大气温度反馈的机理及其对全球增暖的贡献

胡晓明^{1,2}, 蔡鸣³, 杨崧^{1,2,4*}, Sergio A. SEJAS⁵

1. 中山大学大气科学学院, 广州 510275;

2. 广东省气候变化与自然灾害研究重点实验室, 广州 510275;

3. Department of Earth, Ocean and Atmospheric Sciences, Florida State University, Tallahassee, Florida 32306, USA;

4. 中山大学地球气候与环境系统研究院, 广州 510275;

5. NASA Langley Research Center, Climate Science Branch, Hampton, Virginia 03842, USA

* 通讯作者, E-mail: yangsong3@mail.sysu.edu.cn

收稿日期: 2017-12-11; 收修改稿日期: 2018-03-06; 接受日期: 2018-05-21; 网络版发表日期: 2018-07-23

国家重大科学研究计划项目(编号: 2014CB953904)、广东省自然科学基金项目(编号: 2017A030310571)和中央高校基本科研业务费专项资金项目(编号: 17LGPY21)资助

摘要 大气和地表之间热辐射交换引起的地气温度耦合(即大气温度反馈)是影响地表能量收支平衡的重要因子。文章旨在阐述大气温度反馈机理, 讨论影响其强度和空间分布的主要因子; 并以全球变暖为例, 论述大气温度反馈如何与外强迫和气候反馈过程耦合最终对全球增暖产生贡献。基于ERA-Interim再分析资料, 利用地表反馈响应分析方法, 计算大气温度反馈核, 以此来阐述大气温度反馈的物理机制及其强度的空间分布与气候态温度、水汽和云水含量空间分布的关系, 以及全球增暖加速期间大气温度反馈对全球平均表面温度增加的贡献。分析表明大气温度反馈过程主要通过气候系统外强迫和内部过程的耦合作用, 将各独立过程引起的地表能量收支异常信号放大。研究结果表明大气温度反馈显著放大了CO₂浓度升高、冰雪融化、水汽含量增加和海洋热量吸收减缓引起的地表增暖, 削弱了云量增加引起的地表降温效应。同时, 也放大了地表潜热通量增加造成的地表冷却效应。从全球平均结果来看, 全球快速变暖前后, 尽管外强迫和气候系统内部过程引起的全球平均总地面直接能量通量扰动为负, 但大气温度反馈造成的全球平均总地面能量通量扰动却为正, 且后者幅度远大于前者, 这导致全球平均总地面净能量通量扰动正异常。由此可见, 大气温度反馈对全球变暖起到了至关重要的作用。

关键词 全球变暖, 大气温度反馈, 地表能量收支

1 引言

近几十年来, 全球平均表面温度迅速升高, 全球变暖已经成为公认的事实。虽然2000年后全球变暖出现短暂的停滞现象, 但2015年起全球表面温度又重新达

到了历史新高。地表温度在全球范围内呈现增加趋势(Jones和Moberg, 2003; Simmons等, 2004), 特别是北极地区增暖幅度几乎达到北极外地区增暖幅度的2~5倍(Polyakov等, 2002; Holland和Bitz, 2003; Taylor等, 2013)。除了地表温度升高之外, 全球增暖的证据还存

中文引用格式: 胡晓明, 蔡鸣, 杨崧, Sejas S A. 2019. 大气温度反馈的机理及其对全球增暖的贡献. 中国科学: 地球科学, 49: 468–486, doi: 10.1360/N072017-00435

英文引用格式: Hu X, Cai M, Yang S, Sejas S A. 2018. Air temperature feedback and its contribution to global warming. Science China Earth Sciences, 61: 1491–1509, <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9226-6>

在于其他气候要素中, 例如平流层变冷(Brasseur和Hitchman, 1988; 吕达仁, 1996; 郑彬和施春华, 2006)和水汽增加(Trenberth等, 2005; Auer等, 2007). 水汽增多的同时, 大气受到加热导致垂直运动加强, 部分水汽形成雨降落下来, 部分水汽形成云. 全球平均降水变化存在非常明显的非线性特征, 20世纪80年代以来全球平均年降水量减少, 90年代以后持续增多(Rudolf等, 1994; Adler等, 2003). 大气中水循环加快, 水汽从热带向中高纬度输送加强, 蒸发的变化与降水变化保持一致(Qian等, 2006). 然而关于云的变化趋势, 观测和模式结果中都存在很大的不确定性. 部分研究表明, 20世纪80年代, 全球平均云量呈减少的趋势(丁守国等, 2005; Eastman和Warren, 2013). 但也有部分研究指出, 全球大部分陆地表面总的云覆盖量增多(Sun和Groisman, 2000; Dai等, 2006), 仍有部分地区云量减少, 如中国(Kaiser, 1998)、意大利(Maugeri等, 2001)和欧洲中部等(Auer等, 2007).

全球变暖是气候系统外强迫和内部气候要素的变化共同作用的结果. IPCC AR3(2001)、AR4(2007)、AR5(2013)以及大量研究认为, 人类活动导致的温室气体排放增多全球变暖的关键原因(Tyndall, 1861; 李立娟等, 2007; Wang和Dickinson, 2013). 太阳辐射是气候变化的另外一个外强迫因素, 卫星观测表明, 近30年来太阳辐射保持稳定的11年振荡周期且无明显增加(Hansen等, 2010), 对全球变暖没有明显贡献. 从大气温度变化的垂直分布来看, CO_2 温室效应引起的大气温度变化表现为对流层增暖而平流层降温(Cai和Tung, 2012), 这与太阳导致的大气增暖的垂直分布也存在明显差异(李崇银等, 2003; Stephens等, 2012a, 2012b; Wang和Dickinson, 2013). 此外, 大气中的气溶胶含量增加引起的负反馈的辐射效应在增强, 对地表温度起到冷却的作用(Albrecht, 1989; Hansen等, 1997; Ramanathan和Carmichael, 2008). 除了以上主要的气候系统外强迫因素, 气候系统内部要素的变化对全球变暖的贡献也十分显著. 20世纪80年代全球云量的减少使到达地表的短波辐射增加, 促进了全球变暖. 同时, 地面向下短波辐射增加引起的变暖信号会被冰-反照率反馈放大, 引起极区增暖放大效应(Taylor等, 2013). 大气中水汽含量的增加也通过正反馈过程将全球变暖的信号进一步放大(Held和Soden, 2000, 2006). Wu等(2007)和李建平等(2013)的研究发现, 气候系统中多个年代

际振荡暖位相的叠加, 特别是海洋热量释放的增加是20世纪末全球加速增暖的原因之一. Hu等(2017)系统的分析了气候系统外强迫和内部过程对全球加速增暖的相对贡献, 指出 CO_2 浓度增加引起的增暖能解释总增暖的50%, 此外云反馈过程和水汽反馈过程也对全球增暖起到了重要作用. 大量研究表明, 辐射过程引起的增温是全球变暖的主要原因, 然而气候系统内部自然变率相关的动力过程引起的温度变化存在较大变化. 特别是在北半球地区, 近15年来动力过程导致的降温抵消了辐射过程引起的增温, 使全球增暖出现了短暂的停滞现象(Guan等, 2015a, 2015b; Huang等, 2017).

气候系统的外强迫和内部反馈过程特性不尽相同, 某些反馈过程如冰-反照率反馈通过调节地面短波辐射收支异常直接作用于地面温度变化, 而另外一些反馈过程如水汽反馈则同时调节大气和地面的辐射收支异常. 无论这些过程是否直接作用在地面、大气和地表之间的热力耦合是决定它们引起的最终温度变化的必不可少的过程. 具体来说, 当大气温度受到外强迫和气候系统中的反馈过程的影响发生改变后还会引起进一步的长波辐射发生变化. 这种大气温度变化伴随的长波辐射改变被称作大气温度反馈(Sejas和Cai, 2016). 在传统的基于大气层顶(Top of the Atmosphere, TOA)的辐射反馈概念框架中, 温度反馈被称之为温度递减率反馈. 在基于TOA能量平衡的反馈分析方法中, 系统温度反馈为大气和地表均一增温引起的负反馈过程, 这是由于大气和地表(同时)升温时, TOA向外长波辐射增加(Soden等, 2008; Shell等, 2008). 温度递减率反馈则是由于垂直温度非均匀性对TOA向外长波辐射的贡献(Ramanathan, 1977). 用观测资料及模式输出资料计算得出, 伴随着二氧化碳增加引起的全球温度升高, 温度递减率反馈也是负的, 即温度递减率反馈引起地气系统在TOA向外长波辐射增加. Sejas和Cai(2016)指出在基于地表能量收支的反馈分析方法中, 大气温度反馈为正反馈过程. 这是由于当地表/大气温度升高(减低)时, 通过地面和大气交界面处的向上/下长波辐射通量增加(减少)会进一步加热(冷却)地表/大气, 使地表/大气增温(降温). 大气温度反馈本质是地表和大气温度变化之间的热辐射耦合, 大气温度反馈存在于各个反馈过程中. 当某一反馈过程引起大气或地表能量扰动, 大气或地表温度会发生变化, 进而通过

地表和大气热力耦合即温度反馈将大气或地表温度变化信号放大, 因此大气温度反馈为地表增暖的首要贡献项。

2 资料与方法

2.1 资料

本文所使用的资料来自, 欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)提供的ERA-Interim再分析月值资料(Dee等, 2011), 水平分辨率为 $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$, 大气垂直37层。参与计算的变量包括温度、比湿、臭氧浓度、云量、云水/云冰含量、大气层顶向下太阳辐射、表面反照率、表面感热通量和表面潜热通量。此外, 1984~2013年大气 CO_2 浓度时间序列下载自地球系统研究实验室网站(<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>)。

2.2 方法

传统气候反馈概念认为, 全球变暖是地表温度对外界所引起的(包括人为因素)TOA辐射扰动的响应。地面温度变化引起的其他变量变化会造成的新的TOA辐射扰动, 这是反馈过程。在此响应和反馈概念定义中, 所考虑影响地表的气候外界强迫及反馈过程均为能改变TOA辐射通量的过程。具体地说, 外界强迫包括太阳入射和大气成分变化(如 CO_2 和 O_3 等), 反馈过程则包括水汽反馈、云反馈、冰-反照率反馈、普朗克反馈和大气温度递减率反馈。然而气候系统中有些过程会直接影响地面温度, 却不会直接引起大气层顶辐射扰动, 例如大气对能量的输运、海洋对能量的输运、表面感热和潜热通量等。Cai和Lu(2009)证明, 在TOA层面, 这些过程的作用都被隐藏在温度递减率反馈这一项中。

基于TOA层面的气候反馈概念, 现有的主要气候反馈分析方法包括Partial Radiative Perturbation(PRP, Wetherald和Manabe, 1988)方法、云反馈分析方法和Radiative Kernel方法。以上3种气候反馈分析方法可以大致评估各气候反馈过程的强弱, 但无法计算各气候反馈过程引起的相对温度变化。Online Feedback Suppression(Hall和Manabe, 1999; Schneider等, 1999)方法可以用来计算某一特定反馈过程引起的温度变化。计

算过程需要运行气候模式两次: 第一次所有气候反馈过程全部打开, 模拟真实气候变化; 第二次关闭某一特定反馈过程, 模拟虚假的气候变化。两次模式模拟结果之差, 即代表该反馈过程引起的温度变化。值得注意的是, 气候系统中各反馈过程是交织在一起的而非独立的, 关闭某一反馈过程会导致其他的反馈过程进行自我调整。因此该方法得到的某一反馈过程引起的温度变化不仅仅代表这一反馈过程独立引起的温度变化, 还包括关闭这一反馈过程引发的其他反馈过程的连锁反应(Cai和Lu, 2007)。因此, Online Feedback Suppression方法所计算出的某个反馈过程对全球变暖的贡献, 与该过程在所有反馈过程同时打开时所引起的全球变暖是不等的。

本文旨在运用动力诊断方法定量计算出气候系统外强迫和气候反馈对近几十年来全球变暖的贡献。除了考虑能够直接引起TOA辐射通量扰动的过程之外, 还考虑到地表热通量、海洋动力及热存储和大气动力过程对能量的再分布引起的地表温度变化。因此本文从地表能量收支出发, 对全球变暖进行较为全面的定量归因分析。采用Sejas和Cai(2016)地表气候反馈响应分析方法(SFRAM)计算全球快速增暖前后气候系统各独立外部强迫和内部过程对增暖的相对贡献。根据Sejas和Cai(2016), 大气温度反馈本质为通过地-气之间热力耦合达到地-气能量平衡过程。如图1a所示, 地表/大气温度增加时, 其辐射冷却增强, 导致地表向上长波辐射/大气向下长波辐射通量增加, 从而加热大气/地面。被加热的大气/地面伴随向下/向上长波辐射通量异常增加导致地面/大气长波辐射通量耦合正异常, 因此原本的地表/大气增温信号被放大。当地表/大气降温时(图1b), 反之亦然。

沿用Hu等(2017)的定义, 1984~1995为快速增暖起始阶段, 2002~2013为快速增暖结束阶段, 两个阶段间的气候状态差异即为快速增暖前后气候变化。快速增暖前后, 地表层及大气各层的能量收支扰动方程可表示为

$$\Delta(S-R) + \Delta Q_{\text{non-rad}} = \Delta \left(\frac{\partial E}{\partial t} \right), \quad (1)$$

式中, S 是在地表层及大气各层所吸收的太阳能, R 是在地表层及大气各层净辐射出的长波能量(长波辐射减去长波吸收), Δ 表示2002~2013阶段的平均值减去

图 1 大气温度反馈示意图

外强迫或者非温度反馈过程引起的大气或地表(a)增温和(b)降温被放大的过程, 改自Sejas和Cai(2016)

1984~1995阶段的平均值, 即快速增暖期间, 方程中各项发生的变化; $\Delta(S-R)$ 表示在地表层及大气各层净(长段波)辐射通量的辐合变化; $\Delta Q^{\text{non-rad}}$ 表示非辐射过程引起的能量辐合变化; $\Delta\left(\frac{\partial E}{\partial t}\right)$ 表示海洋和大气热量存储时间变率的差异, 由于大气热容非常小, 故此项可视为海洋的热存储项。基于外强迫项和气候系统内部反馈过程对 $\Delta(S-R)$ 进行分解可得

$$\begin{aligned} \Delta(S-R) &\approx \Delta(S-R)^{\text{CO}_2} \\ &+ \Delta(S-R)^{\text{O}_3} + \Delta(S-R)^{\text{WV}} \\ &+ \Delta(S-R)^{\text{cloud}} + \Delta S^{\text{albedo}} - \left(\frac{\partial R}{\partial T}\right) \Delta T, \end{aligned} \quad (2)$$

式中, 上标“ CO_2 ”、“ O_3 ”、“ WV ”、“cloud”和“albedo”分别代表大气中 CO_2 浓度变化、 O_3 含量变化、水汽含量变化、云变化和反照率变化引起的整层大气和地面辐射通量垂直分布变化。式(2)涉及两步线性化分解, 第一步是将大气和地表整层辐射通量扰动线性分解为外强迫和内部辐射过程引起的辐射通量扰动之和。式(2)中的各项均可通过运行Fu和Liou(1993)辐射传输模式两次, 取两次结果差值的方法得出。具体计算步骤为: (1) 第一次计算全部采用1984~1995平均的气候要素值; (2) 第二次计算中, 目标外强迫或气候系统内部过程相关的气候要素值采用2002~2013平均值, 其他参

与计算的气候要素仍采用1984~1995平均值; (3) 第二次计算得到的辐射场减去第一次计算得到的辐射场即是某一过程引起的辐射加热扰动。 $\Delta(S-R)$ 可用相似的方法计算得出, 唯一不同的是在第二步计算中所有气候要素值都采用2002~2013平均值。式(2)涉及第二步线性化分解为将气温和地表温度变化引起的长波辐射异常线性化为普朗克矩阵和温度变化的乘积。根据Lu和Cai(2009), 快速增暖前后地表温度变化的分布表示为 ΔT , 温度变化引起的辐射冷却异常可近似为 $\left(\frac{\partial R}{\partial T}\right) \Delta T$ 。 $\left(\frac{\partial R}{\partial T}\right)$ 是普朗克反馈矩阵, 它的第 j 列表示当第 j 层有1K的增暖时, 在整层大气中引起的辐射冷却异常分布。与Lu和Cai(2009)一致, 所有从地表(底层)至大气层顶(顶层)的垂直分布均由一列向量表示。

我们将根据资料的垂直分辨率将大气分成 N 层, 并将地表层用下标“S”标注。本文所用的资料是ERA-Interim, 其垂直分辨率对应 N 值为37。将式(2)带入(1)可得

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial R}{\partial T}\right) \Delta T &\approx \Delta(S-R)^{\text{CO}_2} \\ &+ \Delta(S-R)^{\text{O}_3} + \Delta(S-R)^{\text{WV}} \\ &+ \Delta(S-R)^{\text{cloud}} + \Delta S^{\text{albedo}} \\ &- \Delta Q^{\text{non-rad}} - \Delta\left(\frac{\partial E}{\partial t}\right), \end{aligned} \quad (3)$$

式(3)的地表分量可写为

$$\begin{aligned} \frac{\partial R_s}{\partial T_s} \Delta T_s + \sum_{j=1}^N \frac{\partial R_s}{\partial T_j} \Delta T_j = \\ \Delta^{\text{CO}_2}(S_s - R_s) + \Delta^{\text{O}_3}(S_s - R_s) \\ + \Delta^{\text{WV}}(S_s - R_s) + \Delta^{\text{albedo}} S_s \\ + \Delta^{\text{cloud}}(S_s - R_s) + \Delta^{\text{non-rad}} Q_s \\ - \Delta \left(\frac{\partial E_s}{\partial t} \right). \end{aligned} \quad (4)$$

式(4)右边各项分别是由“CO₂”、“O₃”、“WV”、“cloud”和“albedo”变化所引起的地面辐射通量, 以及地气能量交换/海洋动力输送引起的地表层能量通量辐合扰动($\Delta^{\text{non-rad}} Q_s$)与地表层热量存储变化项($\Delta \frac{\partial E_s}{\partial t}$)。

式(4)左边表示每一层温度变化引起的地表长波辐射通量扰动之和。此项可以进一步分解为地表温度变化($\frac{\partial R_s}{\partial T_s} \Delta T_s$)和大气温度变化($\sum_{j=1}^N \frac{\partial R_s}{\partial T_j} \Delta T_j$)项。

方程左边和右边的辐射项均可通过Fu和Liou (1993)辐射传输模式计算得到, 余下 $\Delta^{\text{non-rad}} Q_s - \Delta \left(\frac{\partial E_s}{\partial t} \right)$

项, 为非辐射过程引起的地表能量通量变化, 包括表面潜热(ΔLH)和感热(ΔSH)通量(根据气候文献约定俗成的定义, 这两项和其他项不同, 它们均被定义向上为正)、海洋动力过程对能量的输运以及陆地和海洋对能量的存储对地表的贡献(ΔOHC , 其正号代表地表层得到能量)。基于再分析资料, ΔLH 和 ΔSH 项可直接从资料中获得, ΔOHC 无法独立计算, 我们可以基于式(1)在地表层的分量, 并同时考虑(ΔLH)和(ΔSH)这两项, 进行反推, 即

$$\begin{aligned} \Delta \text{OHC} - \Delta \text{LH} - \Delta \text{SH} = \\ \Delta^{\text{non-rad}} Q_s - \Delta \left(\frac{\partial E_s}{\partial t} \right) = -\Delta(S_s - R_s). \end{aligned}$$

这样式(4)可以调整为

$$\begin{aligned} \frac{\partial R_s}{\partial T_s} \Delta T_s = \Delta^{\text{CO}_2}(S_s - R_s) \\ + \Delta^{\text{O}_3}(S_s - R_s) + \Delta^{\text{WV}}(S_s - R_s) \\ + \Delta^{\text{albedo}} S_s + \Delta^{\text{cloud}}(S_s - R_s) \\ - \Delta \text{LH} - \Delta \text{SH} + \Delta \text{OHC} - \sum_{j=1}^N \frac{\partial R_s}{\partial T_j} \Delta T_j, \end{aligned} \quad (5)$$

其中方程右边前八项分别为外强迫和气候系统内部过

程引起的直接地面能量扰动。 $-\sum_{j=1}^N \frac{\partial R_s}{\partial T_j} \Delta T_j$ 即为大气温度反馈项, 代表当大气温度变化所引起地表向下长波辐射发生变化。该项中的大气温度变化是大气温度的总变化。通过CFRAM(coupled atmosphere-surface Climate Feedback-Response Analysis Method)分析可以进一步将大气温度总变化分解成各过程引起的大气温度变化。利用CFRAM计算出的各过程引起的大气温度变化, 大气温度反馈项可进一步被分解为

$$\begin{aligned} -\sum_{j=1}^N \frac{\partial R_s}{\partial T_j} \Delta T_j = \\ -\sum_{j=1}^N \frac{\partial R_s}{\partial T_j} \left(\begin{aligned} &\Delta T_j^{\text{CO}_2} + \Delta T_j^{\text{O}_3} + \Delta T_j^{\text{WV}} \\ &+ \Delta T_j^{\text{cloud}} + \Delta T_j^{\text{albedo}} + \Delta T_j^{\text{DYN}} \\ &+ \Delta T_j^{\text{LH}} + \Delta T_j^{\text{SH}} + \Delta T_j^{\text{OHC}} \end{aligned} \right). \end{aligned} \quad (6)$$

式(6)右边各项为外强迫和气候系统内部过程通过温度反馈引起的间接地面能量扰动。用 X 代表外强迫和气候系统内部过程, 每个过程均对应直接能量扰动(表示为 ΔF_{dir}^X)和间接能量扰动(表示

为 $\Delta R_{\text{indir}}^X = -\sum_{j=1}^N \frac{\partial R_s}{\partial T_j} \Delta T_j^X$)。有两点值得注意: (1) 这里的由各过程引起的大气温度变化包括该过程所引起的地面温度变化对大气温度的影响, 即地表-大气热辐射耦合所引起的大气温度变化(Sejas和Cai, 2016); (2) 大气动力过程(DYN)会引起大气内部垂直和水平大尺度能量输运异常, 导致大气温度变化, 进而通过温度反馈过程对地面能量收支产生影响, 因此大气动力过程无法引起直接地面能量扰动, 只有间接地面能量扰动项。经过以上讨论, 外强迫和内部过程对地表温度变化的贡献方程可写为

$$\begin{aligned} \frac{\partial R_s}{\partial T_s} \Delta T_s \approx & (\Delta F_{\text{dir}}^{\text{CO}_2} + \Delta R_{\text{indir}}^{\text{CO}_2}) + (\Delta F_{\text{dir}}^{\text{O}_3} + \Delta R_{\text{indir}}^{\text{O}_3}) \\ & + (\Delta F_{\text{dir}}^{\text{WV}} + \Delta R_{\text{indir}}^{\text{WV}}) + (\Delta F_{\text{dir}}^{\text{cloud}} + \Delta R_{\text{indir}}^{\text{cloud}}) \\ & + (\Delta F_{\text{dir}}^{\text{albedo}} + \Delta R_{\text{indir}}^{\text{albedo}}) + (\Delta R_{\text{indir}}^{\text{DYN}}) \\ & + (\Delta F_{\text{dir}}^{\text{LH}} + \Delta R_{\text{indir}}^{\text{LH}}) + (\Delta F_{\text{dir}}^{\text{SH}} + \Delta R_{\text{indir}}^{\text{SH}}) \\ & + (\Delta F_{\text{dir}}^{\text{OHC}} + \Delta R_{\text{indir}}^{\text{OHC}}). \end{aligned} \quad (7)$$

在后面的章节, 将用式(7)的左边代表地面温度变化, 评估式(7)右边各项对左边的相对贡献大小, 即为

气候系统外强迫和内部要素对全球快速增暖的贡献.

由以上讨论及式(6)和(7)可知, 用SFRAM所得到的结果是建立在CFRAM计算出结果之上的. 故SFRAM是CFRAM的一个分支. SFRAM是将地面温度变化分解成: (1) 由外界强迫及非温度反馈在地面的直接作用引起的地面温度变化; (2) 通过外界强迫及非温度反馈引起大气温度变化从而改变到达地面的大气向下长波辐射所引起的地面温度变化两项之和. 后者为大气温度反馈项. CFRAM所计算的各过程引起的地面温度已经是这两项之和. SFRAM是进一步将这两项分离出来, 这样我们可以更深入地从地(海/冰)-气热辐射耦合角度来分析外界强迫及非温度反馈对地面温度变化的作用.

总的来说, 快速增暖前后, 地球表面向上长波辐射变化可以被分解为9个过程引起的部分能量/温度变化, 包括5个辐射过程和4个非辐射过程. 辐射过程包括 CO_2 浓度, 表面反照率, 水汽含量, 云覆盖和臭氧变化. 非辐射过程包括海洋动力过程和热存储, 表面感热通量, 表面潜热通量和大气动力过程. 这些过程在引起地面能量扰动的同时, 在不同程度上与大气温度反馈耦合引起进一步的向下长波辐射扰动, 使地面能量收支达到平衡. 我们将在下一章阐述大气温度反馈的机理, 并引入“大气温度反馈核”的概念, 用大气温度反馈核刻画大气温度反馈强度随空间的变化.

3 大气温度反馈机理及其空间分布特征

在大气温度反馈循环中, 最为重要的一环是大气通过向下长波辐射将大气温度变化的信号传递至地面, 调节地面温度变化. 为了说明问题, 我们可以将大气向下长波辐射过程简化为一层灰色大气辐射模式. 长波辐射异常(ΔR)随大气温度变化(ΔT)的关系可简化为 $\Delta R \approx 4\epsilon\sigma T^3 \Delta T$, 其中 σ 为Stefan-Boltzmann常数, ϵ 为灰色大气辐射系数, T 是大气气候态温度. ϵ 表征其吸收(或发射)辐射能力($\epsilon=1$ 为黑体辐射系数). 由此关系式可知, 影响长波辐射异常除了受具体的大气温度变化(ΔT)数值大小外, 还受大气气候态温度及大气吸收(发射)辐射能力影响. 而大气吸收(发射)辐射能力与大气中温室气体含量, 如水汽和云水含量等, 密切相关(大气中温室气体含量越高, 大气长波辐射越趋近黑体辐

射, 即越趋近于1). 故在不同的经度、纬度和高度, 同样的大气温度变化值, 引起的地面长波辐射能量扰动值存在差异. 这些差异与气候平均态的温度、水汽和云量的三维(3D)空间分布密切相关. 气候平均态的水汽与云量(及其他温室气体)的空间分布决定了大气吸收由于地面温度及其他层大气温度扰动所引起的长波辐射能量扰动的能力(即 ϵ 数值)空间不均匀性, 而这些温室气体加上气温的气候平均态分布共同决定了大气长波辐射冷却能力(即大气温度变化能引起地面温度变化的敏感度)的空间不均匀性. 本质上来说, 气候平均态对大气温度反馈到达地面长波辐射能量扰动强度的影响反映了由大气温度反馈所引起的地面温度变化的敏感性.

如上所述, 我们可以用 $4\epsilon\sigma T^3$ 来刻画灰色大气所能引起地面温度变化的敏感度的空间不均匀. 对于实际大气, 我们可以通过式(5)右边最后一项,

即 $\sum_{j=1}^N \frac{\partial R_s}{\partial T_j} \Delta T_j$, 定量地计算出由大气温度反馈所引起的地面温度变化的敏感度. 具体的方案为: 考虑每一层大气温度变化均1K($\Delta T_j=1$), 这样式(5)左边最后一项变成 $\sum_{j=1}^N \frac{\partial R_s}{\partial T_j}$, 其单位量纲为 $\text{W m}^{-2} \text{K}^{-1}$. 其中每一项,

即 $\frac{\partial R_s}{\partial T_j}$, $j=1, 2, \dots, N$, 代表由 j 层大气单位温度变化(即1K)所引起的到达地面长波能量通量变化. 对大气所有层次求和即是由大气每一层单位温度变化所引起的到达地面长波能量通量总变化. 因为大气温度增暖一定会导致到达地面长波能量通量变化增大, 故 $\frac{\partial R_s}{\partial T_j} > 0$,

$j=1, 2, \dots, N$, 以及 $\sum_{j=1}^N \frac{\partial R_s}{\partial T_j} > 0$. 由于 $\sum_{j=1}^N \frac{\partial R_s}{\partial T_j}$ 和大气温度实际扰动大小无关(均取单位温度变化),

故 $\left\{ \frac{\partial R_s}{\partial T_j}, j=1, 2, \dots, N \right\}$ 或 $\sum_{j=1}^N \frac{\partial R_s}{\partial T_j}$ 的数值大小及其随水平空间的变化是仅仅与气候态有关. 参照Soden等(2008)在TOA上定义的温度核概念(temperature kernel), 我们将 $\sum_{j=1}^N \frac{\partial R_s}{\partial T_j}$ 称之为“大气温度反馈核”. Soden等定义的温度核和本文定义的“大气温度反馈核”的差

别在于,他们在TOA层面上定义了温度核,刻画了由大气和地面单位温度变化所引起的TOA长波辐射扰动.而本文从地表层面定义了“大气温度反馈核”,刻画了由大气单位温度变化所引起的到达地表长波辐射扰动.

图2a和b分别给出了大气温度反馈核 $\left(\sum_{j=1}^N \frac{\partial R_s}{\partial T_j}\right)$ 的

空间分布和 $\left\{\frac{\partial R_s}{\partial T_j}, j = 1, 2, \dots, N\right\}$, 纬向平均值的纬度-高度分布场.从图2a可以看出大气温度核空间分布主要存在以下几个特征: (1) 由低纬度向高纬度, 地面向下长波辐射通量扰动正异常逐渐减小; (2) 海洋上向下长波辐射通量正异常幅度大于陆地面上的幅度; (3) 低海拔地区向下长波辐射通量正异常幅度大于高海拔地区的幅度.以上这些特征,除了与气候态大气温度水平空间分布密切相关外(即低纬度和低海拔上空气候态温度较暖,其对应的大气温度核数值较大),还和气候态大气水汽含量及水云/冰含量空间分布相关.将地面向下长波辐射扰动与气候态整层大气水汽含量(图2c)和水云/冰含量对比发现(图2d),同在热带地区,大气温度核强度空间分布与气候态水汽含量分布相近,水汽含量越多的地区,在地面向下长波辐射正异常越大;在热带外地区,大气气候态水汽含量明显减少,大气温度反馈核的分布与气候态云水/冰含量的空间分布更趋于一致,大气中云量多的地区,大气温度核强度相对较强.这是由于水汽和云具有相似的长波效应,当大气变暖时,放出的长波辐射增加,低层大气中水汽含量或云偏多时,对长波的吸收能力变强,因此低层大气增暖幅度偏大,对地面的加热能力也会变强.随着纬度升高,大气温度反馈核的空间分布从水汽依赖逐渐转为云依赖.这种转变一方面是因为随着纬度升高,低层大气中水汽含量逐渐减少,另一方面是由于随着纬度升高,云的高度逐渐降低,所以对地面的加热效应逐渐增强.

图2b给出的是大气温度反馈核的纬向平均值的纬度-高度分布,填色值表示每层大气温度独立改变1K引起的地面长波辐射扰动占整层大气同时改变1K一起的地面长波辐射扰动的百分比,即

$$\left\{ \frac{\partial R_s}{\partial T_j} / \sum_{j=1}^N \frac{\partial R_s}{\partial T_j}, j = 1, 2, \dots, N \right\} \times 100\%,$$

这表示每一层温度变化1K对总的地表长波辐射扰动的贡献.由图2b可知,地表长波辐射扰动主要是由近地表1~4层的温度变化导致的,这也印证了我们对大气温度反馈核的空间分布由低纬度水汽依赖到高纬度云依赖的转变的分析.气候态大气水汽含量及水云/冰含量随纬度递减也解释了为什么能影响到地表长波辐射扰动的气层厚度在低纬度浅,在极区较深厚,特别是南极上空.

以上针对大气温度反馈核的讨论均是基于大气中均匀的温度变化导致的地面长波辐射扰动,但实际大气中的温度变化并非均一的,因此大气温度反馈过程引起的最终地表长波辐射扰动除了取决于水汽和云等气候要素的气候态分布之外,还取决于其他反馈过程引起的初始能量扰动的空间分布.

初始的地表或大气温度增加的原因存在很多种,可能是外强迫过程或者其他反馈过程,如水汽反馈或云反馈等. Sejas和Cai(2016)和Hu等(2017)指出,不同反馈过程可以依据初始能量扰动位置分为3类: (1) 初始能量扰动仅位于地表,包括海洋动力过程、冰反照率过程、表面潜热和感热过程; (2) 初始能量扰动仅位于大气,如大气动力过程所引起的能量扰动; (3) 初始能量扰动同时位于地表和大气,包括CO₂外强迫、O₃外强迫、水汽反馈和云反馈过程. 大气温度反馈与这三类反馈过程耦合的机制是不同的. 第一类反馈过程引起的初始能量扰动位于地表,大气温度反馈需完成图1a和b中的整个循环圈,即大气温度反馈对初始能量扰动信号单纯的放大,与初始地面能量扰动符号是一致的. 第二类反馈过程引起的初始能量耦合异常只存在于大气中,大气温度反馈只需要通过改变大气温度,进而改变地表能量通量耦合,最终改变地表温度. 第三类反馈过程引起的初始能量扰动同时位于地表和大气,这种情形下,大气温度反馈往往也同地面能量扰动符号一致. 但当大气中(特别是大气底层)初始能量扰动大于在地面的初始能量扰动,并且它们符号相反时(比如南极的水汽反馈和云长波反馈),所对应的大气温度反馈可以部分或全部抵消原反馈引起的直接地面温度变化,导致由该反馈引起的最终地面温度变化与直接地面温度变化符号相反.

下面将讨论大气温度反馈是如何对每一个非温度

图2 大气温度反馈核的空间分布(a)和纬向平均的各层对地表大气温度反馈核的贡献百分比(b)以及1981~2010年平均气候态整层大气水汽(c)和冰/水云(d)积分

反馈引起的直接地面温度变化进行再放大作用. 为了简化表述, 我们将各类反馈过程引起的地面初始能量扰动定义为直接效果, 大气温度反馈对直接效果进行响应进而引起新的地面能量扰动为间接效果. 并以全球变暖为例, 定量分析各反馈过程相关的直接效果和相应大气温度反馈引起的间接效果对全球变暖的贡献及其空间分布特征.

4 外强迫和气候系统内部过程对地面能量扰动的贡献及大气温度反馈的作用

如图3a所示, 近30年来全球平均表面温度快速增加, 相应的地面向上长波辐射也在快速增暖前后(2002~2013平均减去1983~1995平均)增加了 0.26 W m^{-2} . 对增加的地表向上长波辐射扰动进行分解(图3b)发现, 与地面向上长波辐射增加平衡的辐射项

大部分是来自于 CO_2 浓度增加和水汽增加带来的地面能量异常增多, 冰-反照率反馈过程也使地面接收到的太阳辐射增加. 特别是对 CO_2 和水汽变化相关的辐射能量扰动而言, 通过大气温度核引起的地面辐射通量放大效果(蓝色)远远大于直接效果(橙色). 与此同时, 大气中 O_3 浓度的增加和云增多使地面接收到的太阳短波减少, 对地面能量扰动的直接效应均为负的贡献, 并且云量增多引起的地面能量扰动负异常显著强于 O_3 浓度增加引起的负异常. 然而, 云量增多对地面的间接冷却效应明显弱于 O_3 浓度增加的间接效应. 这是由于云量增加的直接效应在地面和大气相反, 其直接效应冷却地面加热大气, 大气温度反馈将大气温度变化与地面温度变化耦合起来, 将大气的增温信号传递至地面, 抵消了部分地表原本的冷却信号. 而 O_3 浓度增加对地表和低层大气的直接效应均为冷却效应, 故大气温度反馈将地表原本的冷却信号大幅放大. 从全球平均而

图3 1981~2013年全球平均表面温度和向上长波辐射的年时间序列(a)以及快速增暖前后, 外强迫和气候系统内部过程引起的直接(橙色)和间接(蓝色)地表能量扰动(b)

(a) 表面温度(橙色); 长波辐射(蓝色); “AL”、“WV”、“CL”、“ CO_2 ”、“ O_3 ”、“DYN”、“OHC”、“SH”、“LH”分别代表冰、水汽、云、 CO_2 浓度、 O_3 浓度、大气动力过程、海洋动力和热存储项、表面感热和潜热通量引起的地面能量扰动。“SUM”代表以上几项引起的能量扰动之和, 与地面向上长波辐射的变化平衡

言, 由大气动力过程引起大气温度变化对达到地面的长波辐射通量扰动为负, 但数值很小。此外, 全球平均海洋相关过程引起的地面能量扰动对地面温度变化大部分相互抵消(“OHC”与“LH”), 其总和几乎为零, 故对地面能量扰动的贡献也相对较小。总的来说, 虽然各过程对地面的总直接能量扰动为负, 但大气温度核反馈过程引起的总间接能量扰动为正, 使得直接和间接效果之和对地面的能量贡献为正, 导致地面增温。

从纬向平均的地表能量扰动(图4黑色线)来看, 全球变暖期间主要有3个增温带, 分别是北半球热带外地区、南半球副热带地区及南半球高纬度地区。除了南极地区增暖是由直接效应主导(图4橙色线), 北半球热带外地区和南半球副热带地区的增暖的主要原因均是大气温度反馈造成的间接效应(图4蓝色线)。此外还有两个降温带, 分别是热带地区和南半球中纬度地区。热带地区降温主要是由于各反馈过程的直接效应导致的, 而南半球中纬度的降温主要是由于大气温度反馈

相关的间接效应导致的。

根据第3章的讨论, 造成直接和间接效应对总能量扰动的相对贡献随纬度变化主要原因有两点: 其一是在某一过程对地面和大气的直接效应相反的情况下, 大气温度反馈将大气温度变化的信号传递至地面, 部分抵消了大气温度反馈对地面直接效应的放大效果, 其二是大气温度核本身随空间变化, 同样的初始能量扰动强迫, 由于其地理位置不同, 通过大气温度反馈引起的间接扰动也不同。下面我们将从大气温度核反馈对三类反馈过程放大作用的差异出发, 定量解释直接效果和间接效果对总温度变化的相对贡献随纬度的变化。

4.1 第一类过程对全球加速增暖的直接和间接贡献

根据Sejas和Cai(2016), 冰-反照率过程、表面感热和潜热通量、海洋对热量的输运和热存储这4种过程

图4 快速增暖前后纬向平均地面向上长波辐射变化(黑色)、各过程引起的地面直接(橙色)能量扰动和间接能量扰动(蓝色)随纬度的分布

引起的初始能量扰动位于地表。其直接效果引起地表温度及相应的向上长波辐射发生变化,引起大气吸收来自地面的向上长波辐射扰动,进而大气温度发生改变,相应的大气的向下长波辐射发生变化并对地面温度产生反馈作用。因此,此类反馈过程的直接效果和间接效果符号总是相同。

图5a~d分别给出了海洋动力和热存储过程、表面潜热通量、表面感热通量和冰-反照率过程引起的地面直接能量扰动(橙色线)和与气温耦合反馈后引起的地面间接能量扰动(蓝色线)。四种过程引起的间接能量扰动方向与直接扰动方向一致,且间接能量扰动强于直接能量扰动。这表明气温反馈放大了原本地表的直接能量扰动。大气温度核对直接效果的放大系数取决于大气中长波吸收物质的含量(如水汽)和温度的垂直变化,故如图2a所示,大气温度核对直接效果的放大

系数由低纬度向高纬度递减。海洋动力及热存储过程和潜热过程在热带地区引起的直接能量扰动振幅显著强于中高纬度的直接能量扰动振幅,而感热和反照率变化引起的直接能量扰动振幅大值区位于高纬度。因此大气温度反馈对海洋动力及热存储过程和潜热过程相关的直接能量扰动的放大效果强于对感热和反照率变化相关的直接能量扰动的放大效果。

海洋动力及热存储过程在热带和副热带地区引起强增温,该增暖效应进一步被气温反馈放大。海洋释放的热量大部分通过蒸发对地面造成降温,该降温效果同样被气温反馈放大。因此在热带和副热带地区,海洋动力及热存储和洋面蒸发过程引起的地表能量扰动几乎相互抵消,对总能量扰动贡献较小。与蒸发过程不同,地表感热引起的能量扰动幅度在高纬度相对较大,低纬度特别是北半球低纬度的感热能量扰动较小。冰-反照率反馈在北半球以增暖效应为主,是北极增暖放大效应的主要原因之一。而冰-反照率反馈在南半球以降温效应为主,与海洋过程、表面感热过程共同解释了南半球高纬度降温现象。

4.2 第二类过程对全球加速增暖的直接和间接贡献

第二类过程即大气动力过程,其引起的初始能量扰动位于大气,无法直接作用于地表能量收支。大气异常垂直运动或大尺度水平输运伴随着能量再分布,引起气温变化,进而导致到达地面的向下长波辐射发生变化。因此图6中的地面直接能量扰动(橙色线)为零,间接能量扰动(蓝色线)即气温变化引起的到达地面的向下长波辐射扰动。大气动力过程引起的间接扰动在北半球高纬度和极区为正,在北半球中低纬度和南半球为负。表明大气向北半球高纬度和极区输送能量,使该区域大气增暖,并通过增加向下长波辐射使地面增暖。该过程的间接效应是极区增暖放大现象的最大贡献项。Lu和Cai(2009)和Cai和Tung(2012)用模式实验证明,CO₂加倍的情况下,热带地区大气垂直运动加强,对能量的垂直输运加强,使对流层高层异常升温而对流层低层异常降温,因此地面接收到的向下长波辐射减少,导致热带表面降温。另一方面,模式结果表明大气水平大尺度环流对能量由低纬向高纬的输运加强,是极区增暖放大现象的主要原因。

图5 第一类过程包括(a)海洋对能量的输运和存储、(b)表面潜热通量、(c)表面感热通量和(d)冰-反照率反馈过程在快速增暖前后引起的纬向平均地面直接能量扰动(橙色)和间接能量扰动(蓝色)随纬度的分布

4.3 第三类过程对全球加速增暖的直接和间接贡献

第三类过程包括 CO_2 浓度变化、 O_3 浓度变化、水汽反馈和云反馈,这四种过程引起的初始能量扰动同时存在于表面和大气中。观测数据显示的温度变化实际上包含两部分:一部分是大气中相关气候要素变化(例如 CO_2 、 O_3 、水汽和云)直接导致的气温变化;另一部分是通过表面和大气热力耦合反馈引起的间接气温变化。因此第三类过程中大气温度反馈较为复杂,在对地表直接能量扰动信号放大的同时,还会将大气的温度变化信号通过向下长波辐射传递至地表。特别是当大气中(特别是大气底层)初始能量扰动大于在地面的初始能量扰动,并且它们符号相反时,所对应的大气温度反馈可以部分或全部抵消原反馈引起的直接地面温度变化,导致由该反馈引起的最终地面温度变化与直接地面温度变化符号相反。本节将详细介绍这4个反馈过程对地面直接和间接能量扰动的形成。

4.3.1 CO_2 温室效应

CO_2 增加对地面能量通量扰动强度,无论是直接还是间接的,均和气候平均态所含的水汽量及云水量有关(Cai和Tung, 2012; Taylor等, 2013)。在全球 CO_2 浓

度均匀增加的情况下,地面能量通量扰动处处为正,但却是非均一的。 CO_2 浓度变化引起的直接地面扰动分布(图7a)主要有两个特征,一是由热带至南北极地区正能量通量异常逐渐增大;二是高海拔地区的能量通量扰动相对较大,比如青藏高原、安第斯山脉、格陵兰岛和南极大陆等。这两个空间分布特征形成均和气候态大气水汽、云含量空间分布有关。当气候态大气水汽含量丰富时,因 CO_2 引起的长波辐射与水汽对长波辐射吸收的重叠效果很强,导致大部分 CO_2 增多引起的能量通量扰动被水汽吸收而无法到达地面,故 CO_2 增多直接引起的地面能量通量扰动在赤道地区为最弱。在气候态水汽含量稀少的地区,如极地和高海拔地区,大气各层 CO_2 增多引起的能量通量扰动均可以直接到达地面。

CO_2 间接引起的地面能量通量扰动空间分布(图7b)也存在两个特征:其一,大值区主要分布在中纬度地区,热带和极区能量通量扰动相对较小;其二,同一纬度带,气候态水汽多的地方能量通量扰动相对较大。这两个空间分布特征依旧与气候平均态所含的水汽量/云水量相关。由高纬度到低纬度地区,随着大气水汽含量增多,高层 CO_2 温室效应引起的能量通量扰动被低层大气水汽吸收越来越多(图7d),故导致大气底

图 6 第二类过程即大气动力过程对能量的输运,在快速增暖前后引起的地面直接能量扰动(橙色)和间接能量扰动(蓝色)随纬度的分布

层增暖越来越强,大气增暖引起的向下长波辐射增多也随之增加,即 CO_2 间接引起的地面向下长波辐射正异常逐渐增大。而在热带,气候态大气水汽极为丰富时,水汽长波辐射吸收与二氧化碳长波辐射吸收线的重叠效果所导致的正能量通量扰动层非常深厚,其极值在对流层中低层(图7d)。依据图2b可知,对流层中低层的温度变化对地表能量通量的影响极其微弱,故在赤道地区,二氧化碳间接引起的地面能量通量扰动比在中纬度还要小。当气候平均态水汽浅薄且稀少时(比如在南极上空),二氧化碳增多引起的各层向下长波辐射通量增强均全部达到地面,导致对流层整层冷却(图7d)。这解释为什么二氧化碳间接引起的地面能量通量扰动在南极大陆为负。图8a给出了 CO_2 增加所引起的纬向平均直接和间接能量通量扰动随纬度的分布。如图所示, CO_2 增加所引起的间接能量通量扰动远大于直接扰动。 CO_2 浓度增加伴随的温室效应引起的直接地面向下长波辐射增加幅度非常小(小于 0.3 W m^{-2}),而间接引起的约为直接扰动的3倍(约 1 W m^{-2})。故由二氧化碳增加所引起的地面能量通量变化总量(图7c),

无论是数值还是空间分布,均和间接扰动一致。

4.3.2 水汽反馈

作为温室气体,水汽反馈机制与 CO_2 温室效应的机制相似。但水汽变化是非均一的,其变化集中于大气底层和热带地区。如图9a所示,全球快速增暖前后,水汽变化幅度随纬度升高快速衰减。大部分区域水汽含量增多,只有热带东太平洋和南半球中高纬度区域水汽减少。虽然热带地区水汽含量变化较大,但由于该地区平均水汽深厚,大气中水汽变化引起的直接能量通量扰动极值区离地面较高,对地面能量通量的影响较微弱,因此地面直接能量通量扰动主要依赖近地面水汽变化。而在中高纬度地区,气候态水汽分布相对浅薄且更接近地面,所以在总体水汽含量变化比热带小近一个量级的情况下,引起的高中纬地面直接能量通量扰动幅度与在热带的直接能量通量扰动幅度相近。间接效应则是同时考虑了水汽反馈引起的大气底层气温和表面温度变化后,大气温度反馈过程在放大表面温度变化信号的同时将水汽反馈引起的直接气温变化信号传递至地表。由于水汽反馈引起的大气底层和地表温度变化为同一方向,故可将间接扰动信号视作对直接扰动信号的放大。对比图9b和c,水汽变化引起的间接效应明显强于直接效应,且间接地面能量通量扰动的空间分布与水汽变化的空间分布高度一致。因此水汽反馈引起的地表总能量通量扰动(图9d)与水汽变化的空间分布高度一致。

4.3.3 O_3 反馈

全球快速增暖前后,除了南大洋上空区域,全球臭氧浓度都有所增加(图10a)。臭氧浓度增加导致平流层对太阳辐射的吸收增加,造成平流层增温。与此同时,到达地面和对流层底层的太阳辐射减少,导致地面和对流层底层同时冷却,这是臭氧的直接效应(图10b或图8c)。臭氧的直接效应和气候态的云分布相关。在热带地区,太平洋上空气候态云量较多,云对短波阻挡作用较大。故热带太平洋区域地面能量通量扰动受 O_3 变化的影响相对较小。依据图2b所示,平流层增暖通过大气温度反馈所产生的地面影响极其微弱。臭氧引起的大气温度反馈主要是放大地面直接降温信号及将对流层底层的降温信号传递至地表,间接加剧了地表降温。对比图10a和c,臭氧浓度增加导致的间接能量通

图7 由二氧化碳增多引起的地面能量通量年代际变化(2002~2013与1984~1995之差, (a)~(c))以及由二氧化碳增多直接引起的纬向平均大气能量通量年代际变化的纬度-高度分布(d)

量扰动的空间分布与臭氧浓度的分布更为相似, 两者相关系数达到0.92。O₃浓度变化造成的地表总能量通量扰动空间分布(图10d)同时体现出直接效应和间接效应的空间分布特征。

4.3.4 云反馈

云反馈的直接效应包括两部分: 其一是通过短波的反射作用改变到达地面的短波辐射; 其二是和水汽反馈相似的温室效应通过改变到达地面的长波辐射。其中, 短波直接效应引起的地面温度变化与长波直接引起的地面温度变化方向相反。故云反馈导致的地面温度变化是短波效应和长波效应相互竞争的结果。比如在云量增多的情形下, 短波的冷却效应和长波的加热效应存在部分相互抵消。云的短波效应和长波效应相互抵消程度和云的高度、类型、光学特性以及入射太阳强度关系十分紧密, 决定了云所引起的地面净

辐射通量变化的正负号及强度。在中低纬度, 入射太阳强度高, 云的净直接辐射效应以短波效果为主导。大气总云水含量年代际变化显示(图11a), 在热带地区, 特别是在赤道太平洋、印度洋、赤道北大西洋、南北半球赤道辐合带及亚马逊热带雨林区, 云水含量明显增多, 造成相应地区海面净辐射通量负距平(图11b)。在北极区, 特别是冬天, 太阳入射角很低, 云变化所引起地面净辐射通量变化的则多由长波效应决定。北极地区中低云量明显增加, 其长波效应引起的地面长波通量增加, 因此云量变化对北极地表能量通量的直接影响为正异常。

云反馈直接引起的地表温度变化和大气内部吸收由云变化引起的辐射通量扰动激发了大气温度反馈循环, 进一步造成间接能量通量扰动。大气温度反馈一方面将云反馈直接引起的地面温度变化信号放大, 另一方面将云变化引起的大气低层直接温度变化信号传递

图 8 第三类过程包括(a)CO₂浓度、(b)臭氧浓度、(c)水汽含量和(d)云覆盖变化在快速增暖前后引起的纬向平均地面直接能量扰动(橙色)和间接能量扰动(蓝色)随纬度的分布

至地面。在热带地区,云量增多使地面冷却,而由于深厚的云量变化产生类似温室效应加热低层大气。其激发的大气温度反馈在放大地面冷却的同时,将低层大气的暖异常信号传递至地表,两者部分抵消。图8d表明地面总的间接能量通量扰动是负的贡献(蓝色线),但略弱于云变化在地表的直接冷却效应(橙色线),这表示大气温度反馈对地表降温信号的放大作用处于主导地位。在中纬度地区,云量以减少为主(图11a),直接引起地面增暖和低层大气冷却。地面暖异常信号被大气温度反馈显著放大,故中纬度地区云反馈相关的地面的间接能量扰动以正异常为主(图11c)。而在高纬度地区,云量增多使低层大气向下长波辐射增强,加热地面,并同时使低层大气冷却。图8d和11c显示,地面总的间接能量通量扰动为负,这说明在极地大气温度反馈引起的总的间接能量通量扰动中,来自大气温度变化的信号强于放大后的地面直接能量扰动信号。

总的来说,由低纬度到高纬度地区,云变化引起的总地面能量扰动(图11d)从直接效应占优转为间接效应占优。云变化导致的地面直接能量通量扰动从短波主导逐渐转为长波主导,相应的大气温度反馈导致的地面间接效应从地面信号占优转为大气信号占优。大

气温度反馈对云反馈辐射效应的调整,特别是在中高纬地区,起到了极为重要的作用。

5 总结与讨论

本文将地气之间的热力耦合过程定义为大气温度反馈,并以20世纪80年代后全球快速变暖为例,详细阐述了大气温度反馈如何与其他反馈过程耦合进而影响地面能量收支。为了定量讨论大气温度反馈如何与气候系统中的其他反馈过程耦合并对地表能量进行调整,我们定义气候系统中外强迫或某个反馈过程引起的能量通量扰动为直接扰动,直接扰动激发的大气温度反馈造成的能量通量扰动为间接扰动。大气温度反馈循环是指当地表直接能量通量异常辐合时,地表增温,然后通过增加地表向上长波辐射加热大气。大气增温后再通过增加向下长波辐射即间接扰动导致进一步地表增温。整个循环放大了直接扰动引起的地面增温。同理当直接扰动为地表能量通量负异常时,大气温度反馈循环放大了直接扰动引起的地面减温。

大气温度反馈的强度受到两个因素的影响:直接扰动形式/强度和大气温度反馈放大该扰动信号的能

图9 大气中水汽含量变化(a)以及由水汽含量变化引起的地面能量通量年代际变化(2002~2013与1984~1995, (b)~(d))

力。我们用“大气温度反馈核”，即大气温度均匀增加1K所引起的到达地面向下长波辐射的增加，来描述大气温度反馈放大地表直接扰动信号的能力。这与Soden等(2008)提出的温度核(Temperature Kernel)的概念类似，差别在于温度核所考虑的温度变化包括大气各层温度及地表温度变化，同时温度核计算的是大气及地面均匀增加对应的达到大气层顶向上长波辐射的增加。由此可见，温度核所刻画的是地气系统整体增暖引起的在TOA向上长波辐射增加与其他过程(外强迫与非温度反馈)在TOA净向下辐射增加的平衡能力。简而言之，温度核描述的是地气系统整体温度变化对TOA上外界扰动响应的敏感度，而大气温度反馈核反映的是大气-地面之间热辐射耦合能力。

大气温度核的空间分布反映了大气温度反馈对地表直接扰动信号的放大能力。大气温度反馈核数值越大代表在相同大气温度变化的情况下，大气温度反馈对地表增温能力越强，说明大气-地面之间热辐射耦合

能力越强。其空间分布主要由底层大气气候态决定，如温度、水汽和云水含量等。大气底层气候态温度越高、水汽含量越多且云水含量越多的区域，大气温度反馈对地表直接扰动信号的放大能力越强。从低纬度到高纬度地区，大气温度反馈对直接扰动信号的放大能力逐渐减弱，即在相同直接扰动情况下，间接扰动的值随纬度升高而逐渐减小。

某一外强迫或反馈过程引起的直接扰动分为三种形式：第一种直接扰动只位于地表，包括海洋动力及热存储过程、地表感热和潜热通量以及冰-反照率过程相关的直接扰动；第二种直接扰动仅位于大气，即大气动力过程伴随的直接扰动；第三种直接扰动同时位于地表和大气，包括 CO_2 、 O_3 、水汽反馈和云反馈过程引起的直接扰动。不同形式的直接扰动决定了某一外强迫或反馈过程与大气温度反馈耦合的途径也存在差异。耦合途径有两种：第一种是大气温度反馈将地表直接扰动信号进行放大；第二种是大气温度反馈将大气

图 10 平流层大气臭氧含量变化(a)及其引起的地面能量通量年代际变化(2002~2013与1984~1995, (b)~(d))

内部的直接扰动信号传递至地表。大气温度反馈与第一类反馈过程耦合主要通过第一种途径,与第二类反馈过程耦合主要通过第二种途径,与第三类反馈过程耦合则是两种途径兼有。因此第一类和第二类过程激发的大气温度反馈导致的间接扰动信号与直接信号符号相同,但第三类过程激发的大气温度反馈导致的间接扰动信号则是地表和大气信号共同作用的结果。特别是当大气中(特别是大气底层)初始能量扰动大于在地面的初始能量扰动,并且它们符号相反时,所对应的大气温度反馈可以部分或全部抵消原反馈引起的直接地面温度变化,导致由该反馈引起的最终地面温度变化与直接地面温度变化符号相反。故第三类过程相关的直接扰动和间接扰动符号可能存在差异。

依据Hu等(2017)对全球快速变暖归因的讨论,选取1984~1995为快速增暖起始阶段,2002~2013为快速增暖结束阶段,两个阶段间的气候状态差异即为快速增暖前后气候变化。全球快速增暖过程中,热带海洋

对热量的吸收逐渐减缓,直接造成地面暖异常并导致蒸发加强。部分能量通量正异常以潜热和感热的形式进入大气,造成地面降温。潜热增强伴随的地表降温大值区主要在热带。由于大气温度反馈的放大系数由低纬向高纬逐渐减小,而经大气温度反馈放大后的信号以潜热对地表的降温效应为主导,故此三项总的间接效应对全球变暖为负贡献。此外,冰反照率反馈直接造成的地表增温主要位于高纬度地区,故大气温度反馈对这一信号的放大作用相对较弱。大气动力过程向北极的能量输运增强,造成北极地区大气增温和北极外地区大气降温,再通过大气温度反馈导致北极地表增温和北极外地区降温。

第三类反馈过程中,CO₂浓度和全球水汽含量增加同样是通过温室效应直接引起地表和大气同时增暖。大气温度反馈在放大地表增温的同时,将大气增暖的信号叠加到地表增温之上,因此大气温度反馈将CO₂浓度和水汽增加导致的直接增暖显著放大。臭氧

图 11 云覆盖及云水/云冰变化(a)及其引起的地面能量通量年代际变化(2002~2013与1984~1995, (b)~(d))

浓度增加直接导致平流层增温地表降温, 平流层温度变化对地表能量收支影响很小, 因此大气温度反馈的主要作用是将臭氧浓度增加直接导致的地表降温信号放大. 云反馈过程对全球变暖的贡献存在较大的不确定性, 一方面由于不同数据集之间云的变化趋势存在较大差别, 另一方面云的辐射效应仍有很多需要讨论的地方, 例如极区云的辐射效应. 本文分析结果表明, 从低纬度到高纬度地区, 由于太阳入射角逐渐降低, 云反馈相关的直接地表能量通量扰动从短波负反馈效应占优逐渐转为长波正反馈效应占优. 相关的低层大气直接能量通量扰动则始终以长波正反馈效应为主, 但在极地地区, 低层大气直接能量通量扰动为长波负反馈效应(即云量增多, 低层大气冷却). 大气温度反馈将云反馈相关的直接大气能量通量扰动信号传递至地表, 同被大气温度反馈放大后的地表信号抵消, 最终呈现与直接短波效应同符号的间接能量扰动. 这也解释了为什么云反馈对全球变暖的间接贡献弱于直接

贡献.

综上所述, 大气气候状态在空间上的差异决定大气温度反馈对直接扰动的放大能力的空间分布. 气候系统外强迫和反馈过程引起的直接扰动的形式不同会改变大气温度反馈与它们的耦合途径. 加之直接扰动强度及符号随空间变化很大, 因此大气温度反馈对不同过程伴随的直接扰动放大效果存在差异. 全球快速变暖前后, 尽管外强迫和气候系统内部过程引起的全球平均总地面直接能量通量扰动为负, 但大气温度反馈造成的全球平均总地面间接能量通量扰动却为正, 且后者幅度远大于前者, 这导致全球平均总地面净能量通量扰动正异常. 由此可见, 大气温度反馈对全球变暖起到了至关重要的作用.

参考文献

丁守国, 赵春生, 石广玉. 2005. 近20年全球总云量变化趋势分析. 应用气象学报, 16: 670-677

- 李崇银, 翁衡毅, 高晓清. 2003. 全球增暖的另一可能原因初探. *大气科学*, 27: 789–797
- 李建平, 任荣彩, 齐义泉. 2013. 亚洲区域海-陆-气相互作用对全球和亚洲气候变化的作用研究进展. *大气科学*, 37: 518–538
- 李立娟, 王斌, 周天军. 2007. 外强迫因子对二十世纪全球变暖的综合影响. *科学通报*, 52: 1820–1825
- 吕达仁. 1996. 中层大气与全球变化. *科技导报*, 14: 31–34
- 郑彬, 施春华. 2006. 全球平流层下部降温及其对纬向风的影响. *气象科技*, 34: 538–541
- Adler R F, Huffman G J, Chang A, Ferraro R, Xie P P, Janowiak J, Rudolf B, Schneider U, Curtis S, Bolvin D, Gruber A, Susskind J, Arkin P, Nelkin E. 2003. The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). *J Hydrometeorol*, 4: 1147–1167
- Albrecht B A. 1989. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245: 1227–1230
- Auer I, Böhm R, Jurkovic A, Lipa W, Orlik A, Potzmann R, Schöner W, Ungersböck M, Matulla C, Briffa K, Jones P, Efthymiadis D, Brunetti M, Nanni T, Maugeri M, Mercalli L, Mestre O, Moisselin J M, Begert M, Müller-Westermeier G, Kveton V, Bochnicek O, Stastny P, Lapin M, Szalai S, Szentimrey T, Cegnar T, Dolinar M, Gajic-Capka M, Zaninovic K, Majstorovic Z, Niepova E. 2007. HISTALP—Historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *Int J Climatol*, 27: 17–46
- Brasseur G, Hitchman M H. 1988. Stratospheric response to trace gas perturbations: Changes in ozone and temperature distributions. *Science*, 240: 634–637
- Cai M, Lu J H. 2007. Dynamical greenhouse-plus feedback and polar warming amplification. Part II: meridional and vertical asymmetries of the global warming. *Clim Dyn*, 29: 375–391
- Cai M, Lu J H. 2009. A new framework for isolating individual feedback processes in coupled general circulation climate models. Part II: Method demonstrations and comparisons. *Clim Dyn*, 32: 887–900
- Cai M, Tung K K. 2012. Robustness of dynamical feedbacks from radiative forcing: 2% solar versus $2\times\text{CO}_2$ experiments in an idealized GCM. *J Atmos Sci*, 69: 2256–2271
- Dai A, Karl T R, Sun B, Trenberth K E. 2006. Recent trends in cloudiness over the United States: A tale of monitoring inadequacies. *Bull Amer Meteorol Soc*, 87: 597–606
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda M A, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars A C M, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer A J, Haimberger L, Healy S B, Hersbach H, Hólm E V, Isaksen I, Kållberg P, Köhler M, Matricardi M, McNally A P, Monge-Sanz B M, Morcrette J J, Park B K, Peubey C, de Rosnay P, Tavolato C, Thépaut J N, Vitart F. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q J R Meteorol Soc*, 137: 553–597
- Eastman R, Warren S G. 2013. A 39-yr survey of cloud changes from land stations worldwide 1971–2009: long-term trends, relation to aerosols, and expansion of the tropical belt. *J Clim*, 26: 1286–1303
- Fu Q, Liou K N. 1993. Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds. *J Atmos Sci*, 50: 2008–2025
- Guan X, Huang J, Guo R, Lin P. 2015a. The role of dynamically induced variability in the recent warming trend slowdown over the Northern Hemisphere. *Sci Rep*, 5: 12669
- Guan X, Huang J, Guo R, Yu H, Lin P, Zhang Y. 2015b. Role of radiatively forced temperature changes in enhanced semi-arid warming in the cold season over east Asia. *Atmos Chem Phys*, 15: 13777–13786
- Hall A, Manabe S. 1999. The role of water vapor feedback in unperturbed climate variability and global warming. *J Clim*, 12: 2327–2346
- Hansen J, Ruedy R, Sato M, Lo K. 2010. Global surface temperature change. *Rev Geophys*, 48: RG4004
- Hansen J, Sato M, Ruedy R. 1997. Radiative forcing and climate response. *J Geophys Res*, 102: 6831–6864
- Held I M, Soden B J. 2000. Water vapor feedback and global warming. *Annu Rev Energy Environ*, 25: 441–475
- Held I M, Soden B J. 2006. Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J Clim*, 19: 5686–5699
- Holland M M, Bitz C M. 2003. Polar amplification of climate change in coupled models. *Clim Dyn*, 21: 221–232
- Hu X, Li Y, Yang S, Deng Y, Cai M. 2017. Process-based decomposition of the decadal climate difference between 2002–13 and 1984–95. *J Clim*, 30: 4373–4393
- Huang J, Xie Y, Guan X, Li D, Ji F. 2017. The dynamics of the warming hiatus over the Northern Hemisphere. *Clim Dyn*, 48: 429–446
- IPCC. 2013. Climate change 2013. In: Stocker T F, Qin D, Plattner G K, Tignor M, Allen S K, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley P M, eds. 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. 1535
- IPCC. 2007. Climate change 2007. In: Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt K B, Tignor M, Miller H L, eds. The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press
- Jones P D, Moberg A. 2003. Hemispheric and large-scale surface air

- temperature variations: An extensive revision and an update to 2001. *J Clim*, 16: 206–223
- Kaiser D P. 1998. Analysis of total cloud amount over China, 1951–1994. In: *Proceedings of the Ninth Symposium on Global Change Studies*. American Meteorological Society. Boston. 168–171
- Lu J H, Cai M. 2009. A new framework for isolating individual feedback processes in coupled general circulation climate models. Part I: Formulation. *Clim Dyn*, 32: 873–885
- Maugeri M, Bagnati Z, Brunetti M, Nanni T. 2001. Trends in Italian total cloud amount, 1951–1996. *Geophys Res Lett*, 28: 4551–4554
- Polyakov I V, Alekseev G V, Bekryaev R V, Bhattach U, Colony R L, Johnson M A, Karklin V P, Makshtas A P, Walsh D, Yulin A V. 2002. Observationally based assessment of polar amplification of global warming. *Geophys Res Lett*, 29: 25-1–25-4
- Qian Y, Kaiser D P, Leung L R, Xu M. 2006. More frequent cloud-free sky and less surface solar radiation in China from 1955 to 2000. *Geophys Res Lett*, 33: L01812
- Ramanathan V. 1977. Interactions between ice-albedo, lapse-rate and cloud-top feedbacks: An analysis of the nonlinear response of a GCM climate model. *J Atmos Sci*, 34: 1885–1897
- Ramanathan V, Carmichael G. 2008. Global and regional climate changes due to black carbon. *Nat Geosci*, 1: 221–227
- Rudolf B, Hauschild H, Rueth W, Schneider U. 1994. Terrestrial precipitation analysis: Operational method and required density of point measurements. In: Desbois M, Désalmand F, eds. *Global Precipitations and Climate Change*. NATO ASI Series (Series I: Global Environmental Change), vol 26. Berlin: Springer
- Schneider E K, Kirtman B P, Lindzen R S. 1999. Tropospheric water vapor and climate sensitivity. *J Atmos Sci*, 56: 1649–1658
- Sejas S A, Cai M. 2016. Isolating the temperature feedback loop and its effects on surface temperature. *J Atmos Sci*, 73: 3287–3303
- Shell K M, Kiehl J T, Shields C A. 2008. Using the radiative kernel technique to calculate climate feedbacks in NCAR's community atmospheric model. *J Clim*, 21: 2269–2282
- Simmons A J, Jones P D, da Costa Bechtold V, Beljaars A C M, Källberg P W, Saarinen S, Uppala S M, Viterbo P, Wedi N. 2004. Comparison of trends and low-frequency variability in CRU, ERA-40, and NCEP/NCAR analyses of surface air temperature. *J Geophys Res*, 109: D24115
- Soden B J, Held I M, Colman R C, Shell K M, Kiehl J T, Shields C A. 2008. Quantifying climate feedbacks using radiative kernels. *J Clim*, 21: 3504–3520
- Stephens G L, Li J, Wild M, Clayson C A, Loeb N, Kato S, L'Ecuyer T, Stackhouse P W, Lebsock M, Andrews T. 2012a. An update on Earth's energy balance in light of the latest global observations. *Nat Geosci*, 5: 691–696
- Stephens G L, Wild M, Stackhouse Jr P W, L'Ecuyer T, Kato S, Henderson D S. 2012b. The global character of the flux of downward longwave radiation. *J Clim*, 25: 2329–2340
- Sun B, Groisman P Y. 2000. Cloudiness variations over the former Soviet Union. *Int J Climatol*, 20: 1097–1111
- Taylor P C, Cai M, Hu A, Meehl J, Washington W, Zhang G J. 2013. A decomposition of feedback contributions to polar warming amplification. *J Clim*, 26: 7023–7043
- Trenberth K E, Fasullo J, Smith L. 2005. Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor. *Clim Dyn*, 24: 741–758
- Tyndall J. 1861. On the absorption and radiation of heat by gases and vapours. *Philos Mag*, 22: 169–194, 273–285
- Wang K C, Dickinson R E. 2013. Global atmospheric downward longwave radiation at the surface from ground-based observations, satellite retrievals, and reanalyses. *Rev Geophys*, 51: 150–185
- Wetherald R T, Manabe S. 1988. Cloud feedback processes in a general circulation model. *J Atmos Sci*, 45: 1397–1416
- Wu Z, Huang N E, Long S R, Peng C K. 2007. On the trend, detrending, and variability of nonlinear and nonstationary time series. *Proc Natl Acad Sci USA*, 104: 14889–14894

(责任编辑: 陈文)