

# 干、湿大气环流模式中地表增温的 经向分布及其机制

李娟<sup>1,2</sup> 夏炎<sup>1</sup> 杨军<sup>1,†</sup>

1. 北京大学物理学院大气与海洋科学系, 北京 100871; 2. 96941 部队, 北京 102208;

† 通信作者, E-mail: junyang@pku.edu.cn

**摘要** 使用耦合了平板海洋的三维大气环流模式, 探究理想条件下极地增温放大现象的产生机制。实验中关闭海冰和云的辐射效应, 固定地表反照率, 并将海洋经向热量输送设置为零。通过控制地表蒸发的有无, 模拟湿大气和干大气两种情形。模拟结果显示, CO<sub>2</sub>浓度加倍后, 湿大气环流模式中存在极地增温放大的现象, 而干大气环流模式中不存在这种现象。在干大气环流模式中, 地表增温幅度基本上不随纬度变化, 即均匀增温。湿大气环流模式中, CO<sub>2</sub>浓度加倍导致的直接辐射强迫和水汽反馈导致的辐射效应都是热带比极地更强, 唯一能够解释湿大气中极地增温放大原因的是从赤道向极地的大气能量传输增强。在干大气环流模式中, 从赤道向极地的热量输送及其变化比湿大气弱很多, 因此无法支持极地增温放大现象。干大气中的均匀增温是CO<sub>2</sub>的直接辐射强迫和普朗克效应相互竞争的结果。研究表明, 与水汽相关的经向热量输送是地球极地增温放大的关键因素, 而在基本上没有水汽的火星上, 可能不会出现极地增温放大现象。

**关键词** 极地增温放大; 干大气; 湿大气; 经向热量输送; 普朗克效应

## Meridional Patterns of Surface Warming and the Underlying Mechanisms in Dry and Moist AGCMs

LI Juan<sup>1,2</sup>, XIA Yan<sup>1</sup>, YANG Jun<sup>1,†</sup>

1. Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871;

2. 96941 PLA Troops, Beijing 102208; † Corresponding author, E-mail: junyang@pku.edu.cn

**Abstract** Using an atmospheric general circulation model (AGCM) coupled to a slab ocean, the mechanisms for producing the PWA (polar warming amplification) in idealized conditions are investigated. In the simulations, both ice albedo feedback and cloud radiative effects are turned off, but realistic radiative transfer of greenhouse gases (such as CO<sub>2</sub>) and atmospheric heat transport are included. Surface albedo is fixed and meridional oceanic heat transport is set to zero everywhere. Through turning on or off surface evaporation, the model is a moist AGCM or becomes a dry AGCM. Results show that under doubling atmospheric CO<sub>2</sub> concentration, PWA occurs in the moist AGCM but not in the dry AGCM. In the dry AGCM, the increases of surface temperatures are nearly uniform from the equator to the poles. The radiative forcing of increased CO<sub>2</sub> and water vapor feedback are stronger in the tropics than those in the polar region, so that the only mechanism for driving the PWA in the moist AGCM is an enhanced meridional heat transport. In the dry AGCM, the poleward heat transport also increases with a much smaller magnitude, so that it is not able to support a PWA. This study emphasizes that water vapor and its associated meridional heat transport are necessary for the PWA on Earth, and PWA may not occur in a dry atmosphere such as Martian atmosphere.

**Key words** polar warming amplification; dry AGCM; moist AGCM; meridional heat transport; Planck effect

因分子结构特征, CO<sub>2</sub>允许太阳短波辐射透过, 但阻挡地表向外的长波辐射。CO<sub>2</sub>等温室气体通过吸收地表向外的长波辐射来加热地表和大气, 导致地表温度升高。工业革命以来, 大气中CO<sub>2</sub>浓度增加120 μL/L。陆地和海洋表面温度数据显示, 1880—2012年, 全球平均地表温度升高0.85±0.2 K<sup>[1]</sup>。1976年以来, 全球平均地表温度每10年大约增加0.15 K<sup>[2-4]</sup>。在气候平衡态下, CO<sub>2</sub>浓度加倍后的全球平均地表升温幅度称为“平衡气候敏感性”, 该变量用于衡量气候对温室气体浓度等扰动的敏感性。根据联合国政府间气候变化专门委员会(IPCC)第五次评估报告, 平衡气候敏感性的范围是1.5~4.5 K<sup>[1]</sup>。然而, 地表温度的变化在各个区域并不是均匀的。近几十年来, 北极的近地面气温增加是全球平均水平的2~3倍<sup>[5-7]</sup>, 这一显著特征被称为“北极增温放大”或“极地增温放大”现象。极地地区的气温敏感性相对较大, 而热带地区的气温敏感性相对较小, 这种不均匀性是现代地球气候系统的特征之一, 也在古气候重建数据中有所体现<sup>[8]</sup>。

决定气候敏感性和极地增温放大现象的因素有CO<sub>2</sub>的直接辐射强迫, 还有水汽正反馈、冰雪反照率正反馈、云反馈、温度廓线斜率反馈、地表蒸发反馈、普朗克效应以及海洋与大气经向热量输送等过程<sup>[9-16]</sup>, 不同气候反馈之间的非线性叠加对最终气候敏感性的大小也有一定程度的影响<sup>[17]</sup>。

已有研究表明, 在全球变暖背景下, 极地发生的正反馈过程是导致极地增温放大现象的关键因素<sup>[18-22]</sup>。在各种可能的反馈机制中, 最明确的正反馈是冰雪反照率反馈<sup>[23-25]</sup>。冰雪反照率反馈指CO<sub>2</sub>增加导致地表温度升高, 冰雪融化, 海冰厚度和覆盖面积减小, 地表反照率随之减小, 使地表吸收更多的太阳短波, 从而导致地表进一步升温, 并加剧冰雪融化。同时, 海冰的隔热作用减弱, 使越来越多的开阔洋面直接与大气接触, 也有利于维持较高的地表温度。由于高反照率的冰雪主要分布在极地, 极地的冰雪反照率反馈是极地增温放大效应的主要机制之一<sup>[26-27]</sup>。

水汽正反馈指CO<sub>2</sub>升高导致地表和大气温度升高, 使饱和水汽压增大, 大气层中水汽含量增加。由于水汽是一种很强的温室气体, 能够吸收地表向外的长波辐射, 因此使地表进一步升温, 从而形成一个正反馈过程。

云反馈比较复杂, 现在还不能确定其为正反馈

还是负反馈。高层云主要为冰云, 能够透过太阳辐射, 同时减弱地表向外长波辐射, 净效果是温室效应。低层云主要为液态水云, 反照率高, 主要效应是反射太阳辐射, 从而降低地表温度。在全球变暖背景下, 云的高度、云水路径、云覆盖率以及云的微物理过程(如云粒子大小)等都发生变化, 且在不同区域有不同的响应, 因此云反馈的过程非常复杂<sup>[28-29]</sup>。在所有气候反馈过程中, 云反馈的净效果不确定性最大。

普朗克效应指CO<sub>2</sub>浓度增加导致地表和大气温度升高, 更高的温度会使地球系统向外辐射更多的能量, 产生冷却的效果。因此普朗克效应是一种负反馈机制, 且不同区域的反馈强度不同。假定黑体辐射情况下大气以等效辐射温度 $T$ 向上发射的长波辐射 $R$ , 则满足斯蒂芬-玻尔兹曼定律:  $R = \sigma T^4$  ( $\sigma$ 是斯蒂芬-玻尔兹曼常数)。对于温度较高和温度较低的两个不同区域, 在某一扰动下, 如果向外长波辐射减小量相同, 则温度较低区域的增温幅度会更大。因为极地温度比赤道低, 所以普朗克效应可以促进极地增温放大现象。实际的大气或地表并不是黑体, 不满足黑体辐射情形, 但依然可以促进极地增温放大的形成。

地球接收太阳短波辐射并向外发出长波以保持能量平衡, 并维持相对稳定的温度。低纬度地区净接收能量, 而高纬度地区净失去能量, 这种能量分布的不均衡性驱动大气和海洋环流。大气和海洋通过经向热量输送使热带地表温度降低, 同时使得极地地表温度升高。当CO<sub>2</sub>浓度增加时, 这种经向热量输送也发生变化<sup>[30-31]</sup>。如果经向热量输送增加, 则极地的升温幅度将高于热带; 如果经向热量输送减少, 则极地的升温幅度将低于热带。本文选用的气候模式是大气环流模式, 不包含海洋动力, 因此主要讨论经向大气热量输送对不同区域升温幅度的影响, 不考虑海洋热量输送的影响。

导致极地增温放大的因素很多, 至于哪些是其中最关键和最基本的因素, 仍然处于争论中<sup>[32-39]</sup>。虽然冰雪反照率反馈被认为是导致极地增温放大的主要机制之一, 但诸多研究表明, 在没有冰雪反照率反馈的气候模式模拟中, 也可以出现极地增温放大现象<sup>[40]</sup>。例如, Cai<sup>[16,41]</sup>使用干的(没有水汽和地表蒸发)或湿的(有水汽和地表蒸发)四箱气候模式, 发现大气经向热量输送对极地增温放大起到至关重要的作用。在这一简单箱式气候模式中, Cai<sup>[16,41]</sup>发

现是否产生极地增温放大以及放大的幅度取决于经向热量传输的效率参数( $\mu_A$ )。当 $\mu_A$ 等于零或很小时,不会出现极地增温放大现象,而是出现热带增温放大现象,即当 $\text{CO}_2$ 浓度增加时,热带的增温幅度大于极地的增温幅度(参阅文献[16]中图2(b)和文献[41]中图1);当 $\mu_A$ 值较大时,才会出现极地增温放大现象。也就是说, $\mu_A$ 值的大小对地表增温的经向分布至关重要,而现在的地球恰好处于 $\mu_A$ 较大的区域。本文使用三维大气环流模式重新研究这一课题,探究在干大气环流和湿大气环流两种情形下,经向热量输送的强弱以及地表增温的经向分布及其机制。

## 1 大气环流模式与实验设计

我们使用三维大气环流模式CAM3,研究地表增温的经向分布及其机理。为了较清晰地揭示其形成机理,本文着重研究较为理想条件下 $\text{CO}_2$ 浓度加倍时地表增温的经向分布,重点考虑水汽与大气热量输送的影响,而不考虑冰雪反照率反馈、云反馈和海洋热量输送等过程。实验中去除海陆差异,模式耦合了一个50 m的全球平板海洋模块,即全球都是均匀的热力惯性。将海洋经向热量输送设置为零,故海洋环流及其变化也不考虑。地表反照率固定为0.25,地表温度可以降低到零度以下,但是并不结冰,因此地表反照率不发生变化,即关闭冰雪反照率反馈过程。同时,云的长波和短波辐射效应都设置为零,模拟实验中可以有云的形成、消散以及降水等过程,但不影响辐射传输过程。

实验中考虑两种不同的大气:湿大气和干大气。在湿大气实验中,既有水汽的蒸发,也有水汽辐射传输、湿对流、水汽凝结潜热释放以及降水等过程。在干大气实验中,关闭地表潜热蒸发,且初始大气中水汽含量和云水含量都设置为零,因此没有任何与水有关的过程。臭氧浓度设置为零,因此不考虑臭氧含量对平衡态气候的影响。为了进一步简化,行星倾角和偏心率也都设置为零,因此没有季节变化。本研究共进行4组实验,分别是300  $\mu\text{L/L}$   $\text{CO}_2$ 的湿大气(M300)、600  $\mu\text{L/L}$   $\text{CO}_2$ 的湿大气(M600)、300  $\mu\text{L/L}$   $\text{CO}_2$ 的干大气(D300)和600  $\mu\text{L/L}$   $\text{CO}_2$ 的干大气(D600)。每组实验分别有3个不同的初始场。以全球平均地表温度250 K为第一个初始场,干大气中1倍 $\text{CO}_2$ 浓度、2倍 $\text{CO}_2$ 浓度和3倍 $\text{CO}_2$ 浓度运行出平衡态结果(分别为记为D300\_1,

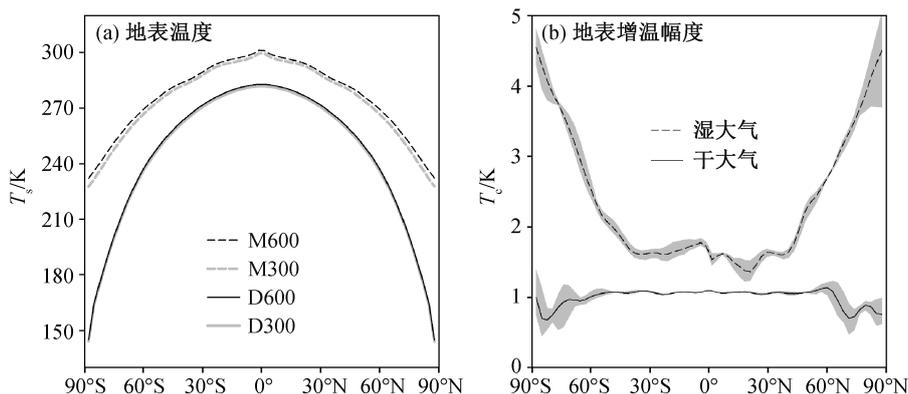
D600\_1和D1200\_1),湿大气中1倍 $\text{CO}_2$ 浓度、2倍 $\text{CO}_2$ 浓度、3倍 $\text{CO}_2$ 浓度运行出平衡态结果(分别记为M300\_1, M600\_1和M1200\_1)。第二个和第三个实验以另外两个浓度的平衡态作为初始场,例如干大气1倍 $\text{CO}_2$ 浓度以干大气2倍 $\text{CO}_2$ 浓度的平衡态结果(D600\_1)为初始场,运行出第二个平衡态结果(D300\_2);以干大气3倍 $\text{CO}_2$ 浓度的平衡态结果(D1200\_1)为初始场,运行出第三个平衡态结果(D300\_3)。利用这3个不同初始场条件的平衡态(D300\_1, D300\_2和D300\_3)的平均值作为干大气1倍 $\text{CO}_2$ 浓度这一组的结果,另外3组用同样的方式设置不同的初始场。每个实验运行30个模式年,模式在20年内达到平衡,用最后5年的平均场进行平衡态分析,并将不同初始场的实验做集合平均,以此作为每组实验的最终气候平衡态。

本文实验中使用的是三维大气环流模式,比Cai等<sup>[16,41-42]</sup>使用的箱式模式复杂很多,其中有两点重要的区别:1)我们的实验中包含真实的辐射传输过程, $\text{CO}_2$ 的辐射强迫及其随纬度的分布是由辐射传输模块直接计算得出的,而不是简单地指定;2)我们使用的模式可以自洽地计算经向热量传输的大小及其变化,而不需要通过指定某些参数(如 $\mu_A$ )来实现。在后面的讨论中,可以发现这两点对结果很重要。

通过比较干大气环流模式和湿大气环流模式的计算结果,本文将重点回答以下两个科学问题:1)水汽在极地增温放大现象中起怎样的作用?或者说,水汽通过哪些机制影响地表增温的经向不均匀性?2)在没有水汽的干大气环流模式中是否有极地增温放大效应?为什么?

## 2 温度的变化

如图1(a)所示,湿大气环流模式中,因为没有海陆差异和季节变化,纬向平均地表温度在赤道南北呈对称分布。随着纬度增加,太阳高度角减小,地表接收短波辐射逐渐减少,因此地表温度都随纬度增加而减小,赤道附近地表温度最大。湿大气模式中全球平均地表温度为282 K,赤道与极地的温差为72 K。干大气模式中,纬向平均地表温度在赤道南北也呈对称分布,并随纬度增加而减小,与湿大气模式类似。干大气模式中全球平均地表温度为260 K,赤道与极地的温差为138 K,大于湿大气模式。干大气模式的地表温度低于湿大气模式,主要



下角标 s 表示地表, 下角标 c 表示变化; (b) 中灰色阴影区表示不同初始场实验的增温范围

图 1 纬向平均地表温度及增温幅度随纬度的变化

Fig. 1 Zonal-mean surface temperature and warming range as a function of latitude

是因为水汽这一温室气体使得湿大气模式中的地表温度更高。

如图 1(b)所示, 温室气体  $\text{CO}_2$  浓度加倍后, 不同纬度的地表温度整体升高。湿大气模式中, 由于  $\text{CO}_2$  浓度加倍导致的全球平均地表增温约为 2.1 K。增温最大值为 4.7 K, 出现在两极, 中低纬地区地表升温约为 1.7 K, 即  $\text{CO}_2$  浓度加倍导致极地地区的升温为全球平均水平的 2~3 倍, 存在明显的极地增温放大现象。干大气模式中, 全球平均地表增温约为 1.1 K, 地表升温纬向分布比较均匀, 没有极地增温放大现象, 两极附近的副极地地区(南北纬  $60^\circ$  左右)地表温度变化出现微弱的波动特征(波动范围在 0.4 K 内)。初步分析表明, 这种波动可能与急流的南北移动有关。

从总体上看, 湿大气模式中的平衡气候敏感性是干大气模式的两倍, 与 Manabe 等<sup>[43]</sup>—维辐射传输模式的结果一致。气候敏感性加倍的主要原因是湿大气模式中的水汽正反馈效应。湿大气模式中存在极地增温放大现象, 而干大气模式中各纬度的增温幅度几乎均匀, 不存在极地增温放大现象。

在垂直方向, 随着大气层高度上升, 温度逐层降低(图 2(a)和(c))。这是因为太阳辐射直接加热地表, 使地表成为大气的加热源, 大气接收地表向上长波辐射。在所有实验中, 平流层臭氧浓度为零, 因此在湿大气和干大气模式中都没有出现平流层逆温。湿大气模式中, 热带地区( $30^\circ\text{S}$ — $30^\circ\text{N}$ )对流层中上层的水平温度梯度很小, 主要是大气波动(包括重力波、热带 Rossby 波和 Kevin 波)和哈德雷环流共同作用的结果, 是弱温度梯度近似<sup>[44]</sup>。干大气模式中也有类似的现象。

$\text{CO}_2$  浓度加倍后, 湿大气模式中增温最大值在热带上方 150~300 hPa 高度范围(图 2(b))。这是因为哈德雷环流上升区域水汽充足, 这些水汽在被抬高过程中凝结, 释放的潜热可以有效地加热大气。当  $\text{CO}_2$  浓度加倍时, 更多的水汽被输送到对流层上层, 进而凝结, 释放潜热, 使热带对流层上层成为升温幅度最大的一层, 大体上是一个湿绝热过程。干大气模式中, 因为缺少水汽凝结和潜热释放过程, 大气增温的最大值在近地表(图 2(d))。

有趣的是, 在干大气模式中, 南北半球  $60^\circ$ — $90^\circ$  的纬度范围内, 近地表出现明显的逆温层, 即地表温度小于其上层大气的温度(图 2(c))。湿大气模式中基本上没有出现这种逆温现象。干大气模式中逆温层的出现有 3 个方面的原因: 1) 在行星边界层以上, 来自低纬度的水平热量输送可以有效地加热自由大气, 但是在边界层以内, 由于摩擦作用, 水平热量输送较弱; 2) 极地大气中只有  $\text{CO}_2$ , 没有水汽, 大气的温室效应很弱, 接收的太阳辐射也很弱, 因此近地表大气很冷, 容易产生辐射冷却; 3) 干大气模式中水平热量输送比湿大气弱, 但向外长波辐射比湿大气强。

湿大气模式下, 随着高度增加, 大气温度逐渐降低(图 3(a))。 $\text{CO}_2$  浓度加倍后, 湿大气的增温幅度总体上呈现随高度先增大后减小的趋势, 在 200~500 hPa 之间增温幅度较大; 全球平均地表增温幅度约为 2.1 K, 300 hPa 处增温幅度约为 2.8 K(图 3(b))。在对流层的上层呈现增温放大的趋势, 主要是水汽凝结并释放潜热的结果。

如图 3(a)所示, 干大气模式中, 平衡态下的大气温度与湿大气模式一样地呈现随高度增加逐渐降

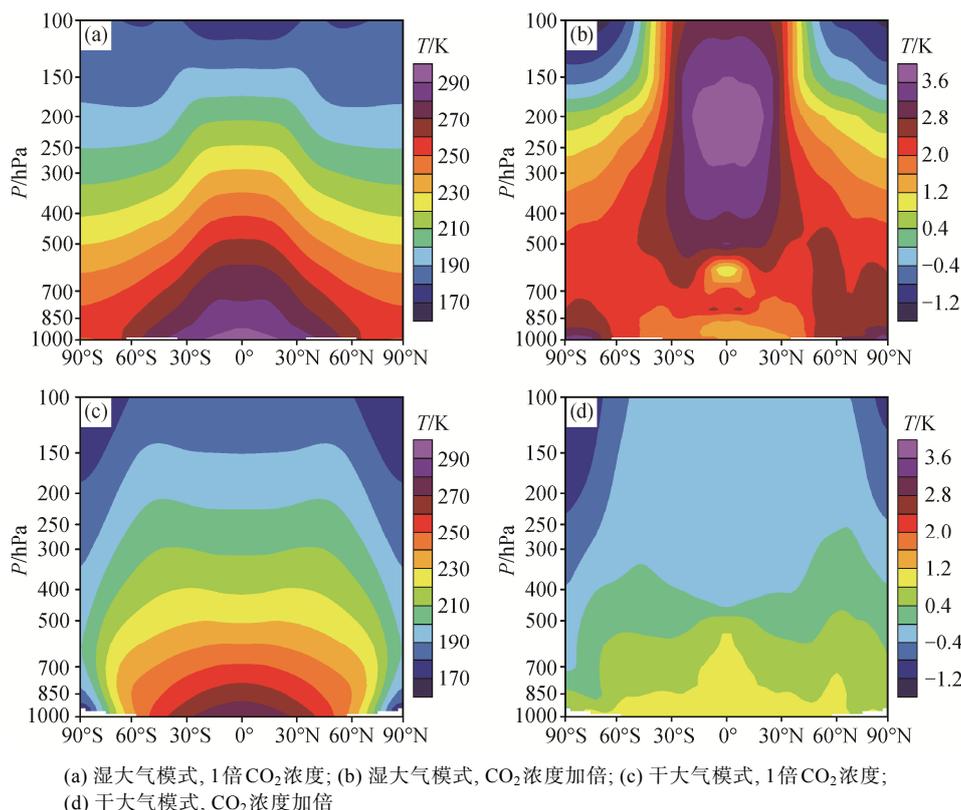


图2 纬向平均大气温度及其增量随气压和纬度的变化

Fig. 2 Zonal mean air temperature and its increment as a function of pressure and latitude

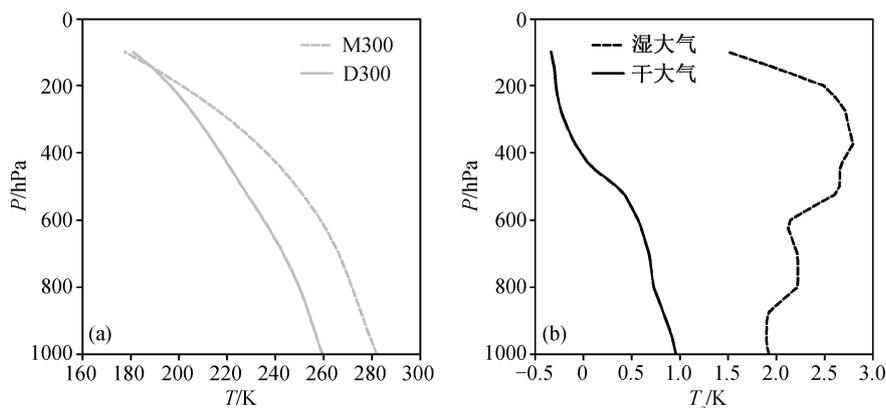


图3 全球平均大气温度及其增量随高度的变化

Fig. 3 Global mean air temperature and its increment as a function of pressure

温的趋势,但其温度都低于湿大气模式。如图3(b)所示,CO<sub>2</sub>浓度加倍后,干大气模式中增温幅度基本上随着高度增加逐渐减少;地表增温幅度约为1 K,500 hPa高度增温幅度为0.4 K,400 hPa以上高度转为降温。在任意高度层,干大气模式中增温幅度都小于湿大气模式。

### 3 大气环流的变化

湿大气模式中,纬向平均风场分布与真实情况类似,在副热带30°左右出现西风急流,急流中心的风速达到60 m/s,比实际大气急流中心的风速<sup>[45]</sup>略大(图4(a))。急流中心的位置与实际西风急流中

心基本上一致。从图 2(a)中纬向平均大气温度可以看出,急流中心位置与温度梯度最大处基本上吻合。近地面西风带位于纬度  $25^{\circ}\sim 50^{\circ}$  之间,比实际西风带位置  $30^{\circ}\sim 65^{\circ}$  之间略微偏向赤道。当  $\text{CO}_2$  浓度加倍时,西风急流呈现出向极地移动的趋势(图 4(b))。

干大气模式中,地表西风带位于纬度  $30^{\circ}\sim 90^{\circ}$  之间,在低纬度地区有较弱的东风。干大气模式中西风急流中心风速为  $50\text{ m/s}$ ,比湿大气模式的急流强度弱一点,且中心位置更靠近极地,位于南北纬  $75^{\circ}$  左右。这是因为干大气模式中的经向温度梯度最大值更靠近极地(图 2(c))。当  $\text{CO}_2$  浓度加倍时,急流的中心也往极地方向移动,尤其是在平流层 ( $10\sim 100\text{ hPa}$ ) (图 4(d))。  $\text{CO}_2$  浓度加倍后,干、湿大气模式中西风急流中心的强度都增加,急流中心的位置都有所抬升。

湿大气模式中存在经典的三圈环流,即热带的哈德雷环流、中纬度的费雷尔环流和极地环流(图 5(a))。哈德雷环流上升支处于赤道正中位置,南北半球基本上对称,没有出现真实大气中哈德雷环流上升支偏北、南半球哈德雷环流更强的情形,原因在于我们的实验中没有陆地,下垫面是均匀的,也没有季节变化。费雷尔环流与哈德雷环流方向相反,在冷的地区上升,热的地区下沉,原因在于费雷尔环流主要靠中纬度波动驱动<sup>[46]</sup>。当  $\text{CO}_2$  浓度加倍后,湿大气模式中哈德雷环流存在明显的抬升趋势,使得  $300\text{ hPa}$  以上质量流函数的绝对值增大,  $300\text{ hPa}$  以下质量流函数的绝对值减小(图 5(b)),与前人的研究结果<sup>[47]</sup>类似。

干大气模式中不存在经典的三圈环流,只有两圈环流,即热带哈德雷环流和中纬度到极地的费雷尔环流。哈德雷环流上升支处于赤道正中位置,南北半球基本上对称,强度比湿大气模式中的哈德雷环流弱很多,只有湿大气模式的 20% 左右。干大气模式中费雷尔环流比湿大气模式中分布范围更广,从南北纬  $30^{\circ}$  左右一直延伸到极地地区。  $\text{CO}_2$  浓度加倍后,哈德雷环流有增强趋势(图 5(d))。

#### 4 决定地表增温经向分布的机制

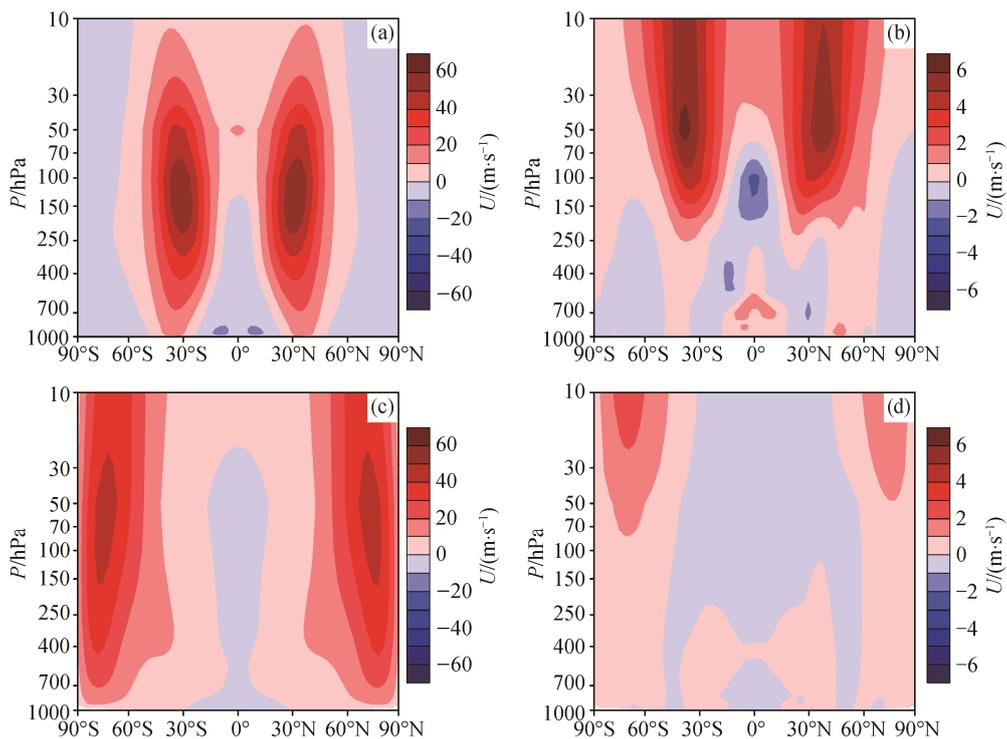
$\text{CO}_2$  浓度加倍后,干大气模式中地表温度的变化趋于均匀,热带和极地拥有几乎等量的增温幅度;湿大气模式中地表温度变化不均匀,极地的增温幅度是热带的 2~3 倍。下面从  $\text{CO}_2$  的直接辐射效应、

水汽反馈的经向分布、经向大气热量输送的变化和普朗克效应 4 个方面,分析形成这种增温的经向分布的机制。

湿大气模式中,  $\text{CO}_2$  浓度加倍后的辐射强迫在短波波段接近零,在长波波段随纬度增加而逐渐较小。长波辐射强迫的最大值在热带地区,达到  $5\text{ W/m}^2$ ; 最小值在极地地区,只有  $1.6\text{ W/m}^2$ ; 全球平均值为  $4.2\text{ W/m}^2$  (图 6(a))。总体而言,湿大气模式中  $\text{CO}_2$  浓度加倍对低纬度地区的辐射强迫比高纬度地区强,不利于产生极地增温放大现象。有趣的是,长波波段的辐射强迫最大值并不在赤道,而是在南北纬  $15^{\circ}$  左右,原因在于湿大气中存在水汽,且赤道地区水汽含量最大,水汽的长波吸收与  $\text{CO}_2$  的长波吸收有重叠,这种重叠效应降低了赤道地区  $\text{CO}_2$  的辐射强迫<sup>[48]</sup>。

干大气模式中,  $\text{CO}_2$  浓度加倍后的短波辐射强迫与湿大气模式相同,也接近零,长波辐射强迫随纬度增加而逐渐较小。长波辐射强迫的最大值在热带地区,达到  $4.7\text{ W/m}^2$ ; 最小值在极地地区,接近零,甚至为负值(约为  $-0.2\text{ W/m}^2$ ); 全球平均值为  $3.5\text{ W/m}^2$  (图 6(b))。负的辐射强迫与强烈的极地逆温有关(图 2(c)):  $\text{CO}_2$  浓度增加后,大气的红外发射率增加,导致这层逆温层可以向外发射更多的红外辐射,因此其辐射强迫为负值。这种现象类似  $\text{CO}_2$  增加对平流层的冷却效应。与湿大气模式相同,干大气模式中  $\text{CO}_2$  浓度加倍对低纬度地区的辐射强迫比高纬度地区强。相比而言,干大气模式中赤道与极地的长波辐射强迫差异约为  $4.7\text{ W/m}^2$ ,大于湿大气模式(约为  $3\text{ W/m}^2$ )。

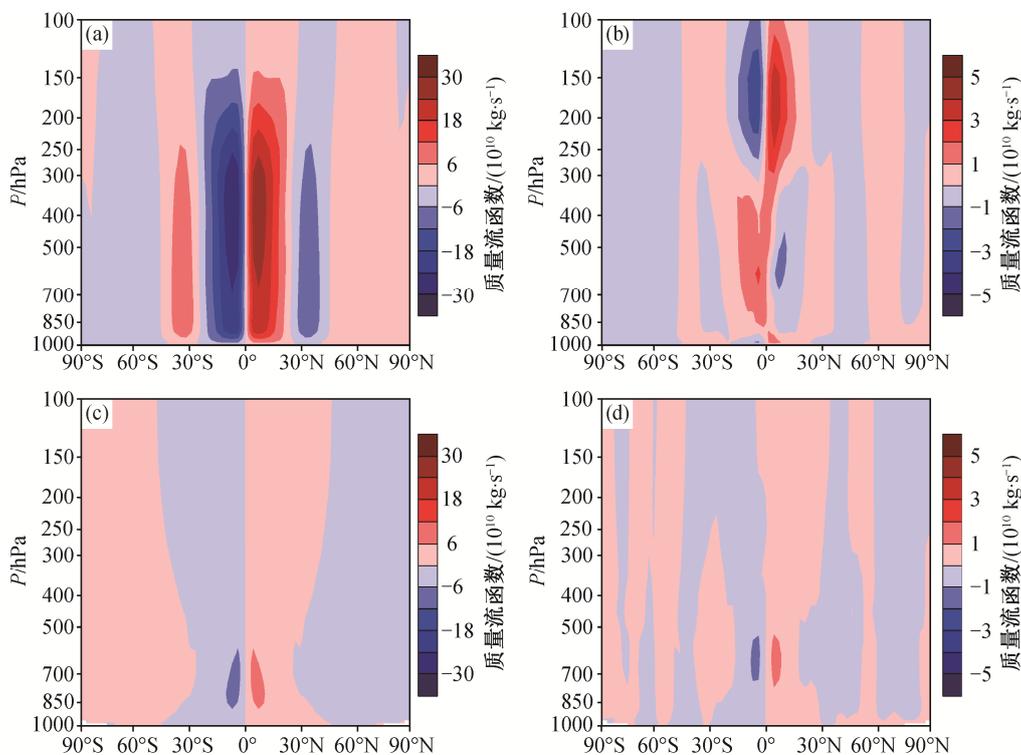
干大气模式中没有水汽,也就没有水汽反馈。湿大气模式中,垂直积分水汽含量随着纬度增加而逐渐减小(图 7(a))。当  $\text{CO}_2$  浓度加倍后,水汽含量在不同纬度都有所增加,但是赤道地区的增加幅度 ( $4.9\text{ kg/m}^2$ ) 远大于高纬度地区(约为  $0.8\text{ kg/m}^2$ ) (图 7(b)),原因在于热带地区温度高于高纬度地区,而水汽含量与温度成指数关系。  $\text{CO}_2$  浓度加倍后的水汽含量增加量与  $\text{CO}_2$  浓度加倍前水汽含量的比值(即水汽的相对增加量),高纬度地区在 24% 以上,且远高于中低纬度地区(图 7(c))。水汽的长波辐射强迫整体上呈现随纬度增加而逐渐减小的趋势(图 7(d)),最大值在赤道地区,达到  $7.0\text{ W/m}^2$ ; 最小值在极地地区,接近零,甚至为负值(约为  $-0.2\text{ W/m}^2$ )。单从水汽辐射强迫的角度看,有利于赤道地



(a) 湿大气模式, 1倍CO<sub>2</sub>浓度; (b) 湿大气模式, CO<sub>2</sub>浓度加倍; (c) 干大气模式, 1倍CO<sub>2</sub>浓度; (d) 干大气模式, CO<sub>2</sub>浓度加倍

图 4 纬向平均风速及其增量随气压和纬度的变化

Fig. 4 Zonal mean zonal wind and its increment as a function of pressure and latitude



(a) 湿大气模式, 1倍CO<sub>2</sub>浓度; (b) 湿大气模式, CO<sub>2</sub>浓度加倍; (c) 干大气模式, 1倍CO<sub>2</sub>浓度; (d) 干大气模式, CO<sub>2</sub>浓度加倍

图 5 纬向平均质量流函数及其增量随气压和纬度的变化

Fig. 5 Zonal mean mass stream function and its increment as a function of pressure and latitude

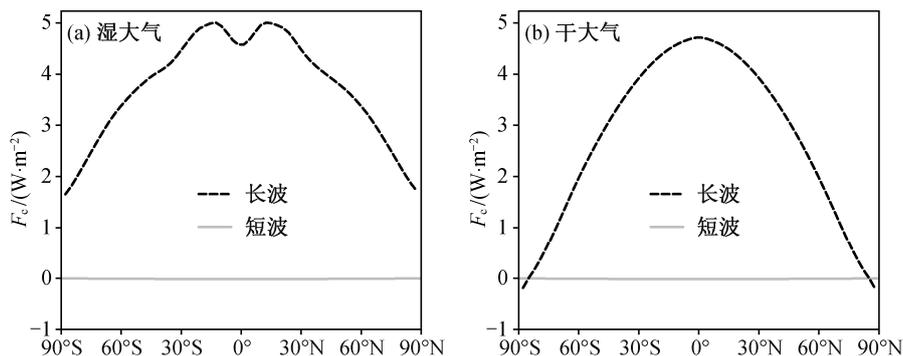
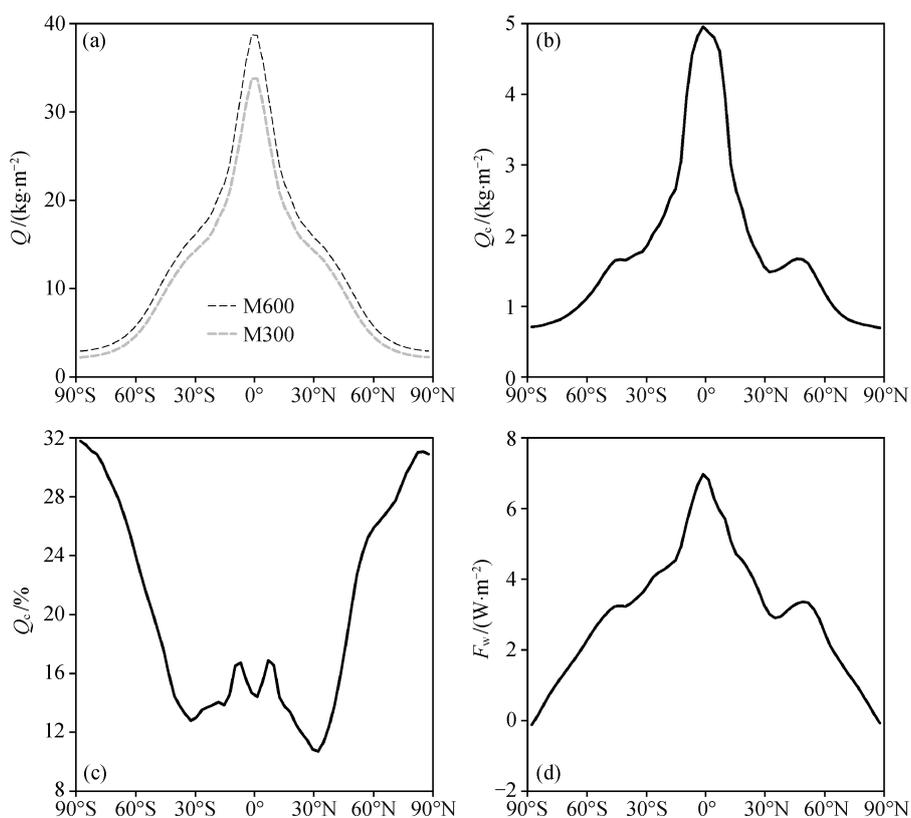


图 6 CO<sub>2</sub> 浓度加倍后大气层顶纬向平均辐射强迫( $F_c$ )随纬度的变化

Fig. 6 Zonal-mean radiative forcing ( $F_c$ ) as a function of latitude at the top of the atmosphere (TOA) after doubling CO<sub>2</sub>



(a) 纬向平均的垂直积分水汽含量( $Q$ )随纬度的变化; (b) CO<sub>2</sub> 加倍后垂直积分水汽含量( $Q_c$ )随纬度的变化; (c) CO<sub>2</sub> 加倍后垂直积分水汽含量( $Q_c$ )随纬度的相对变化; (d) 水汽在大气层的顶纬向平均长波辐射强迫( $F_w$ )随纬度的变化

图 7 湿大气中水汽相关物理量随纬度变化

Fig. 7 Water vapor related physical quantities as a function of latitude for moist atmosphere

区增温, 不利于极地增温放大。水汽的辐射强迫与其相对变化量近似成正比<sup>[49-50]</sup>, 主要是由水汽的吸收系数随波数的变化规律(吸收系数的对数与波数成正比)决定的。但是, 这一规律只对通常讨论的线吸收成立, 对于连续吸收并不成立<sup>[50]</sup>。地表温度随纬度增加而不断减小, 进而来自地表的可供水汽吸收的长波辐射随纬度增加而减少, 因此水汽增加

的辐射强迫随纬度增加而减少。并且, 低纬度地区水汽增量远高于高纬度地区, 因此水汽反馈有利于热带区域增温, 不利于产生极地增温放大现象。

综上所述, 无论是 CO<sub>2</sub> 浓度加倍后的直接辐射强迫, 还是水汽反馈导致的水汽增加量, 都是在热带区域更多, 在极地区域更少, 更有利于热带区域增温, 说明在湿大气模式中出现的极地增温放大现

象不是  $\text{CO}_2$  直接辐射强迫导致的,也不是水汽反馈导致的,其主要机制是经向热量输送。

图 8(a)显示模式中不同  $\text{CO}_2$  浓度下大气层顶的净辐射收支,即短波辐射通量减去长波辐射通量,也等于大气经向热量输送的散度。

湿大气模式中,该值在南北纬  $40^\circ$  范围内为正,表明该地区净得到能量;南北纬  $40^\circ$  范围以外为负值,表明该地区净失去能量。大气经向热量输送是将低纬度区域净得到的能量向极地输送,补偿高纬度区域净失去的能量,从而使不同纬度都保持能量平衡。湿大气模式中  $\text{CO}_2$  浓度加倍后,赤道与极地之间的辐射收支差异增大,赤道地区增加幅度为  $3.2 \text{ W/m}^2$ ,极地减小幅度为  $6.5 \text{ W/m}^2$ ,低纬度地区得到更多的能量,同时极地失去更多的能量(图 8(b))。这表明湿大气模式中  $\text{CO}_2$  浓度加倍后,更多的能量从赤道向极地输送,更有效地加热极地区域,有利于出现极地增温放大现象。

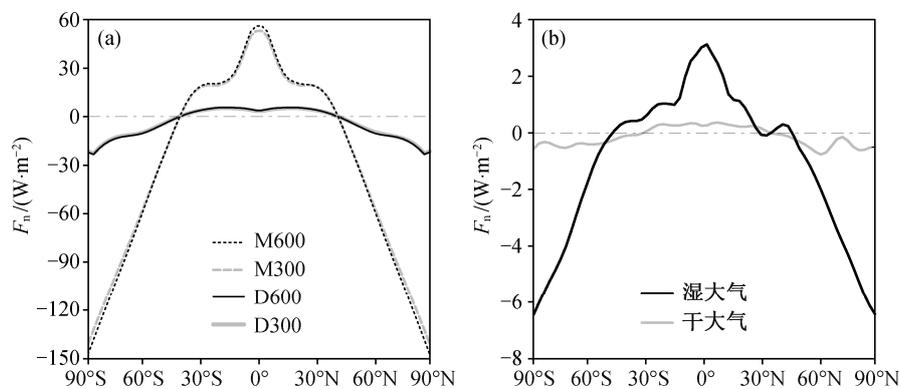
干大气模式中,大气层顶净辐射收支的经向变化趋势与湿大气模式类似,但是变化幅度小很多,只有湿大气模式的 15% 左右(图 8(a))。这是因为干大气模式中的经向大气环流比湿大气模式中弱很多(图 5),并且在干大气模式中没有经向潜热输送,只有显热和势能输送。 $\text{CO}_2$  浓度加倍后,干大气模式中向极地的经向热量输送也增强,但其增量明显低于湿大气模式中能量输送的增量,只有湿大气模式的 20% 左右(图 8(b))。总之,干大气模式中  $\text{CO}_2$  浓度加倍后,赤道向极地的经向热量输送增量相对较弱,不利于产生极地增温放大现象。

干大气模式中,虽然  $\text{CO}_2$  的直接辐射效应在热带比极地区域大很多(图 6),并且经向热量输送的

增加量很少,但是热带和极地却呈现均匀的增温,其物理机制主要是普朗克效应。模式中每个网格点对应的温度与长波辐射关系曲线的斜率表示普朗克效应的大小,斜率越大,普朗克效应越小。从图 9(a)可以看到,大气层顶向外长波辐射随地表温度变化的斜率在低温情况下比在相对高温情况下小很多,说明在相同的辐射扰动下,极地区域的增温幅度比热带区域大。干大气模式中改变单位温度需要的能量从赤道向极地逐渐减小,有利于极地增温放大,因此在干大气模式中,极地依然可以拥有与热带区域等量的增温幅度。

湿大气模式中,大气层顶向外长波辐射随地表温度变化的斜率在低温情况与在相对高温情况下基本上接近,因此普朗克效应不明显。值得注意的是,当温度高于  $295 \text{ K}$  时,大气层顶向外长波辐射随温度升高而降低,主要原因是赤道区域的水汽含量很高,大气中的水汽基本上接近饱和,产生很强的水汽温室效应,降低了向外长波辐射。这种超强的温室效应有利于提高热带增温幅度。

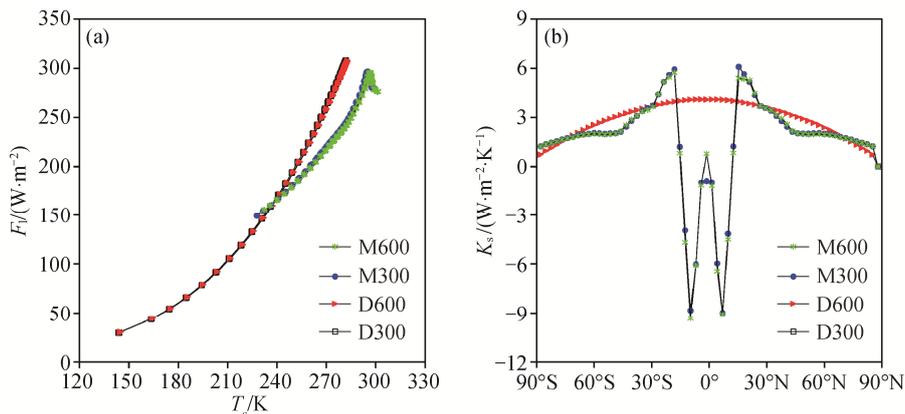
大气层顶红外辐射通量随相应纬度地表温度的变化梯度更清晰地说明普朗克效应对不同纬度增温的影响(图 9(b))。干大气模式中,这一梯度随纬度增加而减小,说明同样增加  $1 \text{ K}$ ,热带需要的辐射强迫比极地大,同时也说明在相同的辐射强迫下,热带的增温幅度比极地小。湿大气模式中,随纬度减小,改变单位温度需要的能量逐渐增加,纬度小于  $15^\circ$  后迅速减小,到南北纬  $10^\circ$  左右后又逐渐增加。由于水汽含量很高,超强的水汽温室效应降低了向外的长波辐射,有利于热带增温幅度提高。湿大气模式中,这一梯度在热带为负值,即地表温度越高,



(a) 纬向平均大气层顶净辐射( $F_{\text{net}}$ ); (b)  $\text{CO}_2$  浓度加倍后大气层顶净辐射的变化

图 8 纬向平均大气层顶净辐射及其增量随纬度变化

Fig. 8 Zonal mean net radiation flux and the increment at the top of the atmosphere as a function of latitude



(a) 长波辐射通量( $F_l$ )与地表温度( $T_s$ )的关系; (b) 长波辐射通量随相应纬度地表温度变化的梯度( $K_s$ )

图 9 不同纬度长波辐射通量与地表温度的关系

Fig. 9 Relationship between longwave radiation flux and surface temperature at different latitudes

大气层顶的长波辐射越少,这一点从图 9(a)中也可以看到。产生负值的主要原因是热带的水汽很多,并且随着温度增加,大气的相对湿度越高,温室效应越强。湿大气模式中,从中纬度到极地,这一梯度为正值,与热带相反,说明在湿大气模式中同样增加 1 K,热带需要的辐射强迫比极地小,同时也说明在相同的辐射强迫下,热带的增温比极地大。

上述分析进一步说明,普朗克效应在湿大气模式中不利于产生极地增温放大,而在干大气中有利于极地增温放大,或者使得极地与热带的增温幅度持平。总体上,湿大气模式中之所以出现极地增温放大现象,主要是因为经向热量输送的增加,而  $CO_2$  的直接辐射、水汽反馈和普朗克效应都不利于出现极地增温放大现象。

## 5 结论

本文使用包含真实辐射传输的三维大气环流模式,对  $CO_2$  浓度加倍后地表温度变化、大气环流变化、地表增温的经向分布及其机制进行分析,得到如下主要结论。

1) 实验结果表明,水汽是极地增温放大的必需要素。湿大气模式中存在极地增温放大现象;没有水汽的干大气模式中不存在极地增温放大现象,其增温幅度在各纬度比较均匀。

2) 湿大气模式中之所以出现极地增温放大现象,是由于经向热量输送增大的缘故。该模式中向极地热量传输的增加量比干大气模式中大很多,  $CO_2$  直接辐射强迫、水汽正反馈以及普朗克效应都不利于出现极地增温放大现象。

3) 干大气模式中  $CO_2$  直接辐射强迫在热带地区比在极地强,经向热量输送增加量很小,有利于热带增温幅度更大。但是,干大气模式中普朗克效应非常明显,有利于极地增温幅度更大。热带较强的  $CO_2$  直接辐射强迫与极地较强的普朗克效应两种过程相互竞争,净效果为各纬度均匀增温。

此外,本文实验中地表反照率是固定的,云辐射效应已被去除,也没有海洋热量输送及其变化,因此从理论上说明冰雪反照率反馈、云辐射反馈和海洋热量输送变化不是极地增温放大效应的必需要素。需要指出的是,本文只粗略地讨论了  $CO_2$  直接辐射强迫、水汽反馈、普朗克效应和经向热量输送 4 个过程,没有严格地定量计算这 4 个过程的相对贡献。在未来的研究中,可以使用辐射核心(Radiative Kernel)技术<sup>[34-35]</sup>,严格地定量区分不同过程的贡献,并将地表蒸发反馈、地表显热变化和温度廓线反馈等过程也考虑进来。例如,在湿大气模式中,热带区域的大气温度廓线显示在该区域进行的基本上是湿绝热过程,高纬度地区的大气温度廓线介于湿绝热与干绝热之间(图 2(b)),如果单从温度廓线来看,这将使得热带地区大气的温室效应比高纬度地区相对弱一点;在干大气模式中,不同纬度的大气温度廓线反馈比较均匀(图 2(d))。这种温度廓线斜率反馈过程只依据 AGCM 的输出数据是无法定量诊断的,必需依靠辐射核心技术。

## 参考文献

[1] Qin D, Plattner G K, Tignor M, et al. Climate change 2013: the physical science basis // Stocker T F, Allen

- S D, Boschung J, et al. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Geneva, 2014: 5–14
- [2] Wu Z, Huang N E, Wallace J M, et al. On the time-varying trend in global-mean surface temperature. *Climate Dynamics*, 2011, 37(3/4): 759–773
- [3] Hansen J, Ruedy R, Sato M, et al. Global surface temperature change. *Reviews of Geophysics*, 2010, 48(4): doi: 10.1029/2010RG000345
- [4] Trenberth K E, Jones P D, Ambenje P, et al. Observations: surface and atmospheric climate change // IPCC Fourth Assessment Report: Climate Change 2007. Cambridge: Cambridge University Press, 2007: 235–336
- [5] Kevin E. T. Recent climatic changes in the Northern Hemisphere. *Developments in Atmospheric Science*, 1991, 19: 377–390
- [6] Bekryaev R V, Polyakov I V, Alexeev V A. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern Arctic warming. *Journal of Climate*, 2010, 23(14): 3888–3906
- [7] Holland M M, Bitz C M. Polar amplification of climate change in coupled models. *Climate Dynamics*, 2003, 21(3/4): 221–232
- [8] Hoffert M I, Covey C. Deriving global climate sensitivity from palaeoclimate reconstructions. *Nature*, 1992, 360: doi: 10.1038/360573a0
- [9] Alexeev V A, Jackson C H. Polar amplification: is atmospheric heat transport important?. *Climate Dynamics*, 2013, 41(2): 533–547
- [10] Hartmann D L, Michelsen M L. Large-scale effects on the regulation of tropical sea surface temperature. *Journal of Climate*, 1993, 6(11): 2049–2062
- [11] Held I M, Soden B J. Water vapor feedback and global warming. *Annual Review of Energy and the Environment*, 2000, 25(1): 441–475
- [12] Dickinson R E, Meehl G A, Washington W M. Ice-albedo feedback in a CO<sub>2</sub>-doubling simulation. *Climatic Change*, 1987, 10(3): 241–248
- [13] Wetherald R T, Manabe S. Cloud feedback processes in a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1988, 45(8): 1397–1416
- [14] Graverson R G, Langen P L, Mauritsen T. Polar amplification in CCSM4: contributions from the lapse rate and surface albedo feedbacks. *Journal of Climate*, 2014, 27(12): 4433–4450
- [15] Pithan F, Mauritsen T. Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. *Nature Geoscience*, 2014, 7(3): doi: 10.1038/ngeo2071
- [16] Cai M. Dynamical greenhouse-plus feedback and polar warming amplification. Part I: a dry radiative-transportive climate model. *Climate Dynamics*, 2006, 26(7/8): 661–675
- [17] Ramanathan V. Interactions between ice-albedo, lapse-rate and cloud-top feedbacks: an analysis of the non-linear response of a GCM climate model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1977, 34(12): 1885–1897
- [18] Polyakov I V, Alekseev G V, Bekryaev R V, et al. Observationally based assessment of polar amplification of global warming. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(18): 251–254
- [19] Masson-Delmotte V, Kageyama M, Braconnot P, et al. Past and future polar amplification of climate change: climate model intercomparisons and ice-core constraints. *Climate Dynamics*, 2006, 26(5): 513–529
- [20] 赵进平, 史久新, 王召民, 等. 北极海冰减退引起的北极放大机理与全球气候效应. *地球科学进展*, 2015, 30(9): 985–995
- [21] 武丰民, 何金海, 祁莉, 等. 海冰消融背景下北极增温的季节差异及其原因探讨. *海洋学报*, 2014, 36(3): 39–47
- [22] 崔红艳, 乔方利, 舒启. 2013年北极最小海冰范围比2012年增加的原因分析. *海洋学报*, 2015, 37(11): 23–32
- [23] Screen J A, Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*, 2010, 464: doi: 10.1038/nature09051
- [24] Manabe S, Stouffer R J. Sensitivity of a global climate model to an increase of CO<sub>2</sub> concentration in the atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 1980, 85(C10): 5529–5554
- [25] 武炳义. 北极海冰融化影响东亚冬季天气和气候的研究进展以及学术争论焦点问题. *大气科学*, 2018, 42(4): 786–805
- [26] Holland M M, Bitz C M, Tremblay B. Future abrupt reductions in the summer Arctic sea ice. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(23): doi: 10.1029/2006GL028024
- [27] Kumar A, Perlwitz J, Eischeid J, et al. Contribution of sea ice loss to Arctic amplification. *Geophysical Research Letters*, 2014, 41(12): doi: 10.1002/2014GL060811

- search Letters, 2010, 37(21): doi: 10.1029/2010GL045022
- [28] Cess R D, Potter G L, Blanchet J P, et al. Interpretation of cloud-climate feedback as produced by 14 atmospheric general circulation models. *Science*, 1989, 245: 513–516
- [29] Webb M J, Senior C A, Sexton D M H, et al. On the contribution of local feedback mechanisms to the range of climate sensitivity in two GCM ensembles. *Climate Dynamics*, 2006, 27(1): 17–38
- [30] Årthun M, Eldevik T. On anomalous ocean heat transport toward the Arctic and associated climate predictability. *Journal of Climate*, 2016, 29(2): 689–704
- [31] Nummelin A, Li C, Hezel P J. Connecting ocean heat transport changes from the midlatitudes to the Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44(4): 1899–1908
- [32] Bintanja R, Graverson R G, Hazeleger W. Arctic winter warming amplified by the thermal inversion and consequent low infrared cooling to space. *Nature Geoscience*, 2011, 4(11): doi: 10.1038/ngeo1285
- [33] Stuecker M F, Bitz C M, Armour K C, et al. Polar amplification dominated by local forcing and feedbacks. *Nature Climate Change*, 2018, 8(12): doi: 10.1038/s41558-018-0339-y
- [34] Shell K M, Kiehl J T, Shields C A. Using the radiative kernel technique to calculate climate feedbacks in NCAR's Community Atmospheric Model. *Journal of Climate*, 2008, 21(10): 2269–2282
- [35] Soden B J, Held I M, Colman R, et al. Quantifying climate feedbacks using radiative kernels. *Journal of Climate*, 2008, 21(14): 3504–3520
- [36] Chylek P, Folland C K, Lesins G, et al. Arctic air temperature change amplification and the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36(14): doi: 10.1029/2009GL038777
- [37] Langen P L, Graverson R G, Mauritsen T. Separation of contributions from radiative feedbacks to polar amplification on an aquaplanet. *Journal of Climate*, 2012, 25(8): 3010–3024
- [38] Franzke C L E, Lee S, Feldstein S B. Evaluating Arctic warming mechanisms in CMIP5 models. *Climate Dynamics*, 2017, 48(9/10): 3247–3260
- [39] Boe J, Hall A, Qu X. Current GCMs' unrealistic negative feedback in the Arctic. *Journal of Climate*, 2009, 22(17): 4682–4695
- [40] Graverson R G, Wang M. Polar amplification in a coupled climate model with locked albedo. *Climate Dynamics*, 2009, 33(5): 629–643
- [41] Cai M. Dynamical amplification of polar warming. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32(22): doi: 10.1029/2005GL024481
- [42] Cai M, Lu J. Dynamical greenhouse-plus feedback and polar warming amplification. Part II: meridional and vertical asymmetries of the global warming. *Climate Dynamics*, 2007, 29(4): 375–391
- [43] Manabe S, Wetherald R T. Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1967, 24(3): 241–259
- [44] Sobel A H, Nilsson J, Polvani L M. The weak temperature gradient approximation and balanced tropical moisture waves. *Journal of the atmospheric sciences*, 2001, 58(23): 3650–3665
- [45] Hartmann D L. *Global physical climatology*. Washington: Newnes, 2015: 164–165
- [46] Smagorinsky J. General circulation experiments with the primitive equations: I. the basic experiment. *Monthly Weather Review*, 1963, 91(3): 99–164
- [47] Sling M S, O'Gorman P A. Upward shift of the atmospheric general circulation under global warming: theory and simulations. *Journal of Climate*, 2012, 25(23): 8259–8276
- [48] Merlis T M. Direct weakening of tropical circulations from masked CO<sub>2</sub> radiative forcing. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2015, 112(43): 13167–13171
- [49] Shahabadi M B, Huang Y. Logarithmic radiative effect of water vapor and spectral kernels. *Journal of Geophysical Research*, 2014, 119(10): 6000–6008
- [50] Huang Y, Shahabadi M B. Why logarithmic? A note on the dependence of radiative forcing on gas concentration. *Journal of Geophysical Research*, 2014, 119(24): 13683–13689