

三套冰晶核化参数化方案的对比分析

史湘军^{①②③*}, 朱寿鹏^①, 智协飞^①, 杜康云^③, 刘庆爱^③, 王琳玮^④

① 南京信息工程大学 气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心/东亚季风与区域气候变化科技创新团队, 江苏 南京 210044;

② 中国科学院 大气物理研究所 LASG 实验室, 北京 100029;

③ 河北省气象局 气候中心, 河北 石家庄 050021;

④ 上海市气象局 公共气象服务中心, 上海 200030

* 联系人, E-mail: shixj@nuist.edu.cn

2016-09-14 收稿, 2017-01-15 接受

中国科学院大气物理研究所 LASG 实验室 2016 年开放课题; 中国气象局 2015 年度留学人员科技活动择优资助项目; 江苏高校优势学科建设工程资助项目 (PAPD)

摘要 基于大气模式 CAM5 对比分析了三套基于物理过程发展而来的冰晶核化参数化方案, 包括 BN 方案、KL 方案和 CAM5 自带的 LP 方案。针对三个方案的离线测试结果表明, 由 LP 和 BN 方案计算得出的冰晶数浓度随硫酸盐溶液滴的数浓度增加而明显增加, 而 KL 方案对硫酸盐溶液滴的数浓度不敏感; CAM5 模拟结果显示, 这三套方案得出的云辐射强迫、冰晶数浓度及其概率分布非常相似, 基本上都接近观测。但是, 使用 KL 方案得出的全球平均云长波辐射强迫从工业革命前到当代增加 $0.05 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 明显低于 LP 方案的 $0.36 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 BN 方案的 $0.33 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$; 由此可见, 选择哪个冰晶核化参数化方案不会明显影响模式对冰云的模拟性能, 但对评估人为产生气溶胶的间接效应可能有显著影响。

关键词

冰晶核化
参数化方案
气候模式
气溶胶间接效应
对比分析

冰云(包含薄冰云)覆盖地球大约 30% 的面积, 对全球辐射收支平衡起重要作用 (Wang et al., 1996; Wylie and Menzel, 1999; Sassen et al., 2008)。冰云将部分太阳辐射反射回太空, 对地表起降温作用; 同时也吸收和再放射地表长波辐射, 对地表起增温作用 (Liou, 1986; Rossow and Schiffer, 1999; Chen et al., 2000; Corti et al., 2005)。总体来说, 增温作用大于降温作用 (Gettelman et al., 2012)。冰云的光学性质决定两者差值, 即主要取决于冰晶数浓度 (Haag and Kärcher, 2004; Kay et al., 2006; Fusina et al., 2007)。此外, 冰云还可以显著影响对流层上部和平流层的水汽状况 (Gettelman et al., 2002; Korolev and Isaac, 2006; Krämer et al., 2009; Jensen et al., 2013)。若冰云中的冰晶下落到混合层还可能对降水产生影响 (王佳等, 2010; 李杰等, 2016)。

近些年, 冰云观测分析和模拟研究取得了显著进展 (Murray et al., 2010; DeMott et al., 2011; Jensen et al., 2013; Spichtinger and Krämer, 2013; Diao et al., 2014; Murphy, 2014; Schmitt and Heymsfield, 2014; Shi et al., 2015)。冰云中的冰晶粒子由可溶性气溶胶液滴同质核化形成或在不可溶气溶胶粒子帮助下异质核化形成 (Pruppacher and Klett, 1997), 这种不可溶气溶胶粒子被称为冰核 (Ice Nucleation, IN)。沙尘、飞灰和花粉等很多气溶胶颗粒物都能作为 IN (DeMott et al., 2003; Cziczo et al., 2004; Hoose and Möhler, 2012)。由于 IN 的种类繁多, 目前对异质核化微物理过程的了解仅仅是冰山一角 (Kärcher et al., 2007; Hegg and Baker, 2009; DeMott et al., 2011; Hendricks et al., 2011; Cziczo et al., 2013)。相对于异质核化, 当前相关领域对同质核

引用格式: 史湘军, 朱寿鹏, 智协飞, 等, 2017. 三套冰晶核化参数化方案的对比分析 [J]. 大气科学学报, 40(2): 181-192.

Shi X J, Zhu S P, Zhi X F, et al., 2017. Sensitivity study on three ice nucleation parameterizations [J]. Trans Atmos Sci, 40(2): 181-192. doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.20160914001. (in Chinese).

化已经有了较好的理解。同质核化发生时的核化率可以通过经典理论或依据已有的实验数据计算出来 (Koop et al., 2000; DeMott et al., 2003; Koop, 2004)。一般来说,对流层上部可溶性气溶胶的数浓度远大于 IN 的数浓度。因此,同质核化曾经被认为是冰晶粒子数浓度 (N_i) 的主要贡献者 (Heymsfield and Sabin, 1989; Cantrell and Heymsfield, 2005; Liu and Penner, 2005; Khvorostyanov et al., 2006)。但是,在 IN 的帮助下,异质核化先于同质核化发生。生成的冰晶凝华增长,消耗水汽,使过饱和度由上升转为下降,从而抑制同质核化的发生。最终的 N_i 仅来自异质核化,明显小于同质核化可以生成的 N_i (DeMott et al., 1994; Chen et al., 2000; Kärcher and Lohmann, 2003)。因此,模式中考考虑异质和同质核化的竞争可以显著影响冰云中的 N_i 以及评估气溶胶间接效应 (DeMott et al., 1997; Barahona and Nenes, 2009)。近年来,美国大气研究中心 (NCAR) 的大气模式 CAM5、美国航天局 (NASA) 大气模式 GEOS5、德国马普所 (MPI) 的模式 ECHAM5 等国际知名的气候模式都引入了能够考虑异质与同质核化竞争的冰晶核化参数化方案 (Lohmann et al., 2008; Gettelman et al., 2010; Barahona et al., 2014)。

冰晶核化参数化方案将气溶胶与冰云中的 N_i 关联起来,是研究气溶胶通过冰云影响气候的重要环节 (Wang et al., 2014)。近些年,基于理论公式或云气块模型的模拟结果,发展出一些复杂的可以考虑异质和同质核化之间竞争关系的冰晶核化参数化方案,例如:Liu and Penne (2005) 发展的冰晶核化参数化方案 (简称 LP 方案), Barahona and Nenes (2009) 给出的参数化方案 (简称 BN 方案) 和 Kärcher et al. (2006) 发展的参数化方案 (简称 KL 方案)。以往的研究表明,不同模式模拟的气溶胶间接效应存在较大差异。采用 KL 方案的 ECHAM5 模式模拟的从工业革命前 (Pre-Industrial times, PI) 到当代 (Present-Day, PD) 云长波辐射强迫的变化为 $0.05 \sim 0.20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (Zhang et al., 2013)。与之明显不同,采用 LP 方案的 CAM5 模式的模拟结果为 $0.40 \sim 0.52 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (Ghan et al., 2012)。因此,有必要分析上述差异中有多少是来自冰晶核化参数化方案。为了能在同一模式平台中研究分析不同参数化方案对评估气溶胶间接效应的影响,将 BN 和 KL 方案也放入 CAM5 模式中。本文着重对这三套方案进行离线测试,找出他们之间的异同,然

后评估这三套方案在 CAM5 模式中对冰云的模拟性能,并分析不同参数化方案对评估气溶胶间接效应的影响。

1 CAM 模式和三套参数化方案简介

本文使用美国 NCAR 开发的大气模式第五版本 (CAM5, Neale et al., 2012)。CAM5 将云划分为两类:对流云和大尺度云。对流云的处理较为简单,不考虑气溶胶对云的影响。大尺度云演化发展缓慢,模式可以细致地对其进行描述。CAM5 采用 Morrison and Gettelman (2008) 发展的双参数云微物理方案 (简称 MG 方案) 来描述大尺度云的各种微物理过程。为能够研究气溶胶—云相互作用, MG 方案与一个气溶胶模块 (MAM, Liu et al., 2012) 耦合在一起。默认的 MAM 对气溶胶粒子的描述采用三个模态:爱根核模态、积聚模态和粗粒子模态。在冰晶核化过程中,粗粒子模态的沙尘气溶胶可以作为异质核化所需的 IN,爱根核模态的硫酸盐溶液滴可以在适合条件下经同质核化形成冰晶。驱动冰晶核化参数化方案所需的上升速度采用诊断得出的次网格扰动速度 (W_{sub} , Bretherton and Park, 2009)。若已有冰晶存在,通过调低 W_{sub} 来考虑这些冰晶对冰云中继续发生冰晶核化的影响 (Shi et al., 2015)。

CAM5 采用 LP 方案计算新生成的冰晶数浓度 (Gettelman et al., 2012)。此方案是基于云气块模型的模拟结果发展而来 (Liu and Penner, 2005)。含有气溶胶粒子的气块在上升过程中体积膨胀,对外做功,温度下降,相对于冰的相对湿度不断上升,气块达到饱和。随着过饱和度 (S_i) 继续上升,达到冰晶异质核化所需的阈值 (S_{ihet}) 时,冰晶出现。已经生成的冰晶在过饱和环境中凝华增长,消耗水汽, S_i 增长速率也将变慢。若 S_i 能够持续上升,并且达到同质核化发生的阈值 ($S_{\text{ihom}}, S_{\text{ihom}} > S_{\text{ihet}}$), 同质核化发生,生成大量冰晶,消耗水汽的速度加快,从而 S_i 急剧下降,不再有冰晶生成。若在气块上升的过程中 S_i 没有达到 S_{ihom} 就开始下降,则同质核化不会发生。上述冰晶生成发展的过程可以用绝热上升的气块模型模拟出来。但是,气块模型计算非常耗时,不便于直接用于气候模式。因此,需要采用参数化方案来简化对冰晶数浓度的计算。在 LP 方案中,采用数学拟合方法,根据气块模型的实验结果,给出计

算冰晶数浓度的经验公式。生成的冰晶数浓度(N_i)是包括气温(T)、气压(P)、上升速度(W)、硫酸盐数浓度(N_{so4})和沙尘数浓度(N_{dust})等自变量的函数。

为了在同一模式平台上对比分析 LP、BN 和 KL 这三套冰晶核化参数化方案。BN 和 KL 参数化方案也加入了 CAM5 模式。BN 冰晶核化参数化方案是由气块模型的控制方程简化推导得出。此方案的计算流程如下:首先,判断会不会发生同质核化。方案给出了相应的判断公式;其次,计算异质核化生成的冰晶数浓度(N_{ihet})。若没有同质核化发生,计算结束;最后,若同质核化会发生,计算在已存在冰晶的影响下由同质核化生成的冰晶的数浓度(N_{ihom}), $N_i = N_{ihet} + N_{ihom}$ 。

KL 方案本身就是简化的云气块模型,直接计算 S_i 的发展历程,在达到 S_{ihet} 、 S_{ihom} 时,计算 N_{ihet} 和 N_{ihom} 。相对于 LP 和 BN 方案,KL 方案计算复杂,计算耗时较多。需要注意的是,当同质核化发生时,若 $W < 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,同质核化生成的 N_{ihom} 对 N_{so4} 不敏感(参见 Kärcher and Lohmann (2002) 中的图 4 和表 1)。与之不同,采用 LP 或 BN 方案时, N_{ihom} 明显随 N_{so4} 增加而增加(参见 Barahona and Nenes (2008) 中的图 9 以及 Liu and Penner (2005) 中的图 2)。

为了尽量在相同条件下对这三套方案进行对比分析,使用 BN 和 KL 方案时,同 LP 方案一样,只有粗粒子态沙尘气溶胶可以作为异质核化所需的 IN。需要指出,在 BN 方案中,默认最多只能有 5% 的沙尘能够转化为 IN (Barahona and Nenes, 2009)。在本文的试验中,BN 方案去掉了 5% 这个上限,与 LP 和 KL 方案保持一致。因为本文重点分析气溶胶通过冰云对气候的影响,所以尽量使气溶胶的直接气候效应和气溶胶通过暖云对气候的影响保持不变。在 CAM5 模式中引入使用读入气溶胶数据的编码,准备工业革命前(PI)和当代(PD)两套气溶胶读入数据。这两套数据来自 CAM5 之前的模拟结果。在本文的实验中,冰晶核化参数化方案采用读入的 PD(或 PI)气溶胶数据,暖云中云滴核化参数化方案始终使用在线计算得出的气溶胶数据。气溶胶光学特征的计算一律采用 PD 气溶胶读入数据。其他实验设置如下:采用 PD 海温资料和气溶胶前体物;每组实验包含两种模拟(PD 和 PI),冰晶核化参数化方案分别采用读入的 PD 或 PI 气溶胶数据驱动;模式水平分辨率 $1.9^\circ \times 2.5^\circ$,积分步长 30 min;模式积分 11 a,后 10 a 用于分析。

2 三套冰晶核化参数化方案的离线测试

为了能够深入分析不同冰晶核化参数化方案对模拟气溶胶气候效应的影响,先对冰晶核化参数化方案进行离线测试,了解这三套方案的异同。从 PI 到 PD,大气中的硫酸盐气溶胶显著增加(Lohmann, 2006)。图 1 给出了由冰晶核化参数化方案计算得出的 N_{ihom} 随输入数据 N_{so4} 的变化。在这组实验中, $T = 220 \text{ K}$, $P = 250 \text{ hPa}$, $N_{dust} = 10 \text{ L}^{-1}$, $W = 0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。需要指出,同质核化发生时,异质核化必然已经发生($S_{ihom} > S_{ihet}$)。三套参数化方案计算得 N_{ihet} 都是 10 L^{-1} 。在 LP 和 BN 参数化方案中, N_{ihom} 明显随 N_{so4} 的增加而增加。在 KL 方案中,当 $N_{so4} < 150 \text{ L}^{-1}$ 时,硫酸盐基本上全部冻结为冰晶。只有在这种特殊情况下, N_{ihom} 才随 N_{so4} 的增加而增加。当 $N_{so4} > 150 \text{ L}^{-1}$ 时, N_{ihom} 始终逼近 150 L^{-1} ,不随 N_{so4} 变化。由此可见,LP 和 BN 方案计算得出的 N_{ihom} 对 N_{so4} 敏感,KL 方案计算得出的 N_{ihom} 多数情况下与 N_{so4} 基本无关。气块模型的试验结果表明, N_{ihom} 对 N_{so4} 是否敏感与如何计算不同大小的溶液滴经历同质核化时的先后顺序有关。多数情况下, N_{ihom} 明显地随 N_{so4} 增加而增加(Shi et al., 2014)。从图 1 中还可以看出 LP 计算得出的 N_{ihom} 始终高于 BN 方案。此外,在 $N_{so4} < 1\ 000 \text{ L}^{-1}$ 时,由 KL 方案得出的 N_{ihom} 高于 LP 和 BN 方案;在 $N_{so4} > 100\ 000 \text{ L}^{-1}$ 时,由 KL 方案得出的 N_{ihom} 小于 LP 和 BN 方案。需要指出,在 LP 和 BN 方案中,能够冻结为冰晶的硫酸盐溶液滴的比重随 N_{so4} 增加而减少。当 $N_{so4} = 100 \text{ L}^{-1}$,50% 以上的硫酸盐冻结为冰晶;当 $N_{so4} = 1\ 000\ 000 \text{ L}^{-1}$,能够冻结为冰晶的硫酸盐不超过 0.1%。

这里的三套参数化方案都考虑了异质和同质核化的竞争。图 2 给出了 N_i ($N_i = N_{ihom} + N_{ihet}$) 随上升速度(W)的变化关系。实线表示只有同质核化($N_{dust} = 0$)的情景。虚线表示考虑了异质核化($N_{dust} = 10 \text{ L}^{-1}$)的情景。从实线($N_i = N_{ihom}$)可以看出, N_i 随 W 的增大而增大。在 $N_{so4} = 100\ 000 \text{ L}^{-1}$ 时,由 LP 方案算出的 N_i 最高,BN 方案次之,KL 方案最低。需要指出,当上升速度很小时($W < 0.07 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),KL 方案中同质核化没有发生($N_{ihom} = 0$),原因是 KL 方案判断在给定的积分时间(即模式步长)内干绝热上升的气块能否达到 S_{ihom} 。当上升速度很小时, S_i 在给定的时间内(1 800 s)不能达到 S_{ihom} 。从

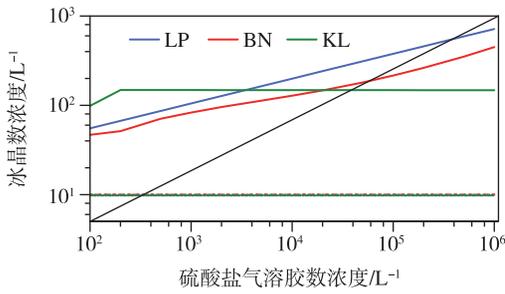


图1 三套冰晶核化参数化方案计算得出的同质核化冰晶数浓度 (N_{ihom} ; 实线, 单位: L^{-1}) 随硫酸盐气溶胶数浓度 (N_{so4} ; 单位: L^{-1}) 的变化 (蓝色为 LP 方案、红色为 BN 方案、绿色为 KL 方案; $T=220\text{ K}$, $P=250\text{ hPa}$, $N_{dust}=10\text{ L}^{-1}$, $W=0.1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; 三套参数化方案计算得出的异质核化数浓度 (N_{ihet} ; 虚线, 单位: L^{-1}) 始终都是 10 L^{-1})

Fig.1 Homogeneous freezing ice number density (N_{ihom} , solid line, units: L^{-1}) calculated from three ice nucleation parameterizations as a function of sulfate aerosol number density (N_{so4} , units: L^{-1}) (The blue line indicates LP, red line indicates BN, and green line indicates KL; $T=220\text{ K}$, $P=250\text{ hPa}$, $N_{dust}=10\text{ L}^{-1}$, $W=0.1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; Heterogeneous freezing ice number density (N_{ihet} , dashed line, units: L^{-1}) is always 10 L^{-1})

虚线可以看出,当 $W < 0.14\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时,三套方案计算得出的 N_i 都不超过 10 L^{-1} , N_i 全部来源于异质核化,同质核化没有发生。需要注意,在 $0.14\text{ m}\cdot\text{s}^{-1} < W < 0.19\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 条件下,LP 方案没有发生同质核化,而在 BN 和 KL 方案中发生了同质核化。也就是说,采用 LP 方案时,异质核化抑制同质核化发生的情况更容易出现。

3 三套冰晶核化参数化方案对冰云的模拟

本节主要评估三套冰晶核化参数化方案在 CAM5 中对冰云的模拟。首先,通过与观测的 N_i 数据进行对比,评估模式对冰云的模拟能力。之后,分析由冰晶核化参数化方案造成的模拟结果的差异。在这部分用到的模拟实验中,冰晶核化参数化方案都是使用 PD 气溶胶读入数据。

图 3 给出了三套参数化方案模拟的 N_i 随温度的变化。图中,观测资料采用的是 Krämer et al. (2009) 中收集的飞机观测资料。需要注意,在观测过程中,冰晶碰到设备将发生破碎,会造成观测的

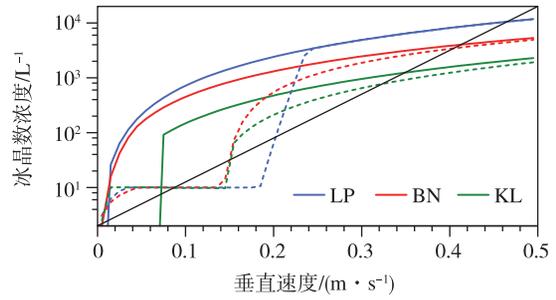


图2 三套冰晶核化参数化方案计算得出的冰晶数浓度 ($N_i=N_{ihom}+N_{ihet}$; 单位: L^{-1}) 随上升速度 (W ; 单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) 的变化 (蓝色为 LP 方案、红色为 BN 方案、绿色为 KL 方案; $T=220\text{ K}$, $P=250\text{ hPa}$, $N_{so4}=100\ 000\text{ L}^{-1}$; 实线表示只有同质核化的实验, $N_{dust}=0$; 虚线表示考虑了异质核化与同质核化的竞争的实验, $N_{dust}=10\text{ L}^{-1}$)

Fig.2 Ice number density (i.e. $N_i=N_{ihom}+N_{ihet}$, units: L^{-1}) calculated from three ice nucleation parameterizations as a function of updraft velocity (W , units: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) [$T=220\text{ K}$, $P=250\text{ hPa}$, $N_{so4}=100\ 000\text{ L}^{-1}$]; The solid line indicates pure homogeneous freezing simulations (i.e. $N_{dust}=0$); The dashed line indicates the simulations considering the competition between homogeneous and heterogeneous freezing (i.e. $N_{dust}=10\text{ L}^{-1}$)

N_i 虚假偏多,尤其是在偏暖的冰云中。图 3 中,模拟结果的一个显著特征是冰晶数浓度随气温的升高而减少。造成这个特征的主要原因是同质核化的发生概率以及生成冰晶的 N_i 随温度升高而减少。在温度小于 205 K 时,模拟的 N_i 明显高于观测。一种可能原因是,在这种低温条件下,气溶胶液滴呈现出玻璃的特征,少量的气溶胶液滴在还没有达到 S_{ihom} 时就作为 IN 发生异质核化了。也就是,冰云形成以异质核化为主,同质核化很难发生 (Murray et al., 2010)。若将上述影响简单地考虑到模式中,例如:温度低于 205 K 时,禁止同质核化发生。那么,模拟的 N_i 与观测较为接近 (史湘军, 2010)。本文为了能够与以往的模式模拟结果进行对比,没有使用这种限制。在温度高于 225 K 时,模拟的冰晶数浓度明显低于观测。在这种偏暖的冰云中,观测的冰晶数浓度可能出现虚假偏多。当温度范围在 $205\sim 225\text{ K}$ 时,模拟的冰晶数浓度与观测接近。图 3 中,另一个显著特征是三套方案的模拟结果很接近。

图 4 给出了冰云中 N_i 的概率分布。飞机观测数据来自美国的一个冰云外场观测实验 (SPARTIC-

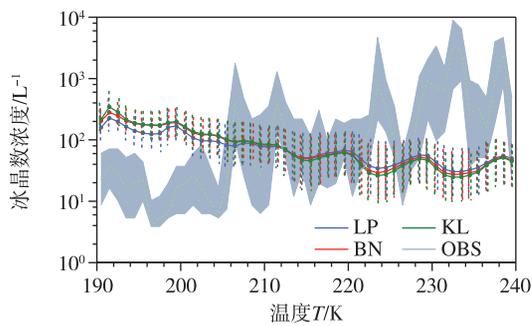


图3 三套参数化方案模拟的冰云中冰晶数浓度(N_i ;单位: L^{-1})随温度(T ;单位: K)的变化(CAM5模拟试验每3h输出一次结果;与观测资料(Krämer et al.,2009)相对应,只分析热带、中纬度、北极圈附近的模式数据;实线表示50%线,虚线表示25%~75%线;灰色阴影表示在25%~75%线的观测数据范围)

Fig.3 In-cloud ice crystal number concentration (N_i , units: L^{-1}) versus temperature (T , units: K) (The CAM5 model results were sampled every 3 h over tropical, mid-latitude and Arctic regions, including the observation locations reported by Krämer et al.(2009); The 50th (solid line), 25th and 75th percentiles (error bars) are shown for each 1 K temperature bin; The gray color indicates observations between the 25th and 75th percentiles)

US, <http://acrf-campaign.arm.gov/sparticus/>). 观测区域位于($97.5^{\circ}W, 36.6^{\circ}N$)附近。这套观测数据排除了冰晶破碎的影响。由图可见,观测的 N_i 主要分布在 $5\sim 500 L^{-1}$ 。模拟的 N_i 主要分布在 $2\sim 200 L^{-1}$,略低于观测数据。不过,模拟结果冰晶浓度37%~39%集中在 $20\sim 50$ 个/升区间(LP38%, BN37%, KL39%),观测的冰晶浓度31%集中在较低的 $10\sim 20$ 个/升区间。总体来说,模拟的 N_i 的概率分布与观测比较接近,三套方案的模拟结果无明显差异。

离线测试结果表明LP方案相对于BN和KL方案更容易出现的异质核化阻止同质核化发生的情况。因此,有必要诊断分析CAM5模式在采用LP方案时冰云形成过程中同质核化发生概率是否低于其他两方案。由图5可见,采用LP方案时同质核化发生概率明显低于BN和KL方案。此外,无论采用哪套方案,多年纬向平均的同质核化发生概率都小于0.1。也就是说,90%以上的冰云生成过程中只出现异质核化。这与飞机观测得出的结论是一致的,冰云形成以异质核化为主(Cziczo, et al., 2013)。从图5还可以看出,南半球同质核化发生概

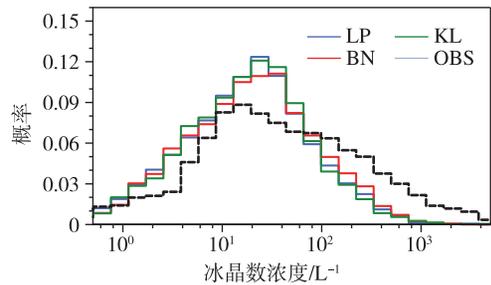


图4 冰云中冰晶数浓度(N_i ;单位: L^{-1})的概率分布(黑虚线表示从SPARTICUS外场实验获得的飞机观测数据;实线表示观测地点上空的CAM5模式模拟结果)

Fig.4 Probability distribution frequency of in-cloud ice number concentration (N_i , units: L^{-1}) (The black dashed line refers to the aircraft measurements from the SPARTICUS campaign; The solid line indicates the CAM5 model results, which were sampled over the field measurement site)

率高于北半球。原因是北半球沙尘气溶胶多,沙尘气溶胶异质核化阻止了同质核化的发生。

图6给出了冰晶数浓度的垂直分布。由于热带对流层顶部气温相对较低和次网格垂直扰动相对剧烈,同质核化发生时能够产生较多的冰晶(Barahona and Nenes,2008)。因此,三套方案模拟得出的冰晶数浓度高值区(大于 $200 L^{-1}$)都是主要分布在热带对流层顶部。不过,采用LP方案时,同质核化发生概率相对偏低(图5),从而导致年平均的冰晶数浓度小于BN和KL方案。图6也给出了异质核化对冰晶数浓度贡献(N_{ihet}/N_i)。由于北半球沙尘多于南半球,沙尘气溶胶多,不仅仅导致异质核化生成的冰晶数浓度多,并且还能抑制同质核化的发生。所以,北半球异质核化对冰晶数浓度的贡献明显高于南半球。需要特别指出,在北半球中高纬以外地区,异质核化对冰晶数浓度贡献小于0.5,在南半球的部分区域,甚至小于0.1。这说明,虽然大多数冰云由异质核化生成,年平均冰晶数浓度却是主要来自同质核化。

冰晶数浓度的变化会影响冰云的光学厚度,进而影响云辐射强迫。图7给出了多年纬圈平均的云长波辐射强迫(Long-Wave Cloud Forcing, LWCF)、短波辐射强迫(Short-Wave Cloud Forcing, SWCF)、气柱冰晶数密度(column ice number concentration, 简称CDNUMI)和云冰路径(Ice Water Path, IWP)。由图可见,CAM模式模拟的云辐射强迫与观测较为接近。三套实验(LP、BN和KL)模拟得出的CDN-

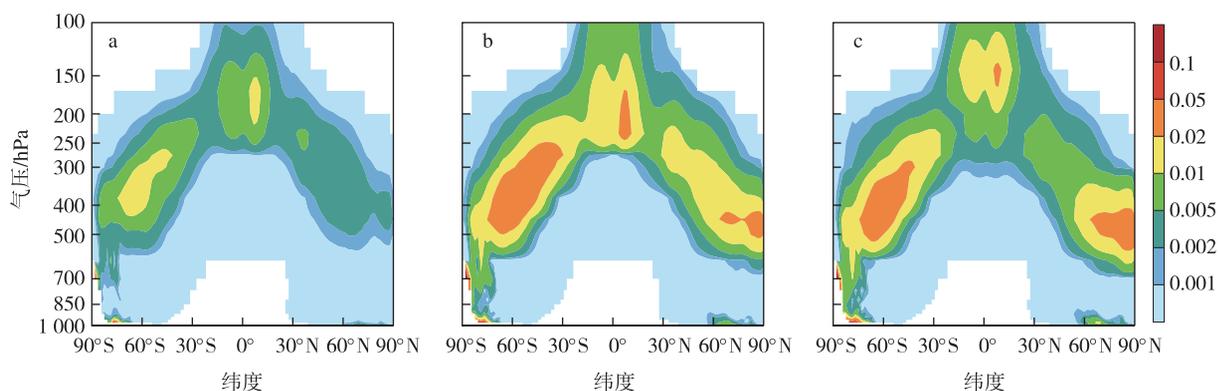


图5 多年纬向平均的冰云形成过程中同质核化出现概率的垂直分布(图中空白区域表示多年纬向平均的冰云出现概率小于0.001) a.LP方案;b.BN方案;c.KL方案

Fig.5 Annual zonal mean occurrence frequency of homogeneous freezing (the results are sampled from model grids where the annual mean occurrence frequency of ice nucleation events is greater than 0.001) : (a) LP; (b) BN; (c) KL

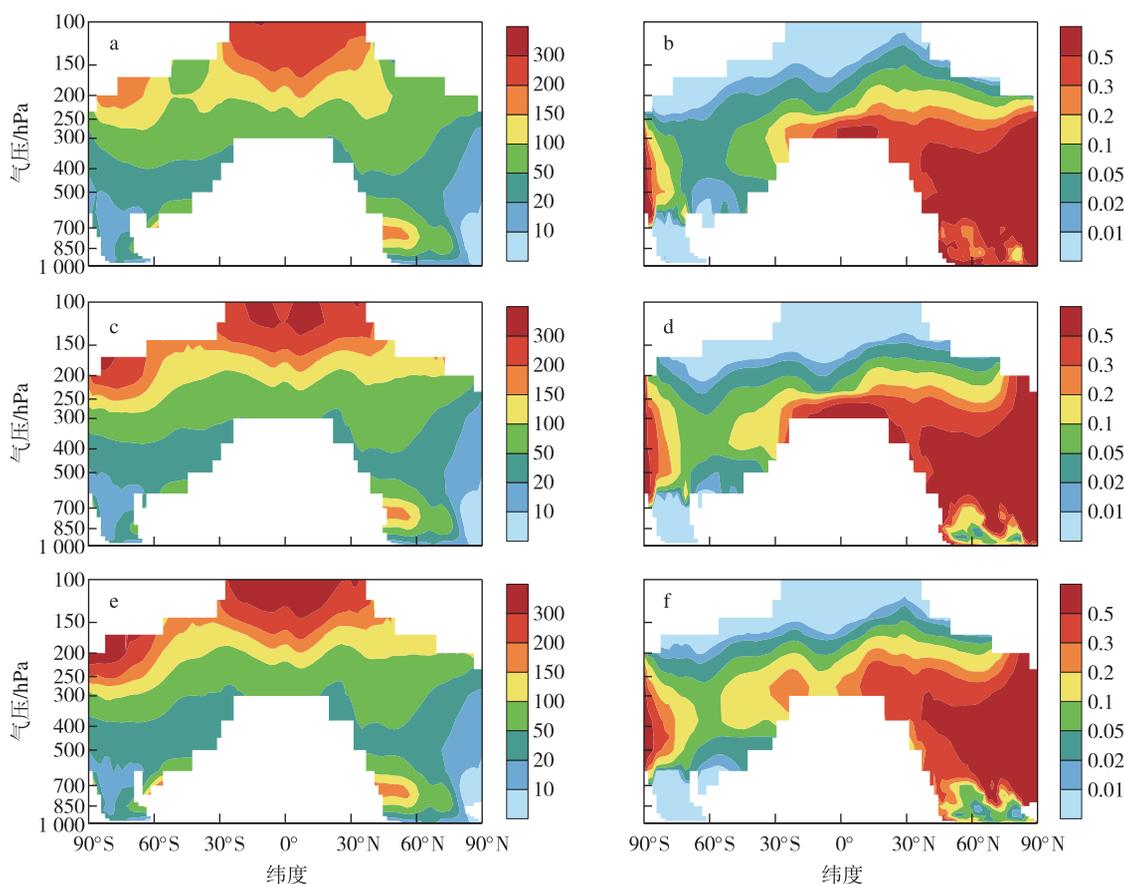


图6 多年纬向平均的冰云中冰晶数浓度(a,c,e; N_i ,单位: L^{-1})和异质核化贡献(b,d,f; N_{ihet}/N_i)的垂直分布(图中空白区域表示 N_i 或 N_{ihet}/N_i 出现概率小于0.001) a,b.LP方案;c,d.BN方案;e,f.KL方案

Fig.6 As fig.5, but for annual zonal mean in-cloud ice crystal concentration (a, c, e; N_i , units: L^{-1}) and heterogeneous freezing contribution (b, d, f; N_{ihet}/N_i): (a, b) LP; (c, d) BN; (e, f) KL

UMI 和 IWP 非常接近,没有明显差别。因此,云长波、短波辐射强迫(LWCF、SWCF)也非常接近。LP、BN 和 KL 三套实验(PD)模拟得出的全球平均的 CDNUMI 分别为 150.1 、 145.1 和 $149.7 \times 10^6 m^{-2}$

(表1),无明显差异。此外,全球平均的 IWP、LWCF、SWCF、大尺度降水(large-scale precipitation,简称 PRECL)和对流降水(convective precipitation,简称 PRECC)也是比较接近。总体而

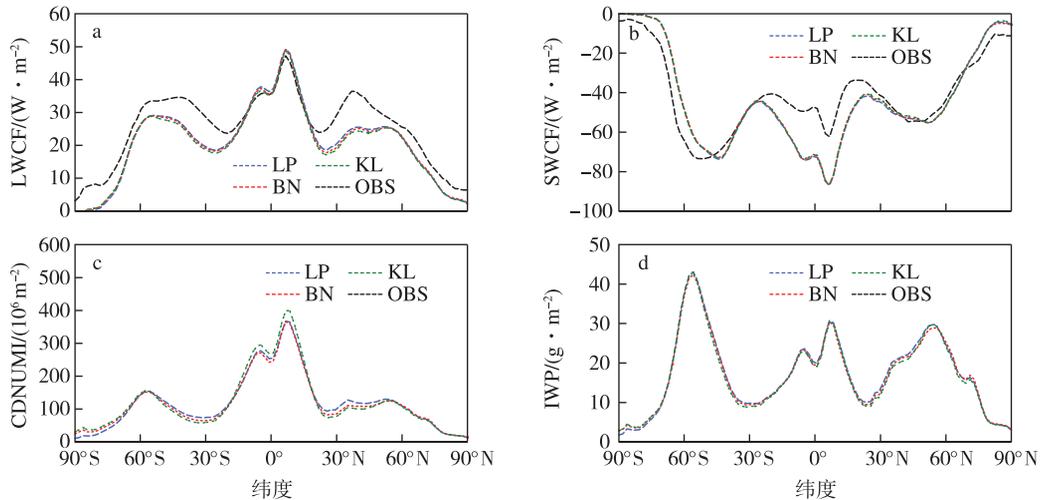


图7 多年纬向平均的云长波辐射强迫(a; LWCF, 单位: $W \cdot m^{-2}$)、短波辐射强迫(b; SWCF, 单位: $W \cdot m^{-2}$)、气柱冰晶数浓度(c; CDNUMI, 单位: $10^6 m^{-2}$)和云冰路径(d; IWP, 单位: $g \cdot m^{-2}$) (黑实线表示云辐射强迫观测数据(Wielicki, et al., 1996))

Fig.7 Annual and zonal mean distributions of long-wave cloud forcing (LWCF, units: $W \cdot m^{-2}$) and short-wave cloud forcing (SWCF, units: $W \cdot m^{-2}$), column cloud ice number concentration (CDNUMI, units: $10^6 m^{-2}$) and ice water path (IWP, units: $g \cdot m^{-2}$) (The black solid line refers to the observed data for cloud forcing (Wielicki et al., 1996))

言,模式采用不同冰晶核化参数化方案(LP、BN和KL)的云辐射强迫和降水非常接近,无显著差异。

4 不同冰晶核化参数化方案对评估气溶胶间接效应的影响

评估气溶胶的间接效应是模拟分析气候变化的一个重要环节(Ghan et al., 2012)。由于冰晶粒子半径通常远大于云滴粒子半径,相对于暖云,冰云更能显著地影响LWCF (Gettelman et al., 2012)。在采用KL方案的ECHAM5中,从PI到PD, LWCF的变化(PD-PI)为 $0.05 \sim 0.20 W \cdot m^{-2}$ (Zhang et al., 2013)。在采用LP方案的CAM5中, LWCF的变化明显增大($0.40 \sim 0.52 W \cdot m^{-2}$, Ghan et al., 2012)。从PI到PD,大气中的硫酸盐气溶胶显著增加(Lohmann, 2006)。前面三套方案的离线测试显示,由KL方案计算得出的 N_i 在多数情况下对 N_{so4} 不敏感,而LP和BN方案计算得出的 N_i 明显随 N_{so4} 的增加而增加。此处将重点分析不同冰晶核化参数化方案对评估气溶胶间接效应的影响。

图8给出了PD试验与PI试验的差值。从PI到PD,三套方案计算得出的多年纬向平均CDNUMI在 $30^\circ S$ 以南变化都很小,在“0”线附近摆动,年扰动振幅也相对较小,其主要原因是上述地区的 N_{so4} 从PI到PD变化很小。在 $20^\circ S \sim 70^\circ N$ 之间,因 N_{so4} 从PI到PD明显增多,LP和BN方案计算得

出的CDNUMI明显增加。由于KL方案多数情况下对 N_{so4} 不敏感, KL方案计算得出的CDNUMI在 $20^\circ S \sim 5^\circ N$ 和 $20 \sim 70^\circ N$ 无显著增多。不过,在 $5 \sim 20^\circ N$ 区间, KL方案计算得出的CDNUMI增加明显。原因是,在上述地区,模式诊断得出的驱动冰晶核化参数化方案的次网格扰动上升速度(W_{sub})相对较大,并且 N_{so4} 从PI到PD显著增多。若上升速度大,硫酸盐溶液滴可能全部发生同质核化,形成冰晶。这种情况下, N_i 随着 N_{so4} 增多而增多。从全球平均来看(表1),从PI到PD,采用LP、BN和KL方案计算得出的CDNUMI分别增加了 9.5 、 8.0 和 $3.1 \times 10^6 m^{-2}$ 。LP和BN方案计算得出的CDNUMI明显高于KL方案。冰晶数浓度的变化将影响冰云的光学厚度,进而影响云的辐射强迫。与CDNUMI增多相对应,采用LP和BN方案时, LWCF在 $20^\circ S \sim 70^\circ N$ 之间大部分地区明显增强;采用KL方案时, LWCF仅在 $5 \sim 20^\circ N$ 区间明显增强。从全球平均来看(表1),从PI到PD,采用LP、BN和KL方案时模式诊断得出的LWCF分别增加了 0.36 、 0.33 和 $0.05 W \cdot m^{-2}$ 。采用LP和BN方案时计算得出的LWCF明显高于KL方案。非常明显,不同模式模拟的LWCF(PD-PI)之间的差异(ECHAM5-KL在 $0.05 \sim 0.20 W \cdot m^{-2}$; CAM5-LP在 $0.40 \sim 0.52 W \cdot m^{-2}$)主要来自冰晶核化参数化方案。需要指出,在本文的模式实验中,无论采用PD还是PI气溶胶读

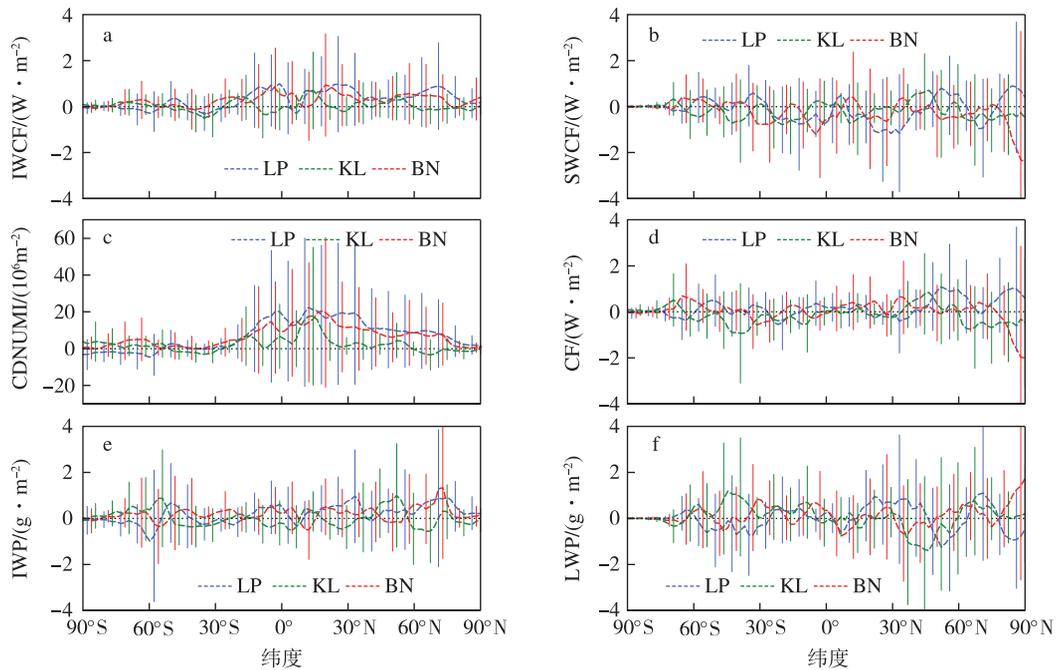


图 8 多年纬向平均的云长波辐射强迫 (a; LWCF, 单位: $W \cdot m^{-2}$)、短波辐射强迫 (b; SWCF, 单位: $W \cdot m^{-2}$)、气柱冰晶数密度 (c; CDNUMI, 单位: $10^6 m^{-2}$)、云辐射强迫 (d; CF=LWCF+SWCF, 单位: $W \cdot m^{-2}$)、云冰路径 (e; IWP, 单位: $g \cdot m^{-2}$) 云水路径 (f; LWP, 单位: $g \cdot m^{-2}$) 从工业革命前 (PI) 到当今 (PD) 的变化 (垂直细线表示 2 倍的年扰动均方差)

Fig.8 Changes (present-day minus pre-industrial times) in annual and zonal mean distributions of long-wave cloud forcing (LWCF, units: $W \cdot m^{-2}$) and shortwave cloud forcing (SWCF, units: $W \cdot m^{-2}$), column cloud ice number concentration (CDNUMI, units: $10^6 m^{-2}$), cloud forcing (CF=LWCF+SWCF, units: $W \cdot m^{-2}$), ice water path (IWP, units: $g \cdot m^{-2}$) and liquid water path (LWP, units: $g \cdot m^{-2}$) for the LP, BN and KL experiments (The vertical bars indicate the ranges of two standard deviations calculated from the differences of each year for 10 years at different latitudes)

表 1 CAM5 模拟试验输出变量的全球平均值

Table 1 Global annual mean variables from CAM5 model experiments

Names	CF/ ($W \cdot m^{-2}$)	LWCF/ ($W \cdot m^{-2}$)	SWCF/ ($W \cdot m^{-2}$)	IWP/ ($g \cdot m^{-2}$)	LWP/ ($g \cdot m^{-2}$)	CDNUMI/ $10^6 m^{-2}$	CDNUMC/ $10^{10} m^{-2}$	PRECC/ ($mm \cdot d^{-1}$)	PRECL/ ($mm \cdot d^{-1}$)	PRECT/ ($mm \cdot d^{-1}$)
LP _{PD}	-27.84	25.86	-53.70	19.19	45.32	150.1	1.40	2.07	0.89	2.96
BN _{PD}	-27.81	25.46	-53.27	18.77	45.09	145.1	1.39	2.08	0.89	2.97
KL _{PD}	-28.15	25.06	-53.21	18.52	45.20	149.7	1.41	2.08	0.89	2.97
LP _{PI}	-27.97	25.50	-53.47	18.99	45.26	140.6	1.40	2.07	0.89	2.96
BN _{PI}	-27.91	25.13	-53.04	18.58	45.01	137.1	1.40	2.08	0.89	2.97
KL _{PI}	-28.02	25.01	-53.03	18.53	45.12	146.6	1.40	2.09	0.89	2.98
Δ LP	0.13	0.36	-0.23	0.20	0.06	9.5				
Δ BN	0.10	0.33	-0.23	0.19	0.08	8.0	-0.01			
Δ KL	-0.13	0.05	-0.18	-0.01	0.08	3.1	0.01	-0.01		

注:表中下标“PD”和“PI”代表驱动冰晶核化参数化方案的读入的气溶胶数据;Δ表示“PD”和“PI”的差;表中给出的变量为云辐射强迫 (CF) 及其长波辐射强迫 (LWCF) 和短波辐射强迫 (SWCF) 两部分,云冰路径 (IWP) 和云水路径 (LWP),气柱冰晶数密度 (CDNUMI) 和云滴数密度 (CDNUMC),对流 (PRECC),大尺度 (PRECL) 和总降水率 (PRECT)。

入数据,计算暖云云滴数浓度时都是依据当代 (PD) 气溶胶前体物在线计算的气溶胶特征。若在暖云中

也使用不同年代 (PI、PD) 的气溶胶数据,云滴数浓度从 PI 到 PD 的显著增加也将对 LWCF 产生影响,

CAM5 模式计算得出的 LWCF (PD—PI) 将增强 ($0.46 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ LP 方案, Shi et al., 2015)。与对 LWCF 的影响不同, N_i 的变化对 SWCF 的影响更为复杂, 可能通过影响局地的降水、辐射等其他因素进而影响 SWCF。因此, SWCF 的变化 (PD—PI) 较为复杂, 年平均扰动振幅较大, 且没有明显的统计特征 (图 8)。此外, 冰晶数浓度的变化可以通过影响大气环流、水汽输送进而对其他地区的云水、云冰造成影响。由图 8 可见, 在 60°S 附近, 云冰路径 (IWP) 从 PI 到 PD 变化十分明显; 在 $30\sim 60^\circ\text{S}$ 区间, 云水路径 (LWP) 从 PI 到 PD 变化十分明显。

5 结论和讨论

本文首先对 LP、BN 和 KL 这三套冰晶核化参数化方案进行离线测试, 找出他们之间的差异。结果表明, 使用 KL 方案时, 多数情况下计算得出的冰晶数浓度 (N_i) 对硫酸盐溶液滴的数浓度 (N_{so4}) 不敏感。但是, 使用 LP 和 BN 方案计算得出的 N_i 明显随 N_{so4} 的增加而增加 (图 1)。相对于 BN 和 KL 方案, LP 方案中抑制同质核化发生的情况更容易出现 (图 2)。不过, 由 LP 方案中计算得出的 N_i 多数情况下高于 BN 和 KL 方案 (图 1 和图 2)。

其次, 将 BN 和 KL 方案也引入 CAM5 模式, 评估了模式使用这三套方案对冰云的模拟能力。模拟结果显示, 采用 LP、BN 和 KL 方案得出 N_i 、 N_i 的概率分布和云辐射强迫十分相似, 并且基本上接近观测 (图 3、图 4 和图 7)。这表明, 模式对平均气候态的模拟似乎不受如何选择冰晶核化参数化方案的影响, 也就排除了由于气候平均状态大幅改变进而对评估人为产生气溶胶间接效应的影响。有必要再次指出, BN 方案默认最多只能有 5% 的沙尘能够转化为冰晶凝结核 (IN)。在本文的试验中, BN 方案去掉了 5% 这个限制, 与 LP 和 KL 方案保持一致。若保留这个限制, IN 大幅减少, 对同质核化的抑制能力减弱。同质核化生成的 N_i 将明显增多, 进而对云

辐射强迫造成显著影响 (史湘军, 2010; Zhang et al., 2013)。由于在离线测试中 LP 方案更容易出现抑制同质核化发生的情况, 本文分析了 CAM5 模拟的同质核化发生概率。采用 LP 方案的同质核化发生概率明显低于 BN 和 KL 方案 (图 5), 与离散测试结果一致。不过, 模式使用 LP 方案得出的 N_i 并没有显著地小于 BN 和 KL 方案 (图 3 和图 6)。一种原因是, 在相同条件下, LP 方案计算得出的 N_i 高于其他两套方案 (图 2)。另一种可能原因是, 同质核化发生概率与年平均的 N_i 之间存在负反馈机制。同质核化发生频繁, 冰云中时常存在较高的 N_i 。受冰云中已存在冰晶的影响, 同质核化发生概率将降低。即使同质核化发生, 生成的 N_i 也将降低, 年平均的 N_i 将减小。

最后, 分析了不同冰晶核化参数化方案对评估人为产生气溶胶的间接效应的影响。在本文的 CAM5 数值实验中, 使用读入的 PD (或 PI) 气溶胶数据驱动冰晶核化参数化方案, 这样就排除了人为产生的气溶胶通过影响暖云进而对气候造成的影响。计算气溶胶光学特征一律采用 PD 气溶胶读入数据, 这样就不存在人为产生气溶胶的直接气候效应。模式模拟结果显示, 采用 LP 和 BN 方案时得出的全球平均 LWCF 从工业革命前 (PI) 到当代 (PD) 分别增加了 0.36 和 $0.33 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 明显高于 KL 方案的 $0.05 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (表 1)。因此推断, 冰晶核化参数化方案是导致不同模式模拟人为产生气溶胶间接效应存在较大差异 (ECHAM5-KL 的 LWCF 从 PI 到 PD 上升 $0.05\sim 0.20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 而 CAM5-LP 的结果为 $0.40\sim 0.52 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$) 的主要因素。相对于冰晶核化参数化方案, 能够准确描述上升气块微物理过程的气块模型的实验结果更加可靠。气块模型的试验结果表明, 多数情况下, N_{ihom} 明显地随 N_{so4} 增加而增加 (Shi et al., 2014)。也就是说, 模式采用 KL 冰晶核化参数化方案评估气溶胶间接效应时, 很可能低估了 LWCF 从 PI 到 PD 的上升幅度。

参考文献 (References)

- Barahona D, Molod A, Baumeister J, et al., 2014. Development of two-moment cloud microphysics for liquid and ice within the NASA Goddard Earth Observing System Model (GEOS-5) [J]. *Geosci Model Dev*, 7: 1733-1766.
- Barahona D, Nenes A, 2008. Parameterization of cirrus cloud formation in large-scale models: Homogeneous nucleation [J]. *J Geophys Res-Atmos*, 113, D11211.
- Barahona D, Nenes A, 2009. Parameterizing the competition between homogeneous and heterogeneous freezing in ice cloud formation-polydisperse ice nuclei [J]. *Atmos Chem Phys*, 9: 5933-5948.
- Bretherton, CS, Park S, 2009. A new moist turbulence parameterization in the Community Atmosphere Model [J]. *J Climate*, 22: 3422-3448.
- Cantrell W, Heymsfield A, 2005. Production of ice in tropospheric clouds: A review [J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 86: 795-801.

- Chen Y L, DeMott P J, Kreidenweis, et al., 2000. Ice formation by sulfate and sulfuric acid aerosol particles under upper-tropospheric conditions [J]. *J Atmos Sci*, 57: 3752-3766.
- Corti T, Luo B P, Peter T, et al., 2005. Mean radiative energy balance and vertical mass fluxes in the equatorial upper troposphere and lower stratosphere [J]. *Geophys Res Lett*, 32, L06802.
- Cziczo D J, Froyd K D, Hoose C, et al., 2013. Clarifying the dominant sources and mechanisms of cirrus cloud formation [J]. *Science*, 340: 1320-1324.
- Cziczo D J, Murphy D M, Hudson P K, et al., 2004. Single particle measurements of the chemical composition of cirrus ice residue during CRYSTAL-FACE [J]. *J Geophys Res-Atmos*, 109, D04201.
- DeMott P J, Cziczo D J, Prenni A J, et al., 2003. Measurements of the concentration and composition of nuclei for cirrus formation [J]. *P Natl Acad Sci USA*, 100: 14655-14660.
- DeMott P J, Meyers M P, Cotton W R, 1994. Parameterization and impact of ice initiation processes relevant to numerical-model simulations of cirrus clouds [J]. *J Atmos Sci*, 51: 1577-1577.
- DeMott P J, Möhler O, Stetzer O, et al., 2011. Resurgence in ice nuclei measurement research [J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 92: 1623-1635.
- DeMott P J, Rogers D C, Kreidenweis S M, 1997. The susceptibility of ice formation in upper tropospheric clouds to insoluble aerosol components [J]. *J Geophys Res-Atmos*, 102: 19575-19584.
- Diao M, Zondlo M A, Heymsfield A J, et al., 2014. Cloud-scale ice-supersaturated regions spatially correlate with high water vapor heterogeneities [J]. *Atmos Chem Phys*, 14: 2639-2656.
- Fusina F, Spichtinger P, Lohmann U, 2007. Impact of ice supersaturated regions and thin cirrus on radiation in the midlatitudes [J]. *J Geophys Res*, 112, D24S14.
- Gettelman A, Liu X, Ghan S J, et al., 2010. Global simulations of ice nucleation and ice supersaturation with an improved cloud scheme in the Community Atmosphere Model [J]. *J Geophys Res-Atmos*, 115, D18216.
- Gettelman A, Liu X, Barahona D, et al., 2012. Climate impacts of ice nucleation [J]. *J Geophys Res-Atmos*, 117, D20201.
- Gettelman A, Randel W J, Wu F, et al., 2002. Transport of water vapor in the tropical tropopause layer [J]. *Geophys Res Lett*, 29: 825-828.
- Ghan S J, Liu X, Easter R C, et al., 2012. Comparative decomposition of aerosol direct, semidirect, and indirect radiative forcing [J]. *J Climate*, 25: 6461-6476.
- Haag W, Kärcher B, 2004. The impact of aerosols and gravity waves on cirrus clouds at midlatitudes [J]. *J Geophys Res*, 109: 933-946.
- Hegg D A, Baker M B, 2009. Nucleation in the atmosphere [J]. *Rep Prog Phys*, 72(5): 056801.
- Hendricks J, Kärcher B, Lohmann U, 2011. Effects of ice nuclei on cirrus clouds in a global climate model [J]. *J Geophys Res-Atmos*, 116, D18206.
- Heymsfield A J, Sabin R M, 1989. Cirrus crystal nucleation by homogeneous freezing of solution droplets [J]. *J Atmos Sci*, 46: 2252-2264.
- Hoose C, Möhler O, 2012. Heterogeneous ice nucleation on atmospheric aerosols: A review of results from laboratory experiments [J]. *Atmos Chem Phys*, 12: 9817-9854.
- Jensen E J, Diskin G, Lawson R P, et al., 2013. Ice nucleation and dehydration in the tropical tropopause layer [J]. *P Natl Acad Sci USA*, 110: 2041-2046.
- Kärcher B, Lohmann U, 2002. A parameterization of cirrus cloud formation: Homogeneous freezing of supercooled aerosols [J]. *J Geophys Res-Atmos*, 107: 919-920.
- Kärcher B, Hendricks J, Lohmann U, 2006. Physically based parameterization of cirrus cloud formation for use in global atmospheric models [J]. *J Geophys Res-Atmos*, 111, D01205.
- Kärcher B, Lohmann U, 2003. A parameterization of cirrus cloud formation: Heterogeneous freezing [J]. *J Geophys Res-Atmos*, 108, D14, 4402.
- Kärcher B, Möhler O, DeMott P J, et al., 2007. Insights into the role of soot aerosols in cirrus cloud formation [J]. *Atmos Chem Phys*, 7: 4203-4227.
- Kay J E, Baker M, Hegg D, 2006. Microphysical and dynamical controls on cirrus cloud optical depth distributions [J]. *J Geophys Res-Atmos*, 111, D24205.
- Khvorostyanov V I, Morrison H, Curry J A, et al., 2006. High supersaturation and modes of ice nucleation in thin tropopause cirrus: Simulation of the 13 July 2002 cirrus regional study of tropical anvils and cirrus layers case [J]. *J Geophys Res-Atmos*, 111, D02201.
- Koop T, 2004. Homogeneous ice nucleation in water and aqueous solutions [J]. *Z Phys Chem*, 218(11): 1231-1258.
- Koop T, Luo B P, Tsias A, et al., 2000. Water activity as the determinant for homogeneous ice nucleation in aqueous solutions [J]. *Nature*, 406: 611-614.
- Korolev A, Isaac G A, 2006. Relative humidity in liquid, mixed-phase and ice clouds [J]. *J Atmos Sci*, 63: 2865-2880.
- Krämer M, Schiller C, Afchine A, et al., 2009. Ice supersaturations and cirrus cloud crystal numbers [J]. *Atmos Chem Phys*, 9: 3505-3522.
- 李杰, 郭学良, 盛日峰, 等, 2016. 我国冰粒降水天气的观测特征统计分析 [J]. *大气科学学报*, 39(3): 349-360. Li J, Guo X L, Sheng R F, et al., 2016. Statistical analysis of observed properties of ice-pellet precipitation in China [J]. *Trans Atmos Sci*, 39(3): 349-360. (in Chinese).
- Liou K N, 1986. Influence of cirrus clouds on weather and climate processes—a global perspective [J]. *Mon Wea Rev*, 114: 1167-1199.
- Liu X, Penner J, 2005. Ice nucleation parameterization for global models [J]. *Meteorol Z*, 14: 499-514.
- Liu X, Easter R C, Ghan S J, et al., 2012. Toward a minimal representation of aerosols in climate models: Description and evaluation in the Community Atmosphere Model CAM5.3 [J]. *Geosci Model Dev*, 5: 709-739.

- Lohmann U, 2006. Aerosol effects on clouds and climate [J]. *Space Sci Rev*, 125(1/2/3/4): 129-137.
- Lohmann U, Spichtinger P, Jess S, et al., 2008. Cirrus cloud formation and ice supersaturated regions in a global climate model [J]. *Environ Res Lett*, 3(4): 52-55.
- Morrison H, Gettelman A, 2008. A new two-moment bulk strati-form cloud microphysics scheme in the Community Atmosphere Model, version 3 (CAM3). Part I: Description and numerical tests [J]. *J Climate*, 21: 3642-3659.
- Murphy D M, 2014. Rare temperature histories and cirrus ice number density in a parcel and one-dimensional model [J]. *Atmos Chem Phys Discuss*, 14: 10701-10723.
- Murray B J, Theodore W, Dobbie S, et al., 2010. Heterogeneous nucleation of ice particles on glassy aerosols under cirrus conditions [J]. *Nat Geosci*, 3: 233-236.
- Neale R B, Gettelman A, Park S, et al., 2012. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 5.0) [M]. Boulder: Natl Cent for Atmos Res.
- Pruppacher H R, Klett J D, 1997. *Microphysics of cloud and precipitation* [M]. New York: Springer.
- Rossow W B, Schiffer R A, 1999. Advances in understanding clouds from ISCCP [J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 80: 2261-2287.
- Sassen K, Wang Z, Liu D, 2008. Global distribution of cirrus clouds from CloudSat/Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) measurements [J]. *J Geophys Res-Atmos*, 113, D00A12.
- Schmitt C G, Heymsfield A J, 2014. Observational quantification of the separation of simple and complex atmospheric ice particles [J]. *Geophys Res Lett*, 41(4): 1301-1307.
- 史湘军, 2010. 格点大气模式(GAMIL)中云微物理方案的发展及气溶胶间接效应的评估 [D]. 北京: 中科院大气物理研究所. Shi X J, 2010. Cloud microphysics and aerosol indirect effects in the Grid-point Atmospheric Model of IAP LASG (GAMIL) [D]. Beijing: Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences. (in Chinese).
- Shi X, Liu X, Zhang K, 2015. Effects of pre-existing ice crystals on cirrus clouds and comparison between different ice nucleation parameterizations with the Community Atmosphere Model (CAM5) [J]. *Atmos Chem Phys*, 15: 1503-1520.
- Shi X, Liu X, Zhang K, 2014. Estimating anthropogenic aerosol indirect effects through cirrus clouds using CAM5. 1 with different ice nucleation parameterizations [R]. 19th CESM meeting, Steamboat, Colorado.
- Spichtinger P, Krämer M, 2013. Tropical tropopause ice clouds: A dynamic approach to the mystery of low crystal numbers [J]. *Atmos Chem Phys*, 13: 9801-9818.
- 王佳, 智协飞, 白卡娃, 等, 2010. 一次人工消雨试验数值模拟及物理过程分析 [J]. *大气科学学报*, 33(4): 460-468. Wang J, Zhi X F, Bai K W, et al., 2010. Numerical simulation of an artificial rain dispersal experiment and analysis of its physical process [J]. *Trans Atmos Sci*, 33(4): 460-468. (in Chinese).
- Wang P, Minnis P, McCormick M P, et al., 1996. A 6-year climatology of cloud occurrence frequency from stratospheric aerosol and gas experiment II observations (1985—1990) [J]. *J Geophys Res*, 101: 407-429.
- Wang M, Liu X, Zhang K, et al., 2014. Aerosol effects on cirrus through ice nucleation in the Community Atmosphere Model CAM5 with a statistical cirrus scheme [J]. *J Adv Model Earth Syst*, 6: 756-776.
- Wylie D P, Menzel W P, 1999. Eight years of high cloud statistics using HIRS [J]. *J Climate*, 12: 170-184.
- Zhang K, Liu X, Comstock J, et al., 2013. Vertical draft velocity in cirrus clouds and long-wave aerosol indirect effect [R]. The Atmosphere Model Working Group Meeting, Boulder, Colorado.

Sensitivity study on three ice nucleation parameterizations

SHI Xiangjun^{1,2,3}, ZHU Shoupeng¹, ZHI Xiefei¹, DU Kangyun³, Liu Qingai³, Wang Lingwei⁴

¹ Key Laboratory of Meteorological Disasters, Ministry of Education (KLME)/Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC)/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD)/Science and Technology Innovation Team for East Asian Monsoon and Regional Climate Change, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China;

² State Key Laboratory of Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 10029, China;

³ Hebei Climate Center, Hebei Meteorological Bureau, Shijiazhuang, 050021, China;

⁴ Public Meteorological Service Center, Shanghai Meteorological Bureau, Shanghai, 200030, China

The ultimate purpose of this study is to investigate the contribution of ice nucleation parameterizations to the

difference in estimating anthropogenic aerosol indirect forcing. Three physically-based ice nucleation parameterizations, respectively developed by Liu and Penner(2005, hereafter LP), Barahona and Nenes(2009, hereafter BN) and Kärcher et al.(2006, hereafter KL) are analyzed in this paper.

The LP parameterization is derived from fitting the simulation results of a cloud parcel with constant updraft velocities. The number of nucleated ice crystals is a function of relative humidity, temperature, aerosol number concentration and updraft velocity. The BN parameterization is derived from an approximation to the analytical solution of air parcel equations. One advantage of BN parameterization is that the heterogeneous nucleation may be described by different nucleation spectra, derived either from the classical nucleation theory, or from observations. In KL parameterization, the competition between different freezing mechanisms is treated by explicitly calculating the evolution of the water vapor saturation ratio within one host-model's time step. It is worth noting that, in this parameterization, the ice crystal number concentration produced via homogeneous freezing is not sensitive to the sulfate aerosol number concentration in most cases, except for the highest($4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) updraft velocities.

The offline experiments show that the ice crystal number concentration calculated from KL parameterization was not sensitive to sulfate aerosols number concentration in most cases, whereas the ice crystal number concentration calculated from the LP and BN parameterizations increased with the increasing sulfate aerosols number concentration. Compared to the BN and KL parameterizations, it is relatively easy for heterogeneous ice nucleation to inhibit homogeneous ice nucleation with LP parameterization. However, the ice crystal number concentration calculated from LP parameterization is usually higher than BN and KL parameterizations.

Aside from the default LP parameterization in the CAM5 model, the BN and KL parameterizations were implemented in CAM5 for comparison. The occurrence frequency of homogeneous freezing from simulation with LP parameterization is less than BN and KL parameterizations. However, all of the simulations show that the occurrence frequency of homogeneous freezing is less than 0.1, which is in consistent with the observations. Furthermore, there is no remarkable difference among these three parameterizations in the ice crystal number concentration or cloud radiative forcing, and all of the simulation results show generally high agreements with cirrus cloud observations. This suggests that the model's capability to simulate cirrus clouds is not sensitive to physically-based ice nucleation parameterizations.

The CAM5 experiment using the KL parameterization predicts a much smaller anthropogenic aerosol long wave indirect forcing(LWCF, $0.05 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$) than that using the LP($0.36 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$) and BN($0.33 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$) parameterizations. This indicates that ice nucleation parameterization plays an important role in estimating anthropogenic aerosol indirect forcing. Previous studies showed that the annual global mean change in LWCF from pre-industrial times to present-day estimated from the ECHAM5 model with KL parameterization was $0.05\text{--}0.20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, which was much less than the estimate($0.40\text{--}0.52 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$) given by the CAM5 model with LP parameterization. It appears that this difference can be mostly explained by ice nucleation parameterizations.

icenucleation ; parameterization ; climate model ; aerosol indirect effect ; sensitivity

doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20160914001

(责任编辑:孙宁)