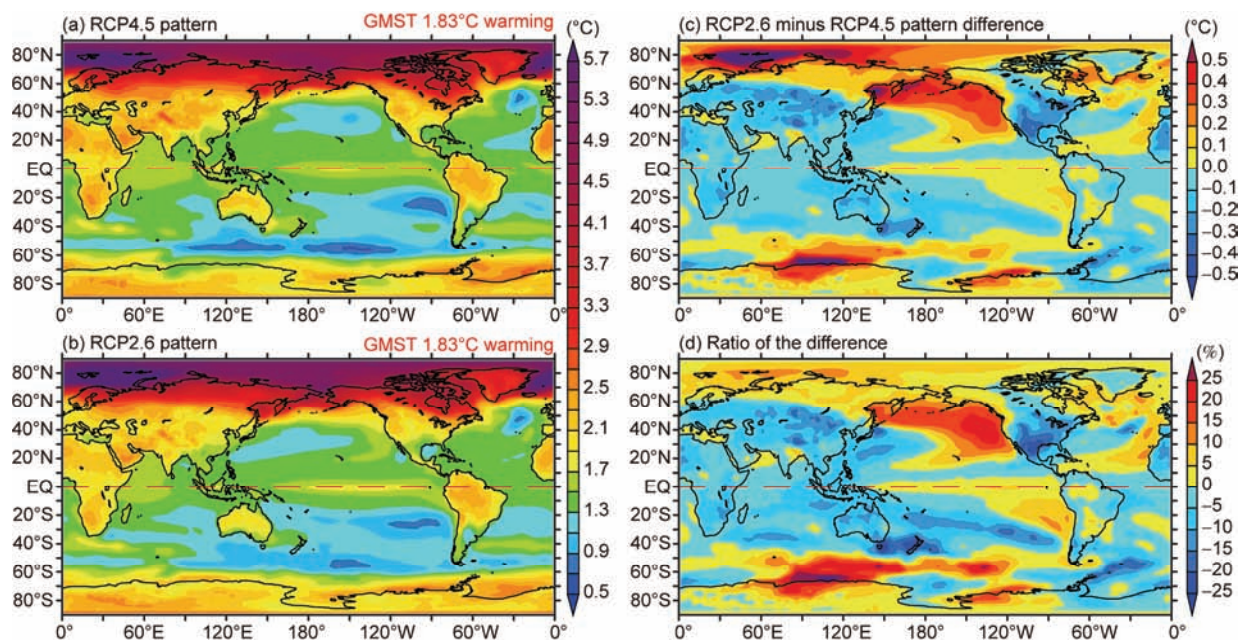


图6 两种情景中的等温升时刻下多模式平均的表面温度空间分布型. RCP4.5(a)和RCP2.6(b)情景中全球表面温度增温空间分布型, (c)为前者差异场, (d)为该差异场占RCP2.6情景中增温场的百分比

Figure 6 Multi-model ensemble-mean surface patterns. Global surface temperature warming pattern under RCP4.5 (a) and RCP2.6 (b) scenario. (c) The difference between patterns in (a) and (b); (d) is the ratio of the difference account for the total warming pattern in RCP2.6

一定不同. 为此, 我们比较了两个增温场空间分布型的差异(图6(c)), 并计算了该差异占RCP2.6情景下增温场的比例大小(图6(d)).

在图6(c)中, 表面温度增温场的差异最大值出现在北冰洋、北太平洋及南大洋, 增温在RCP2.6中大于RCP4.5, 其差异幅度可达 0.4°C 左右. 而北半球中纬度陆地面上的增温则在RCP2.6中小于RCP4.5, 其差异幅度也较大. 由图6(d)所给出的差异场所占比例可以看出, 北冰洋的增温差异幅度虽然大, 但是所占比例却只有5%~10%. 而在北太平洋、太平洋副热带、南大洋和北美洲这些区域, 不仅增温差异值大, 其所占比例也可达20%左右. 这说明, 尽管两个等温升时刻GMST的增长相同, 但在一些特定区域增温差异会非常显著. 需要注意的是, 中纬度地区自然变率的影响非常大^[29], 从而会给这些区域的未来预估带来更大的不确定性. 此外, 两个等温升时刻的表面增温差异场在热带太平洋和热带印度洋分别表现出类-厄尔尼诺和类-印度洋偶极子的特征. 该差异占的比例虽然不大(5%左右), 但由于热带区域很小的温度变化就可能引起非常强烈的海气相互作用及遥相关影响, 所以该差异可能也不容忽视. 而对于陆地区域, 表面增温在RCP2.6中基本都弱于RCP4.5, 这主要源于前者在拐点后辐射强迫持续下降所引起的.

此外, 两个等温升时刻的表面增温差异场与前人得到的海洋慢响应贡献的空间分布型很相似^[7,12], 并且也与前人在 CO_2 先增后减情景的单个气候模式模拟结果^[30]相一致, 特别体现在南大洋、北大西洋、北太平洋、热带东太平洋和热带印度洋等海域. 其主要原因在于, 海洋动力学的作用对这些海区的增温结构差异起着重要的作用. 前面介绍了深层海洋的缓慢增温在辐射强迫拐点后会对GMST的增长有一个间接的正反馈作用(即上层减少向深层分配的热量从而促进表面增温). 将这种全球平均的情况扩展到水平空间场, 可以推断出, 如果在某些区域海洋动力学导致的垂向热传递非常强, 那么这些区域在辐射强迫上升时分配到深层海洋的热量也会更多, 因此表面温度增温相对较弱. 进而在辐射强迫拐点后, 深层海洋增温对表面温度有着更强的正反馈作用, 从而表现出在拐点后这些区域表面温度增温相对更强, 也就意味着拐点前后两个阶段区域增温的结构会显著不同. 在海洋内部, 除了垂向的热传递, 水平平流的热输送作用也非常重要, 因此导致表面温度的增

温空间结构更为复杂. 比如在热带地区, 与上升流相关的海洋动力学及其引起的海气相互作用也发挥了重要作用^[31]: 上升流向上输送的冷水, 在拐点前的辐射强迫上升阶段会抑制表面的增温, 而在拐点后会间接地促进表面增温. 这是由于拐点后由于赤道下层海洋增温更大^[7,12], 上升流向上输送的海水也相应变暖, 从而可以减弱上升流对表面增温的抑制作用.

4 结论及展望

本文分析了CMIP5多模式模拟的GMST在辐射强迫先增后保持稳定和先增后减两种情景下的变化, 以及相应的海洋内部的演变过程. 进而, 利用一维两盒模型对海洋快、慢响应贡献进行了分解, 从而定性解释了GMST在辐射强迫变化拐点后二者之间变化不再同步的现象的原因. 针对《巴黎协定》低温升目标这一气候变化研究热点, 本文阐明了海洋特别是深层海洋的缓慢演变过程对实现低温升目标的重要作用, 并揭示了不同辐射强迫变化路径下, GMST增长相同时一些关键气候变量会存在重要差异. 最新研究表明, 要实现《巴黎协定》提出的低温升目标, 在21世纪气候系统需要经历温室气体浓度先增后减的情景. 但在目前使用的大多数辐射强迫单调增长情景中, 低温升目标的时间远早于2100年, 因此不能将其简单类比21世纪末温升目标到达时的气候变化情况, 这是因为随着时间推进, 辐射强迫情景下深层海洋缓慢演变的贡献将越来越重要. 因此, 如果想要更准确地评估低温升目标下的气候变化情况及影响, 需要首先以温升目标为出发点确定合适的温室气体浓度变化路径, 然后研究对应路径下的气候系统响应, 进而根据经济社会的发展进程, 确定最优的温室气体排放控制方案.

本文得到的结论主要如下.

(1) 不同情景下GMST的变化特征是由海洋快、慢响应的贡献比例所决定的. 在辐射强迫快速增长时, 混合层对外强迫的快速响应主导了GMST的变化, 因此GMST与辐射强迫基本同步变化. 而在拐点后, 不管辐射强迫是保持稳定还是减弱, GMST与辐射强迫变化不再同步, 这都源于深层海洋的缓慢增温效应, 它对GMST的贡献在不断增长.

(2) 温室气体排放路径的选择会影响海洋层结的变化, 以及海洋内部累积的热量, 进而显著影响热膨胀引起的海平面上升幅度.

(3) 在不同辐射强迫情景下GMST的等温升时刻, 全球表面增温场的空间结构也存在显著差异. 在很多区域, 这种差异占总增温场的比例甚至可以达到20%左右. 在海洋上, 这种差异产生的原因与不同海域海洋动力学作用的强弱紧密相关; 而在陆地上, 主要与辐射强迫的强弱有关.

本文的分析结果表明, 深层海洋不仅在辐射强迫上升时迟滞GMST的增长, 更重要的是会随着时间的演变而发挥越来越重要的作用, 特别是在辐射强迫减弱后. 深层海洋慢响应的贡献及其在GMST变化中所占的比例与温室气体浓度变化路径中的关键因素, 包括峰值累积浓度大小、先增后减的拐点时间及下降速率等有密切关系, 这对实现《巴黎协定》制定的低温升目标非常关键. 我们需要注意CO₂排放量与CO₂

浓度的区别, 大气中的CO₂浓度取决于人类排放与自然系统吸碳固碳的净值, 是一个累积量, CO₂排放量的降低并不意味着CO₂浓度的减少. 人类排放CO₂的量与自然系统的固碳量相当时, CO₂浓度才会停止升高. 只有当人类的碳排放少于自然系统的固碳量或者采取额外的固碳手段时, CO₂浓度才可能不断降低. 这也意味着我们需要采取更有力的限制措施来应对, 减少人类自身的碳排放量以及发展可能的固碳方式. 同时需要指出的是, 为了更好地理解海洋快、慢响应过程对于区域气候的影响, 并考虑到不同海域地理和水文环境的差异, 我们需要进一步研究不同海区对全球变暖的具体快、慢响应及其对应的海洋热力、动力过程, 从而为全面揭示海洋对气候系统的调控作用提供理论基础.

致谢 感谢气候模式诊断和比较计划(PCMDI)以及世界气候研究计划(WCRP)耦合模式工作组提供的CMIP5多模式数据集.

参考文献

- 1 IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. 1–1552
- 2 Kosaka Y, Xie S P. Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. *Nature*, 2013, 501: 403–407
- 3 Chen X, Tung K K. Varying planetary heat sink led to global-warming slowdown and acceleration. *Science*, 2014, 345: 897–903
- 4 Meehl G A, Teng H, Arblaster J M. Climate model simulations of the observed early-2000s hiatus of global warming. *Nat Clim Change*, 2014, 4: 892–902
- 5 Liu W, Xie S P, Lu J. Tracking ocean heat uptake during the surface warming hiatus. *Nat Commun*, 2016, 7: 10926
- 6 Yao S L, Luo J J, Huang G, et al. Distinct global warming rates tied to multiple ocean surface temperature changes. *Nat Clim Change*, 2017, 7: 486–491
- 7 Held I M, Winton M, Takahashi K, et al. Probing the fast and slow components of global warming by returning abruptly to preindustrial forcing. *J Clim*, 2010, 23: 2418–2427
- 8 Dickinson R E. Convergence rate and stability of ocean-atmosphere coupling schemes with a zero-dimensional climate model. *J Atmos Sci*, 1981, 38: 2500–2514
- 9 Manabe S, Bryan K, Spelman M J. Transient-response of a global ocean atmosphere model to a doubling of atmospheric carbon-dioxide. *J Phys Oceanogr*, 1990, 20: 722–749
- 10 Stouffer R J. Time scales of climate response. *J Clim*, 2004, 17: 209–217
- 11 Andrews T, Forster P M, Boucher O, et al. Precipitation, radiative forcing and global temperature change. *Geophys Res Lett*, 2010, 37: L14701
- 12 Long S M, Xie S P, Zheng X T, et al. Fast and slow responses to global warming: Sea surface temperature and precipitation patterns. *J Clim*, 2014, 27: 285–299
- 13 Frolicher T L, Winton M, Sarmiento J L. Continued global warming after CO₂ emissions stoppage. *Nat Clim Change*, 2014, 4: 40–44
- 14 Zickfeld K, Solomon S, Gilford D M. Centuries of thermal sea-level rise due to anthropogenic emissions of short-lived greenhouse gases. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2017, 114: 657–662
- 15 Mann M E. Defining dangerous anthropogenic interference. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2009, 106: 4065–4066
- 16 Mitchell D, James R, Forster P, et al. Realizing the impacts of a 1.5°C warmer world. *Nat Clim Change*, 2016, 6: 735–737
- 17 Wang G, Cai W, Gan B, et al. Continued increase of extreme El Niño frequency long after 1.5 °C warming stabilization. *Nat Clim Change*, 2017, 7: 568–572

- 18 Xie S P, Kosaka Y. What caused the global surface warming hiatus of 1998–2013? *Curr Clim Change Rep*, 2017, 3: 128–140
- 19 Sanderson B M, O'Neill B C, Tebaldi C. What would it take to achieve the Paris temperature targets? *Geophys Res Lett*, 2016, 43: 7133–7142
- 20 Sanderson B M, Xu Y, Tebaldi C, et al. Community climate simulations to assess avoided impacts in 1.5 and 2°C futures. *Earth Syst Dyn*, 2017, 8: 827–847
- 21 Xu Y, Ramanathan V. Well below 2°C: Mitigation strategies for avoiding dangerous to catastrophic climate changes. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2017, 114: 10315–10323
- 22 Taylor K E, Stouffer B J, Meehl G A. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull Amer Meteorol Soc*, 2012, 93: 485–498
- 23 Chen X C, Xu Y, Yao Y. Changes in climate extremes over China in a 2°C, 3°C, and 4°C warmer world (in Chinese). *Chin J Atmos Sci*, 2015, 39: 1123–1135 [陈晓晨, 徐影, 姚遥. 不同升温下中国地区极端气候事件变化预估. *大气科学*, 2015, 39: 1123–1135]
- 24 Guo X J, Huang J B, Luo Y, et al. Projection of heat waves over China for eight different global warming targets using 12 CMIP5 mod-els. *Theor Appl Climatol*, 2017, 128: 507–522
- 25 Guo X J, Huang J B, Luo Y, et al. Projection of precipitation extremes for eight global warming targets by 17 CMIP5 models. *Nat Hazards*, 2016, 84: 2299–2319
- 26 Hu T, Sun Y, Zhang X B. Temperature and precipitation projection at 1.5 and 2°C increase in global mean temperature (in Chinese). *Chin Sci Bull*, 2017, 62: 3098–3111 [胡婷, 孙颖, 张学斌. 全球 1.5°C 和 2°C 温升时的气温和降水变化预估. *科学通报*, 2017, 62: 3098–3111].
- 27 Cheng L, Trenberth K E, Fasullo J, et al. Taking the pulse of the planet. *EoS*, 2017, 98, doi: 10.1029/2017EO081839
- 28 Xie S P, Deser C, Vecchi G A, et al. Global warming pattern formation: Sea surface temperature and rainfall. *J Clim*, 2010, 23: 966–986
- 29 Deser C, Phillips A, Bourdette V, et al. Uncertainty in climate change projections: The role of internal variability. *Clim Dyn*, 2012, 38: 527–546
- 30 Chadwick R, Wu P L, Good P, et al. Asymmetries in tropical rainfall and circulation patterns in idealised CO₂ removal experiments. *Clim Dyn*, 2013, 40: 295–316
- 31 Luo Y, Lu J, Liu F, et al. The role of ocean dynamical thermostat in delaying the El Niño-like response over the equatorial Pacific to climate warming. *J Clim*, 2016, 30: 2811–2827

Summary for “海洋对全球变暖的快慢响应与低温升目标”

Slow ocean response and the 1.5 and 2°C warming targets

Shangmin Long^{1,2,3}, Shangping Xie^{2,3}, Qinyu Liu³, Xiaotong Zheng³, Gang Huang⁴,
Kaiming Hu⁴ & Yan Du^{1*}¹ State Key Laboratory of Tropical Oceanography, South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301, China;² Scripps Institution of Oceanography, University of San Diego, La Jolla 92093-0206, USA;³ Key Laboratory of Physical Oceanography, Ministry of Education, College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China;⁴ State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

* Corresponding author, E-mail: duyan@scsio.ac.cn

Recent studies reveal that to achieve the 1.5 or 2°C warming target proposed in the 2015 Paris Agreement, greenhouse gas (GHGs) concentration is required to decrease after reaching a peak around the middle of this century, distinct from most scenarios without configuring GHGs concentration decrease. Climate response to external radiative forcing under two different scenarios is then investigated in this study by simulations from 8 models participating in phase 5 of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5). Based on an idealized two-box (ocean mixed layer and the deeper layer) model, global-mean surface temperature (GMST) change is further divided into components due to the fast response of the ocean mixed-layer (fast contribution) and the deeper ocean slow evolution (slow contribution), respectively, to explain the GMST trajectory in CMIP5 simulations. The response time-scale is 3–5 a for the fast contribution and decades to centuries for the slow contribution. Under the scenario with radiative forcing (RF) firstly increases and then levels off towards a constant after 2070 (RCP4.5), GMST rises rapidly at the first stage and slowly after RF levels off. In comparison, under the scenario with RF firstly increases and then decreases after 2045 (RCP2.6), GMST rises rapidly to a peak below 2°C and then declines at a very slow rate, following a nearly flat trajectory between 2050 and 2100. Corresponding to the GMST change, the deeper ocean warms faster than the upper ocean after the RF levels off in RCP4.5 while decreasing in RCP2.6. In fact, the GMST trajectory depends on the ratio between the fast and slow contributions from the ocean at different stages under different RF pathways. During the RF increase period, GMST mainly follows the RF pathway because the fast contribution dominates. After RF holds constant or decreases, slow contribution due to the deeper ocean warming increases persistently, causing the GMST change to deviate from the RF pathway when RF holds constant or decreases. As a result, contribution from the deeper ocean slow warming to the magnitude and trajectory of GMST change cannot be neglected in scenarios for the 1.5 and 2°C low warming target. For RCP2.6, GMST increase is 1.83°C in 2100, the time when RF is in decrease. In contrast, for RCP4.5, GMST reaches the same increase in 2033, the time when RF is still increasing. Despite the same GMST increase, climate responses in 2033 under RCP4.5 are distinct from that in 2100 under RCP2.6. For example, ocean stratification weakens in 50–300 m in 2100 under RCP2.6 but strengthens at all depths in 2033 under RCP4.5 due to the persistent heat accumulation in the deeper ocean. Global-mean thermosteric sea-level rise due to thermal expansion of seawater warming is much higher in RCP2.6 (16.39 cm) than that in RCP4.5 (9.01 cm). Moreover, surface warming pattern displays substantial structural differences between RCP2.6 and RCP4.5, especially over regions with strong ocean dynamics and hence large deeper ocean feedback to surface warming. Specifically, surface warming is notably larger over the North Pacific Ocean and Southern Ocean in 2100 under RCP2.6 than that in 2033 under RCP4.5, while the opposite is true over the subtropical and mid-latitude land regions in the Northern Hemisphere. Under most CMIP5 scenarios without a RF decrease, the 1.5 or 2°C GMST warming target is projected to reach much earlier than 2100, which are used in some studies to represent the climate responses for the Paris targets at the end of this century. These results underestimate the effect of the deeper ocean slow contribution and are biased in projecting climate response for the Paris targets.

global warming, global-mean surface temperature, fast and slow responses, 1.5°C, 2°C, warming target, CMIP5

doi: 10.1360/N972017-01115