氣候與環境研究
Climatic and Environmental Research

青藏高原地区气溶胶直接辐射强迫的数值模拟研究

田甜 马建中

Numerical Simulation of Aerosol Direct Radiation Forcing over the Tibetan Plateau

TIAN Tian MA Jianzhong

在线阅读 View online: https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2021.20131

您可能感兴趣的其他文章 Articles you may be interested in

近十年北京气溶胶光学特性及直接辐射强迫研究

Aerosol Optical Properties and Direct Radiative Forcing in Beijing in the Recent Decade

气候与环境研究. 2021, 26(2): 155 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2020.20057

基于HRCLDAS/CLM陆面数据同化系统的青藏高原地区土壤湿度模拟研究

Simulation Analysis of Soil Moisture in the Tibetan Plateau Based on the HRCLDAS/CLM Land Data Assimilation System

气候与环境研究. 2018, 23(4): 442 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2018.17139

青藏高原热力对四川盆地西部一次持续性暴雨影响的数值模拟

Numerical Simulation of Impacts of the Tibetan Plateau Heating on a Persistent Heavy Rainfall in Western Sichuan Basin

气候与环境研究. 2019, 24(1): 37 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2018.17166

青藏高原云水气候特征分析

Climatic Characteristic Analysis of Cloud Water over the Tibetan Plateau

气候与环境研究. 2018, 23(5): 574 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2018.18039

2000~2016年青藏高原地表反照率时空分布及动态变化

Spatial-Temporal Distribution and Variation of Land Surface Albedo over the Tibetan Plateau during 2000-2016

气候与环境研究. 2018, 23(3): 355 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17113

青藏高原大气甲烷浓度时空分布变化特征

Characteristics of Spatial-Temporal Variation of Atmospheric Methane over the Tibetan Plateau

气候与环境研究. 2017, 22(3): 346 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2017.16199

关注微信公众号，获得更多资讯信息

田甜, 马建中. 2021. 青藏高原地区气溶胶直接辐射强迫的数值模拟研究 [J]. 气候与环境研究, 26(4): 449−460. TIAN Tian, MA Jianzhong. 2021. Numerical Simulation of Aerosol Direct Radiation Forcing over the Tibetan Plateau [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 26 (4): 449−460. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2021.20131

青藏高原地区气溶胶直接辐射强迫的数值模拟研究

田甜　马建中

中国气象科学研究院，北京 100081

摘　要　通过比较 EMAC 模式模拟结果和卫星观测结果证实了模式的可信性，进而利用模拟结果分析研究了 2010～2012 年青藏高原上空气溶胶光学厚度及其直接辐射强迫的时空分布规律。结果表明：所有气溶胶组分中，沙尘、水溶性气溶胶和气溶胶中液态水是高原的主要消光物质，三者年平均消光占比分别为 0.27、0.20 和 0.49。2011 年夏季纳布罗火山爆发，高空气溶胶消光在海拔 14 km 以上显著增强。青藏高原气溶胶在大气顶和地表的直接辐射强迫分布总体上由北向南递减，沙尘气溶胶在高原北部边缘大气顶产生正辐射强迫，气溶胶大气层直接辐射强迫对大气有增温效应，主要出现在沙尘含量高的地区。此外，受纳布罗火山爆发的影响，平流层气溶胶在 2011 年秋、冬季产生了明显较强的负辐射强迫，相比于无火山爆发的 2010 年和 2012 年，青藏高原上空平流层气溶胶负辐射强迫在 2011 年秋季和冬季分别增加了 55.50% 和 52.38%。

关键词　气溶胶　光学厚度　直接辐射强迫　数值模式　青藏高原

文章编号　1006-9585(2021)04-0449-12　　**中图分类号**　P422　　**文献标识码**　A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2021.20131

Numerical Simulation of Aerosol Direct Radiation Forcing over the Tibetan Plateau

TIAN Tian and MA Jianzhong

Chinese Academy of Meteorological Sciences, *Beijing* 100081

Abstract　The EMAC (ECHAM/MESSy Atmospheric Chemistry) general circulation model had been used to compare with satellites observation, EMAC was proven to be reliable from 2010 to 2012. Therefore, the results of EMAC simulation for the years 2010–2012 were used to analyze the seasonal changes in the optical properties of different aerosols and quantitatively evaluate aerosol direct radiative forcing. The results showed that mineral dust, water-soluble species, and aerosol liquid water were the main extinction substances in the aerosols over the Tibetan Plateau. Their annual extinction ratios are 0.27, 0.49, and 0.20, respectively. In June 2011, the eruption of Nabro Volcano considerably enhanced the upper aerosol extinction over 14 km. The distribution of direct radiative forcing of aerosols at the top of the atmosphere and surface decreased from the north to south of the Tibetan Plateau. Mineral dust caused positive radiative forcing at the top of the atmosphere over the Tibetan Plateau's northern edge from March to September. Aerosols over the

收稿日期　2020-10-29；**网络预出版日期**　2021-02-25

作者简介　田甜，女，1996 年出生，硕士研究生，主要从事青藏高原气溶胶辐射效应研究。E-mail: 1211389306@qq.com

通讯作者　马建中，E-mail: majz@cma.gov.cn

资助项目　科技部重点研发计划 2018YFC1505703，国家自然科学基金重大研究计划集成项目 91837311，国家自然科学基金面上项目 41875146

Funded by　Nationl Key Research and Development Program of China (Grant 2018YFC1505703), the Major Research Plan of Nationl Natural Science Foundation of China (Grant 91837311), the General Program of National Natural Science Foundation of China (Grant 41875146)

Tibetan Plateau caused positive radiative forcing to the atmosphere, mainly in areas with high mineral dust concentrations. In addition, the stratospheric aerosol generated considerably stronger negative radiation forcing in the second half of 2011 due to the impact of the eruption of Nabro Volcano. Compared with the year without volcanic eruption, the negative radiation forcing of aerosols in the stratospheric atmosphere in 2011 increased by 55.50% and 52.38%, in autumn and winter, respectively, over the Tibetan Plateau.

Keywords Aerosol, Optical thickness, Direct radiative forcing, Numerical simulation, Tibetan Plateau

1 引言

地—气系统在进出辐射通量相等的情况下达到能量平衡，一些自然或人为因素会对这一平衡状态产生影响（Bellouin et al., 2020），气溶胶对地—气系统辐射能量平衡的影响分为直接辐射效应和间接辐射效应（朱思虹等, 2018），而气溶胶辐射强迫是衡量气溶胶辐射效应的重要指标（石广玉等, 2008）。气溶胶既可以通过直接吸收和散射长波和短波辐射产生辐射强迫（直接辐射强迫），也可以通过改变云的微物理特性进而产生辐射强迫（间接辐射强迫）（IPCC, 2014）。自 20 世纪 90 年代以来，对气溶胶辐射和气候效应的研究日益集中（Zhang et al., 2016），但是由于大气气溶胶寿命短、时空分布不均匀、且不同种类和混合状态下辐射效应有所不同（Wang et al., 2014; Zhang et al., 2016, 2018; Zhou et al., 2018），其辐射效应十分复杂，具有很大的不确定性（石广玉等, 2008）。

青藏高原面积约 250×10^4 km^2，平均海拔 4 km 以上，由于其直接作用于对流层中层大气，与周围的大气形成了强的热力对比，进而会影响北半球区域气候（周秀骥等, 2009）。青藏高原地区的气溶胶一方面反映了北半球大气气溶胶的本底状况，一方面又作为受体对来自周边地区的自然和人为气溶胶高度敏感（唐信英等, 2012）。大气气溶胶对气候的影响很大程度上依赖于其空间分布，因此许多研究围绕气溶胶观测展开，进而分析气溶胶一系列的物理性质及变化规律。

青藏高原气溶胶观测研究多围绕站点观测和卫星观测展开。青藏高原地区站点主要分布在青藏高原东北部（如瓦里关、祁连山等）（Wan et al., 2015; Zhang et al., 2019）、高原中部地区（纳木错、拉萨等）（Cong et al., 2009; Che et al., 2019）、高原南部喜马拉雅地区和喜马拉雅山脉两侧（Lin et al., 2019）。站点观测只能代表一定区域范围内的气溶胶特性，卫星反演数据可以更好地反映气溶胶及其光学性质的空间分布，其中光学厚度是评价大气环境污染、研究气溶胶辐射效应的重要物理量（唐信英等, 2012）。青藏高原地区气溶胶光学厚度卫星反演资料有两个主要来源：一为中等分辨率成像光谱仪（MODIS）观测资料（韩晶晶等, 2006; Hu et al., 2020），另一个为多角度成像光谱仪（MISR）观测资料，通过卫星数据可以得到青藏高原气溶胶光学厚度的区域分布特征（Xia et al., 2008; Xu et al., 2015; Hu et al., 2020）。尽管卫星观测可以较好地反映气溶胶空间分布，但其在水汽含量较大的区域（如青藏高原东南部）存在数据缺失的情况（施小英和施晓辉, 2008; Xu et al., 2015）。

青藏高原通过机械和热力强迫作用对区域和全球气候产生巨大影响，产生的热力作用会影响北半球大气环流、海—气相互作用和亚洲地区降水等过程（Duan and Wu, 2006; Wang et al., 2008），气溶胶辐射强迫会通过改变这一地区辐射收支，进而对这一系列过程产生影响。关于青藏高原气溶胶辐射强迫的研究主要采用模式模拟的方法。Lau et al.（2006）利用模式研究发现高原上空的沙尘气溶胶会加热大气引起对流层上层逆转，对季风产生影响，Li et al.（2016）也表明气溶胶辐射效应在局地使低层大气温度降低，大气稳定性增加，风和大气环流减弱。Chen et al.（2013）利用 WRF-Chem 计算得到沙尘气溶胶在大气顶和地表净辐射强迫为 $-3.97\ \mathrm{W\,m^{-2}}$ 和 $-5.58\ \mathrm{W\,m^{-2}}$。此外，Lee et al.（2013）利用大气—海洋全球气候模式表明吸收性气溶胶可以加热大气影响积雪，减小地表反射率，Wang et al.（2011）模拟研究表示黑碳通过其对冰雪反照率的影响平均在全球地表产生正辐射强迫，而北半球这一正辐射强迫最大值出现在青藏高原地区，Ji（2016）的研究发现黑碳气溶胶在不同时期会在高原西部、南部和东南部产生正辐射强迫。本文采用全球大气化学气候模式 EMAC 对 2010～2012 年的模拟结果，分析青藏高原地区全年不同种类气溶胶光学厚度及其消光占比的季节变化，定量评估气溶

胶直接辐射效应及其影响因素，以深入揭示该地区气溶胶的光学特性和气候辐射强迫效应。

2 模式简介

第五代欧洲中期数值预报中心—汉堡（ECHAM5）模式与模块化地球子模型系统（MESSy）耦合形成的大气化学气候模式 EMAC，包含了多种化学、物理和动力学过程（Jöckel et al., 2016）。模式经历了一系列的评估和验证（Jöckel et al., 2006, 2016; Lelieveld et al., 2018; Liu et al., 2020），可以较好地模拟对流层和平流层气溶胶和反应性气体的时空分布特征，已用于包括青藏高原对流层上部及平流层下部（Upper Troposphere and Lower Stratosphere, UTLS）在内的全球大气物理化学过程诸多问题的研究（Brühl et al., 2015, 2018; Ma et al., 2019）。

本研究采用的模式分辨率为 T106L90，对应的水平高斯网格分辨率为 1.125°（纬度）×1.125°（经度），垂直方向从地表到 0.01 hPa（约 80 km）高度共 90 层，在对流层顶的垂直分辨率约为 500 m。采用典型浓度路径排放清单（RCP8.5），模拟化石燃料和生物质燃烧，非甲烷类碳氢化合物（NMHCs）和氨（NH_3）的自然排放基于全球排放倡议（Global Emissions InitiAtive, GEIA）数据库，土壤一氧化氮（NO）排放根据 Yienger and Levy（1995）的算法在线计算得到，海盐气溶胶排放量是基于 AEROCOM 清单数据集离线估算得到。模式以欧洲中心中期天气预报（ECMWF）2010～2012 再分析数据驱动，除非甲烷类碳氢化合物的所有气体和气溶胶的化学初始条件，由之前 EMAC T42L90（Brühl et al., 2015）模拟结果提供，而非甲烷类碳氢化合物的化学初始条件由 T106L31（Pozzer et al., 2012）模式结果提供。

EMAC 模式包含了一系列的子模式，这些子模式详细描述了多种化学、物理和动力过程（Jöckel et al., 2016）。子模式 GMXe 用来处理气溶胶微物理和气体与气溶胶之间的转换，它采用对数正态模式（M7）来描述 7 种气溶胶（亲水的核模态、爱根核模、积聚模、粗模态和疏水的爱根核模、积聚模、粗模态）的大小分布及相互作用。在每一种模态中，不同成分气溶胶的粒径大小是一致的（内部混合），而不同模态之间，气溶胶的粒径大小会发生变化（外部混合）。各模态由数浓度、数平均半径及其几何标准差表示。利用基于 Mie 理论预先计算的气溶胶组分查找表，子模型 AEROPT 可以在线计算黑碳、有机碳，海盐，沙尘气溶胶、水溶性气溶胶及气溶胶中液态水的光学性质（光学厚度、单次散射反照率和不对称因子）。其中气溶胶中液态水是水溶性气溶胶内混状态下的液态水，亲水模态气溶胶在内部混合的情况下，折射率是通过平均各组分的折射率，加权其体积贡献计算得到的（Dietmüller et al., 2016）。

子模式 RAD 用于模拟辐射传输，其辐射传输参数化是基于不同的辐射传输方案及模型计算得到的，通过对辐射模块的多次调用可以在线计算对流层和平流层气溶胶对各高度上辐射通量的贡献。计算得到的辐射通量包括考虑总气溶胶在内的长波和短波辐射通量（$F_{\mathrm{lw},01}$ 和 $F_{\mathrm{sw},01}$）、考虑平流层气溶胶在内的长波和短波辐射通量（$F_{\mathrm{lw},02}$ 和 $F_{\mathrm{sw},02}$）、不考虑气溶胶在内的长波和短波辐射通量（$F_{\mathrm{lw},03}$ 和 $F_{\mathrm{sw},03}$），则对流层、平流层和总气溶胶造成的辐射通量的变化（ΔF_{ts}、ΔF_{ss} 和 ΔF）可通过计算得到：

$$\Delta F_{\mathrm{ts}} = (F_{\mathrm{lw},01} - F_{\mathrm{lw},02}) + (F_{\mathrm{sw},01} - F_{\mathrm{sw},02}), \quad (1)$$

$$\Delta F_{\mathrm{ss}} = (F_{\mathrm{lw},02} - F_{\mathrm{lw},03}) + (F_{\mathrm{sw},02} - F_{\mathrm{sw},03}), \quad (2)$$

$$\Delta F = (F_{\mathrm{lw},01} - F_{\mathrm{lw},03}) + (F_{\mathrm{sw},01} - F_{\mathrm{sw},03}). \quad (3)$$

本文中直接辐射强迫采用瞬时辐射强迫的定义（石广玉等, 2008），即保持地表和大气状态不变的情况下，由于外强迫引入造成的净辐射通量密度的瞬时变化，则大气顶和地表对应高度上得到 ΔF 分别为总气溶胶在大气顶和地表的直接辐射强迫（ΔF_{AT} 和 ΔF_{s}），两者之差为气溶胶在大气层的直接辐射强迫（ΔF_{A}）。

3 卫星数据

本文使用卫星数据来定性和定量地评估模式模拟气溶胶光学厚度（Aerosol Optical Depth, AOD）：首先是 NASA EOS Terra（上午轨道卫星）和 Aqua（下午轨道卫星）上搭载的中分辨率成像光谱仪（MODIS），选取的是 3 级网格每月大气全球联合产品（MOD08_M3，MYD08_M3），它们包含大气气溶胶粒子特性相关大气参数每月平均值，水平网格分辨率为 1°（纬度）×1°（经度），结合

了“暗目标”算法和“深蓝”算法，前者用于反演植被和水域上的气溶胶粒径参数和 AOD，后者用于反演植被覆盖和光照目标上空的 AOD。其次选取搭载于 Terra 卫星多角度成像光谱仪（MISR）的 3 级全球气溶胶产品（MI3MAENF_2），这一数据产品是 2 级气溶胶参数月平均数据，水平网格分辨率为 0.5°（纬度）×0.5°（经度），仪器由 9 台推杆式照相机组成，测量 4 个光谱波段的辐射强度（中心在 443 nm、555 nm、670 nm 和 865 nm）。

最后，云—气溶胶激光雷达和红外探测者卫星（CALIPSO）观测为研究云和平流层、对流层气溶胶提供了新的角度（Winker et al., 2009），由于青藏高原地区对流层有效数据比较少，因此选取了 CALIPSO 3 级平流层气溶胶数据产品，它是经过质量筛选的 2 级气溶胶剖面数据的聚合，水平分辨率 5°（纬度）×20°（经度），垂直分辨率 900 m，高度范围在 14～30 km 左右，本文使用这一数据集中气溶胶消光系数与模式结果进行比较。

4 气溶胶光学厚度

4.1 总气溶胶光学厚度

图 1 展示了 550 nm 波长处 MODIS Terra、MODIS Aqua 和 MISR 观测以及 EMAC 模拟的 2010～2012 年 AOD 空间分布的季节变化，图中空白处表示卫星缺测数据。本文中对于四季的时间规定为春季（3～5 月）、夏季（6～8 月）、秋季（9～11 月）和冬季（12 月至次年 2 月）。研究区

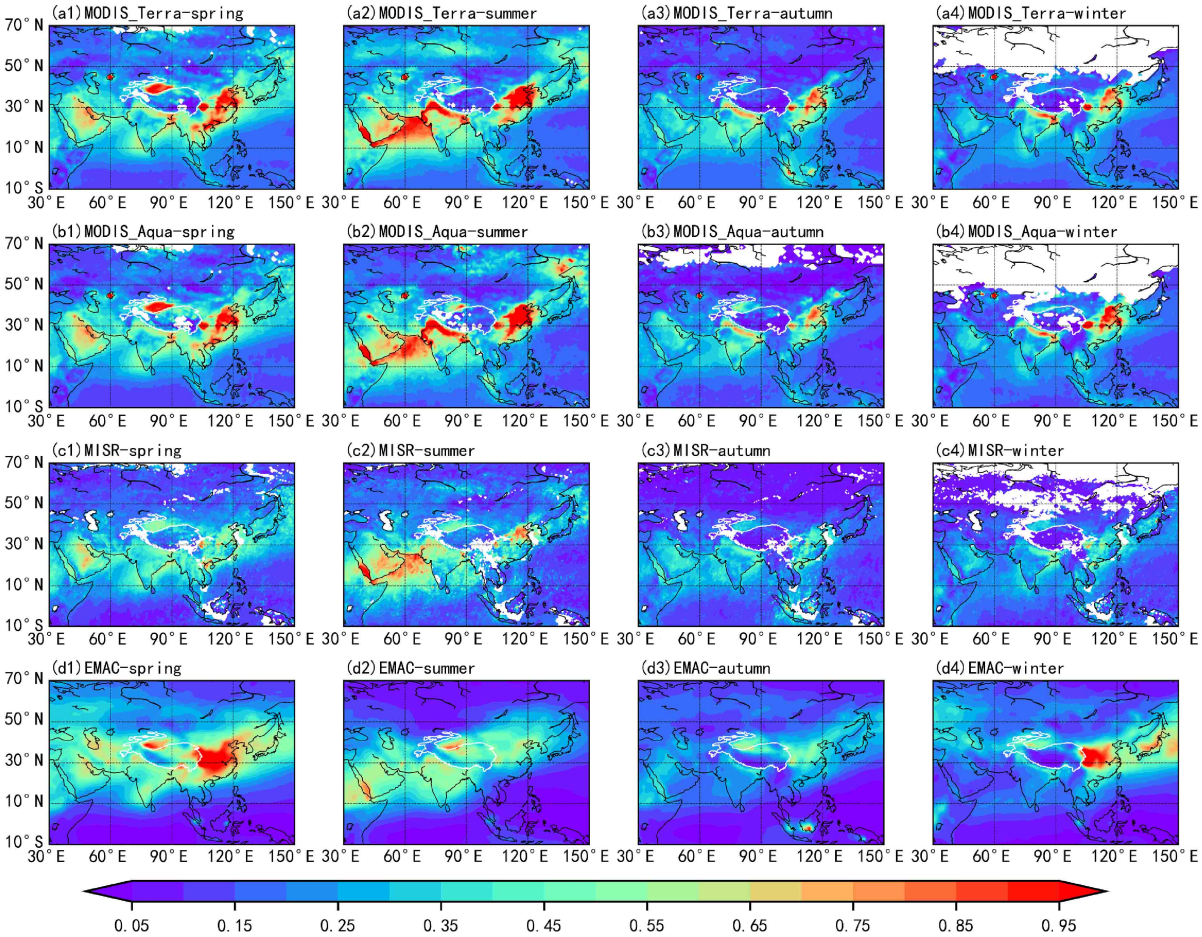

图 1 卫星观测和模式模拟的 2010～2012 年 550 nm 波长处气溶胶光学厚度（Aerosol Optical Depth, AOD）在春季（第一列）、夏季（第二列）、秋季（第三列）和冬季（第四列）的平均空间分布：（a1–a4）MODIS Terra 卫星；（b1–b4）MODIS Aqua 卫星；（c1–c4）MISR 卫星；（d1–d4）EMAC 模拟

Fig. 1 Spatial distributions of seasonal mean Aerosol Optical Depth (AOD) at 550 nm in spring (column 1), summer (column 2), autumn (column 3), and winter (column 4) from satellites and the simulation for the period of 2010–2012: (a1–a4) MODIS Terra satellite; (b1–b4) MODIS Aqua satellite; (c1–c4) MISR satellite; (d1–d4) EMAC simulation

域选取青藏高原海拔 3 km 以上的地区（白色轮廓）。EMAC 与 MODIS 可以直接计算和反演出 550 nm 波长处的 AOD，而 MISR 没有恰好对应这一波长的数据，为了消除波长差异带来的影响，通过 AE 指数计算出了 550 nm 处的 MISR AOD，以便于更好地将观测数据与模式结果进行比较。

图 2 展示了 MODIS Terra、MODIS Aqua、MISR 和 EMAC 在 2010～2012 年期间青藏高原上空 AOD 区域平均值的月变化，结合卫星观测和模式结果，时间变化上两者相近且一致性较好。EMAC AOD 与 MISR AOD 空间分布相近，但是 MISR 观测数据中青藏高原东南部有较多缺测值的出现，可能会导致 MISR AOD 区域平均值偏小。而在 AOD 区域平均值的时间变化上，EMAC 与 MODIS Aqua 更为相近。模式结果中春季在高原北部塔克拉玛干沙漠地区出现了 AOD 大值区，大于该地区 MISR AOD 却小于 MODIS AOD，这可能是因为 MODIS 反演结果高估了半干旱地区的 AOD 值（Hu et al., 2020），相比于 MODIS AOD，这一地区模式结果与 MISR AOD 更相似但略大于 MISR AOD。此外，在高原以外的地区，EMAC 在春季高估了高原以东四川盆地到中国东部的气溶胶消光，而在夏季，模式计算得到的中国华北地区气溶胶消光要小于观测结果。分析原因可能有：在春季模式高估了硫酸盐气溶胶浓度，这可能与模式使用源清

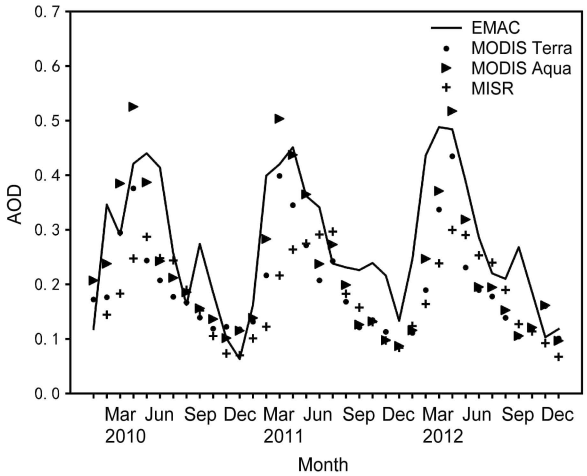

图 2　青藏高原上空 MODIS Terra 卫星、MODIS Aqua 卫星和 MISR 卫星以及 EMAC 模拟的 2010～2012 年 550 nm 波长处 AOD 区域平均值月变化

Fig. 2　Average monthly variation of AOD at 550 nm from the MODIS Terra satellite, MODIS Aqua satellite, MISR satellite, and EMAC simulation for 2010–2012 over the Tibetan Plateau

单的季节变化与实际排放情况有所不同、高估了四川盆地至中国东部地区燃煤等过程排放的污染物有关，且模式模拟水汽含量及相对湿度较高，这也导致了模式在春季对气溶胶中液态水消光的高估。此外，模式对二次有机气溶胶的模拟存在不足，没考虑其化学转化机制，因此导致模式在夏季对华北地区气溶胶消光存在低估。但是这些问题对高原地区影响比较小，总体而言，在青藏高原地区，EMAC 模拟结果可以体现出该地区气溶胶光学厚度的时空分布特征。

4.2　各种气溶胶成分对光学厚度的贡献

模式结果显示，沙尘气溶胶、水溶性气溶胶和气溶胶内混状态中的液态水是青藏高原地区主要的消光物质，三者的年平均消光占比（某气溶胶光学厚度/总气溶胶光学厚度）分别为 0.27、0.20 和 0.49。图 3 为沙尘气溶胶、水溶性气溶胶的光学厚度和气溶胶中液态水对光学厚度贡献的空间分布，图 4 为这三种物质消光占比的空间分布。

4.2.1　沙尘气溶胶

沙尘气溶胶光学厚度在 2010～2012 年期间的季节变化为春季（0.13）>夏季（0.12）>秋季（0.07）>冬季（0.03），其在春季和夏季的气溶胶消光占比达到 0.36 和 0.32，光学厚度与消光占比都呈现明显从北向南递减。塔克拉玛干沙漠是重要的沙尘源区（Huang et al., 2007; 陈怡璇等, 2020），有研究表明高原上气溶胶光学厚度与塔克拉玛干地区气溶胶光学厚度在夏季呈较好的正相关，在春季相关性则很差（Xia et al., 2008），模式结果显示夏季沙尘气溶胶消光占比在青藏高原北部边缘最大达到 0.8 以上，而在春季高原北部边缘没有明显的沙尘消光占比大值区，因此高原夏季北部沙尘消光主要受到高原以北沙漠地区的影响，而在春季受沙漠影响较小。青藏高原上空经常发生局部沙尘暴，这可能是导致春季沙尘气溶胶消光占比较大的主要原因。

4.2.2　水溶性气溶胶

水溶性气溶胶（WAter-SOluble species, WASO）的主要成分是硫酸盐和硝酸盐，模式结果显示青藏高原地区硫酸盐和硝酸盐的质量浓度相近，硝酸盐质量浓度略大于硫酸盐质量浓度，两者变化范围都在 1～5 mg m^{-2}（Ma et al., 2019）。水溶性气溶胶光学厚度季节变化为春季（0.075）>夏季（0.058）

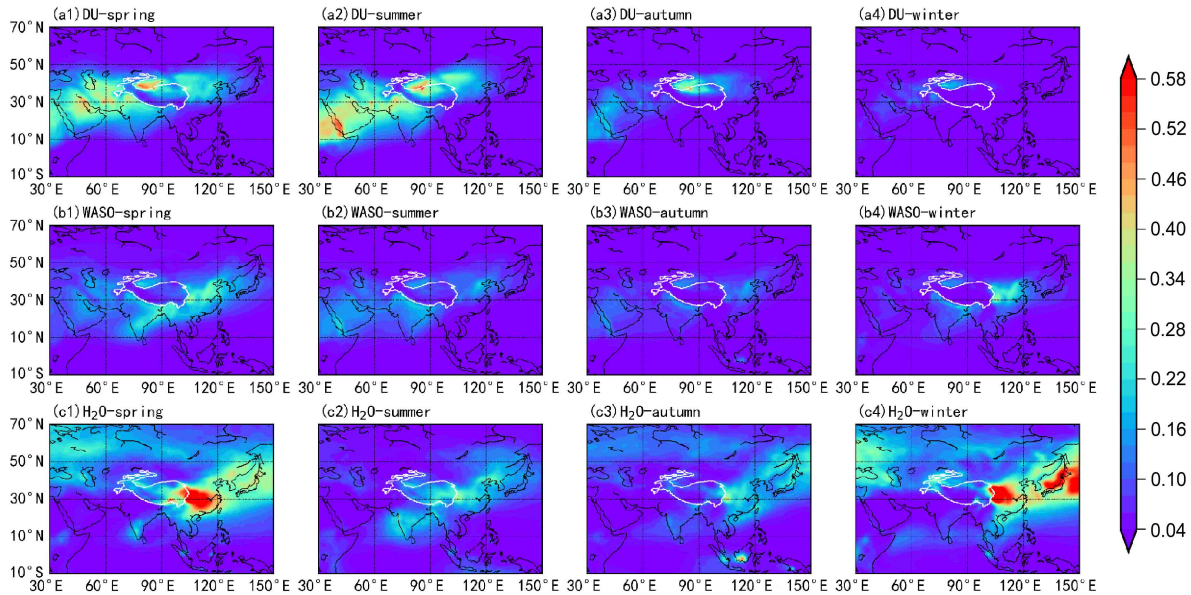

图 3 EMAC 模拟的青藏高原 2010～2012 年 550 nm 波长 AOD 在春季（第一列）、夏季（第二列）、秋季（第三列）和冬季（第四列）的空间分布：（a1–a4）沙尘（DU）；（b1–b4）水溶性气溶胶（WASO）；（c1–c4）气溶胶中液态水（H_2O）

Fig. 3 Average AOD seasonal variations at 550 nm in spring (column 1), summer (column 2), autumn (column 3), and winter (column 4) for the period of 2010–2012 over the Tibetan Plateau from EMAC simulation: (a1–a4) dust (DU); (b1–b4) water-soluble species (WASO); (c1–c4) aerosol liquid water (H_2O)

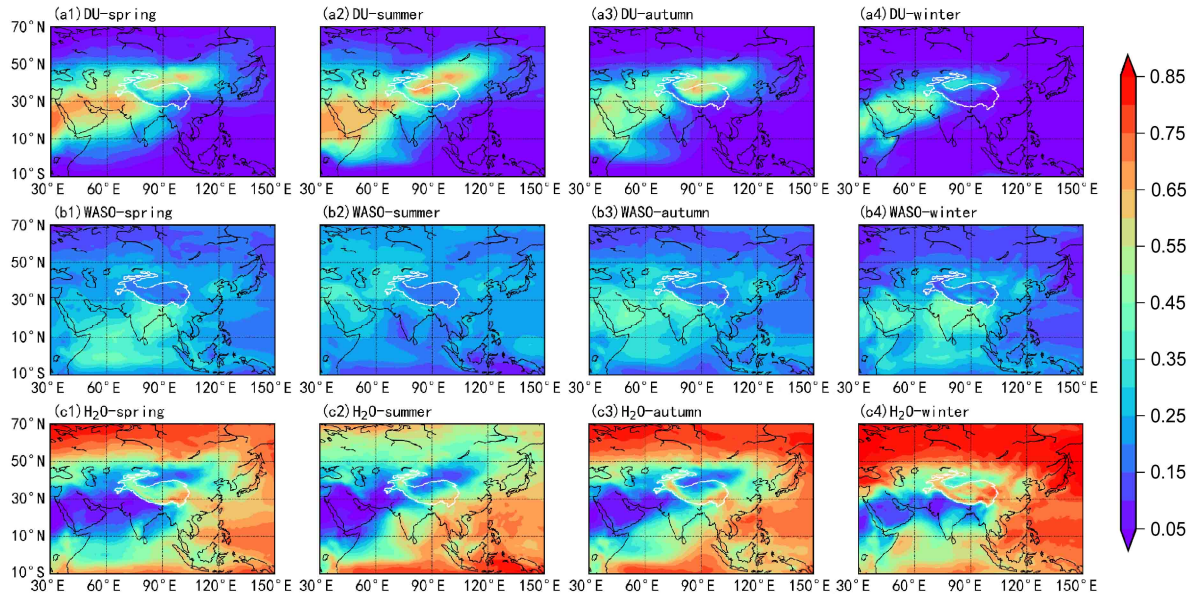

图 4 EMAC 模拟的青藏高原 2010～2012 年 550 nm 波长处不同气溶胶物质消光占比在春季（第一列）、夏季（第二列）、秋季（第三列）和冬季（第四列）的平均空间分布：（a1–a4）沙尘（DU）；（b1–b4）水溶性气溶胶（WASO）；（c1–c4）气溶胶中液态水（H_2O）

Fig. 4 Average extinction ratio seasonal variations of different aerosols in spring (column 1), summer (column 2), autumn (column 3), and winter (column 4) for the period of 2010–2012 over the Tibetan Plateau from EMAC simulation: (a1–a4) dust (DU); (b1–b4) water-soluble species (WASO); (c1–c4) aerosol liquid water (H_2O)

>秋季（0.039）>冬季（0.038）。相对于其他消光物质，水溶性气溶胶消光占比空间分布比较均匀，季节变化也比较小，消光占比大于 0.2 的相对较大值通常出现在高原东北和西南两个地区。高原东北部邻近中国西北工业区，由于高原北部海拔较低和夏季山谷风的作用，气溶胶可以输送到青藏高原北部山区。硫酸盐和硝酸盐是高原北部地区气溶胶的重要成分（Xu et al., 2014, 2015; Zhang et al., 2014）。而在青藏高原南部其他消光物质很少，因此水溶性气溶胶在这一地区有较大的消光占比。

4.2.3　气溶胶中液态水

在气溶胶内部混合状态下，气溶胶中液态水对光学厚度贡献的季节变化为夏季（0.28）>春季（0.20）>冬季（0.14）>秋季（0.09），但其消光占比的季节变化却与之相差较大，气溶胶中液态水消光占比的季节变化在冬季明显较大（0.62）、春季、夏季和秋季较小，分别是 0.47、0.41 和 0.48。气溶胶中液态水消光占比空间分布在一年中呈现从东南向西北递减，高原东南部是气溶胶中液态水消光占比大值区。

4.3　气溶胶消光的垂直分布

图 5 展示了大气中总气溶胶、沙尘、水溶性气溶胶和气溶胶中液态水的消光系数（单位：km^{-1}）。对流层中层 5～7 km 附近气溶胶消光明显大于其他高度，这一高度气溶胶消光主要归因于高原地表气溶胶排放和附近地区气溶胶的输送。春季气溶胶消光最大值大于其他三季，气溶胶中液态水贡献达到 50% 左右。

青藏高原高空有气溶胶浓度大值出现，相比于对流层中层，高层大气气溶胶消光要小得多，这里主要讨论的是 14～20 km 气溶胶消光的垂直分布，这里选择了 CALIPSO 平流层数据集与模式结果进行比较，可以发现，模式模拟高空气溶胶消光略偏小，在火山爆发年份模拟与观测气溶胶消光的变化

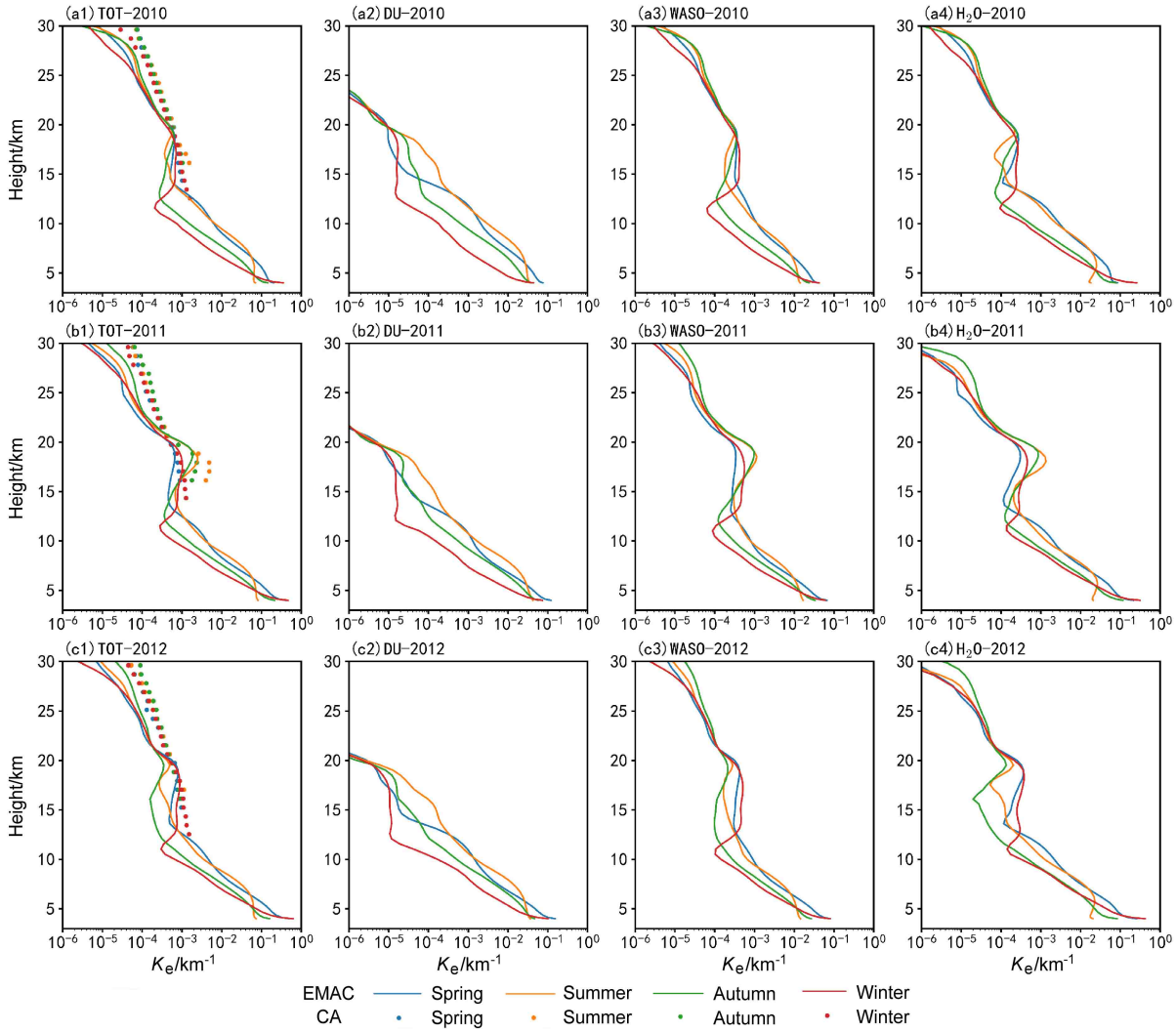

图 5　EMAC 模拟以及 CALIPSO(CA) 观测的（a1–a4）2010 年、（b1–b4）2011 年、（c1–c4）2012 年青藏高原上空海拔 30 km 以下总气溶胶（TOT，第一列）、沙尘（DU，第二列）、水溶性气溶胶（WASO，第三列）、气溶胶中液态水（H_2O，第四列）消光系数 K_e 的垂直分布

Fig. 5　Vertical distributions of total aerosols (TOT, column 1), dust (DU, column 2), water-soluble species (WASO, column 3), and aerosol liquid water (H_2O, column 4) extinction coefficient K_e at 550 nm wavelength over the Tibetan Plateau below 30 km altitude in (a1–a4) 2010, (b1–b4) 2011, and (c1–c4) 2012 from EMAC simulation and CALIPSO (CA) obs

有很好的一致性。平流层气溶胶受火山影响较大，而在模拟的 3 年中，2011 年 6 月非洲东北部纳布罗火山爆发，这是继 1991 年皮纳图博火山爆发后最强的一次爆发，北半球许多雷达站点都观测到了它引起的平流层气溶胶层（庄婧雯, 2016），这一过程可能会导致高空气溶胶消光年际差异很大，因此对 2010～2012 三年气溶胶消光分别进行讨论。

2010 年，高原高空平流层 18～20 km 存在着气溶胶消光的极大值，春秋季消光系数达到 0.7×10^{-3} km^{-1}，夏季极大值出现的高度最高。这一区域内主要的消光物质是水溶性气溶胶和气溶胶中液态水，而沙尘气溶胶只有在夏季才能到达 18 km 并对该区域气溶胶消光产生比较小的贡献，这是受地形和夏季青藏高原上空存在旺盛对流活动的影响（杨琴等, 2014）。夏季青藏高原上空对流层上部和平流层下部存在对流层顶气溶胶层（Thomason and Vernier, 2013），这会对高空气溶胶消光产生影响，模式结果显示，18 km 高度以下，气溶胶消光随高度升高呈递减变化，但与对流层顶气溶胶层对应的 14～18 km 范围内气溶胶消光递减速率明显较小，在一定范围内消光系数甚至随高度的升高略有增大，在这一区域内，沙尘、水溶性气溶胶和气溶胶中液态水都对气溶胶消光产生了较大的贡献。2011 年高空气溶胶消光受火山气溶胶影响，夏、秋、冬季气溶胶消光在 14 km 以上明显大于另外两年，在夏季 18 km 附近气溶胶消光系数达到了 2.5×10^{-3} km^{-1}，水溶性气溶胶和气溶胶中液态水消光在也在高空显著增强，后者对总气溶胶消光的贡献大于 50%，而沙尘气溶胶消光变化不明显，甚至要小于 2010 年。此外，2011 年夏季 14～18 km 区域没有发现与 2010 年相似的特征。而在 2012 年，14～18 km 再次出现气溶胶消光递减速率较小的特征。

5 气溶胶直接辐射强迫

5.1 总气溶胶直接辐射强迫

模式得出总气溶胶在大气顶、地表和大气层直接辐射强迫空间分布的季节变化如图 6 所示。总气溶胶在大气顶产生的负辐射强迫季节变化为春季（−1.49 W m^{-2}）>秋季（−1.22 W m^{-2}）>夏季（−0.79 W m^{-2}）>冬季（−0.54 W m^{-2}）。空间分布上，负辐射强迫的最大值出现在青藏高原东北部，

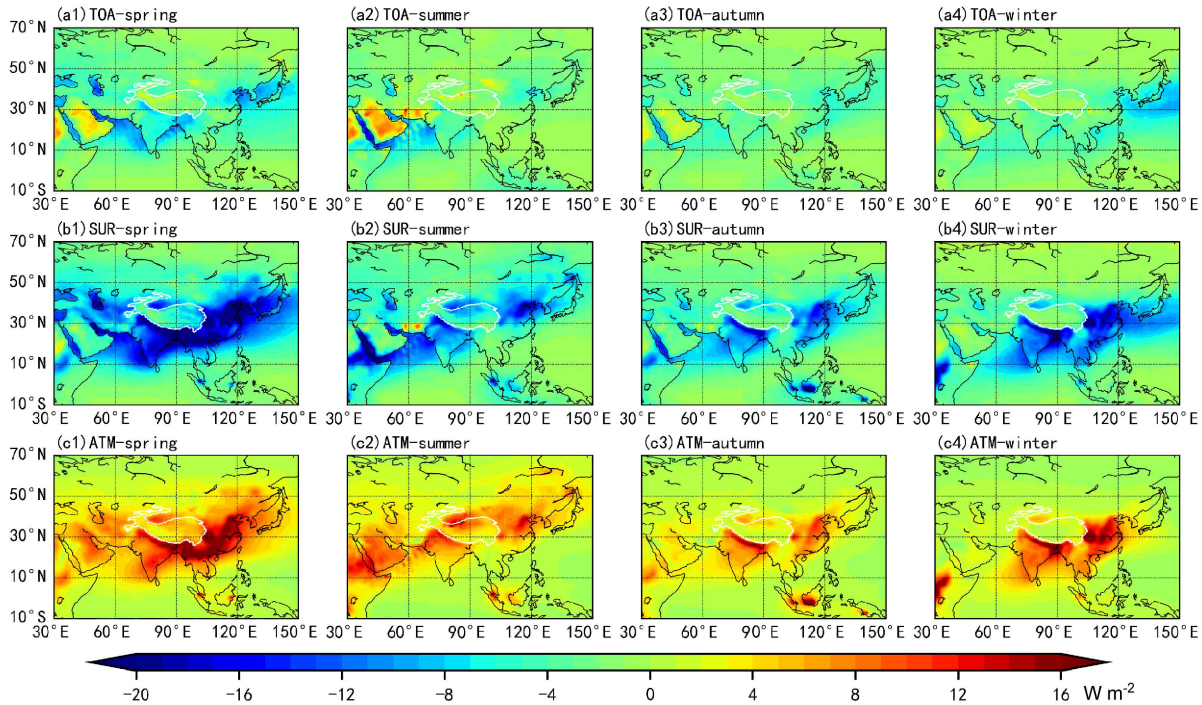

图 6 EMAC 模拟的 2010～2012 年青藏高原地区气溶胶在不同高度上直接辐射强迫在春季（第一列）、夏季（第二列）、秋季（第三列）和冬季（第四列）的平均空间分布：(a1–a4) 大气顶（TOA）；(b1–b4) 地表（SUR）；(c1–c4) 大气层（ATM）

Fig. 6 Seasonal variations of aerosol radiative forcing at different heights in spring (column 1), summer (column 2), autumn (column 3), and winter (column 4) over the Tibetan Plateau during 2010–2012 from EMAC simulation: (a1–a4) At the top of the atmosphere (TOA); (b1–b4) at the earth's surface (SUR); (c1–c4) in the atmosphere (ATM)

春季、夏季青藏高原北部与塔克拉玛干地区交界的边缘地区会出现明显的正辐射强迫。通过分析气溶胶大气顶短波和长波辐射强迫可以发现，两者在高原北部边缘及其附近均有正辐射强迫大值出现，且短波辐射强迫正值远大于长波辐射强迫。沙尘气溶胶对辐射有吸收作用，且其辐射强迫的大小基本取决于该地区的气溶胶光学厚度和地表反照率（张华等, 2009），前者在高原北部有明显的大值，而对后者而言，高原北部沙漠地区有着较高的地表反照率，增强了沙尘气溶胶对地表反射太阳辐射的吸收，因此沙尘气溶胶在青藏高原北部边缘产生了较大的正辐射强迫。

气溶胶地表负辐射强迫季节变化为春季（−5.77 W m^{-2}）>夏季（−4.54 W m^{-2}）>秋季（−3.09 W m^{-2}）>冬季（−2.15 W m^{-2}）。水平分布上，春季负辐射强迫由东向西递减，夏季和秋季有明显的南北差异。春季气溶胶在中国中东部及印度地区地表存在较大负辐射强迫，青藏高原相较于周边地区负辐射强迫较小，东部较大范围存在较强负辐射强迫，而夏、秋季高原上负辐射强迫大值区存在于北部，这可能是附近气溶胶传输至高原所致。

青藏高原上空气溶胶大气层直接辐射强迫为正，即气溶胶对大气有增温效应。区域平均上，气溶胶大气正辐射强迫在春季最大，达到 4.23 W m^{-2}，正辐射强迫大值区出现在柴达木盆地和高原东北部。气溶胶在夏季也有较强的正辐射强迫（3.75 W m^{-2}），正辐射强迫大值区出现在高原北部与塔克拉玛干沙漠交界地带，这主要是由沙尘气溶胶造成的。秋冬季节，气溶胶大气正辐射强迫明显较小（1.87 W m^{-2}、1.62 W m^{-2}）且没有明显的正辐射强迫大值区。

模式可以计算出对流层、平流层气溶胶在不同高度上造成的辐射通量的变化，进而可以得到对流层、平流层气溶胶在大气顶、地表的辐射强迫（图 7）。对流层气溶胶在大气顶和地表辐射强迫季节变化呈现双峰型，负辐射强迫极大值出现在 4～5 月和 9～10 月，极小值出现在 12 月至次年 1 月和 7～8 月。对平流层气溶胶辐射强迫而言，其季节变化呈现单峰型，负辐射强迫最大值出现在 12 月，最小值出现在 6 月。

5.2　平流层气溶胶辐射强迫

2011 年 6 月纳布罗火山爆发（图 7 中黑色虚线），相比于对流层气溶胶，平流层气溶胶在 2011 年 6 月之后的半年时间中（图 7 中阴影部分），出现了比其他两年更强的负辐射强迫。

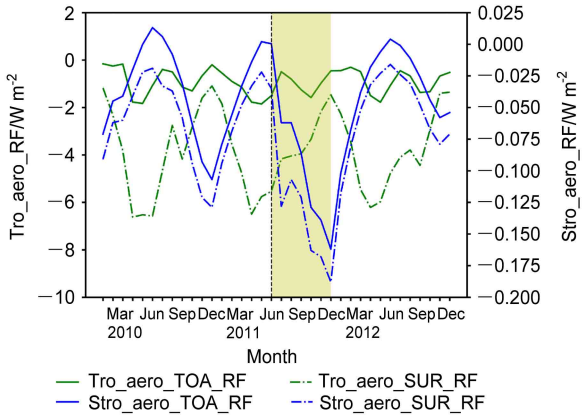

图 7　EMAC 模拟的 2010～2012 年对流层、平流层气溶胶在大气顶、地表区域平均辐射强迫月变化（单位：W m^{-2}）：左、右纵坐标分别为对流层气溶胶辐射强迫（Tro_aero_RF）和平流层气溶胶辐射强迫（Stro_aero_RF）。图中包括：对流层气溶胶在大气顶、地表辐射强迫（Tro_aero_TOA_RF，Tro_aero_SUR _RF）；平流层气溶胶在大气顶、地表辐射强迫（Stro_aero_TOA_RF，Stro_aero_SUR _RF）。黑色虚线对应的时间为 2011 年 6 月。黄色阴影处对应 2011 年的秋季和冬季

Fig. 7　Monthly variations of average radiative forcing at the top of atmosphere and earth' s surface of tropospheric and stratospheric aerosols (W m^{-2}) over the Tibetan Plateau during 2010–2012 from EMAC simulation: The left and right vertical coordinates are tropospheric aerosol radiative forcing (Tro_aero_RF) and stratospheric aerosol radiative forcing (Stro_aero_RF). The figure includes: tropospheric aerosol radiative forcing at the top of atmosphere and at surface (Tro_aero_TOA_RF, Tro_aero_SUR _RF); stratospheric aerosol radiative forcing at the top of atmosphere and at surface (Stro_aero_TOA_RF, Stro_aero_SUR _RF). The dotted black line corresponds to June 2011. The yellow shading corresponds to the fall and winter of 2011

图 8 为 2010～2012 年平流层气溶胶在大气顶直接辐射强迫的季节变化的空间分布，2011 年夏季，高原周边地区平流层气溶胶产生了较强的负辐射强迫，但反气旋为主的大气环流在一定程度上阻隔了高原上空与外部的物质交换，因此相较于周边地区，高原上空平流层气溶胶负辐射强迫明显较小。而在秋季，平流层气溶胶输送到了高原及其周边地区产生了强负辐射强迫，冬季这一变化有所减弱。相比于无火山爆发的 2010 年与 2012 年，平流层负辐射强迫在 2011 年秋、冬季分别增加了 55.50% 和 52.38%。

6　结论

本文通过将 EMAC 模式结果与卫星观测数据

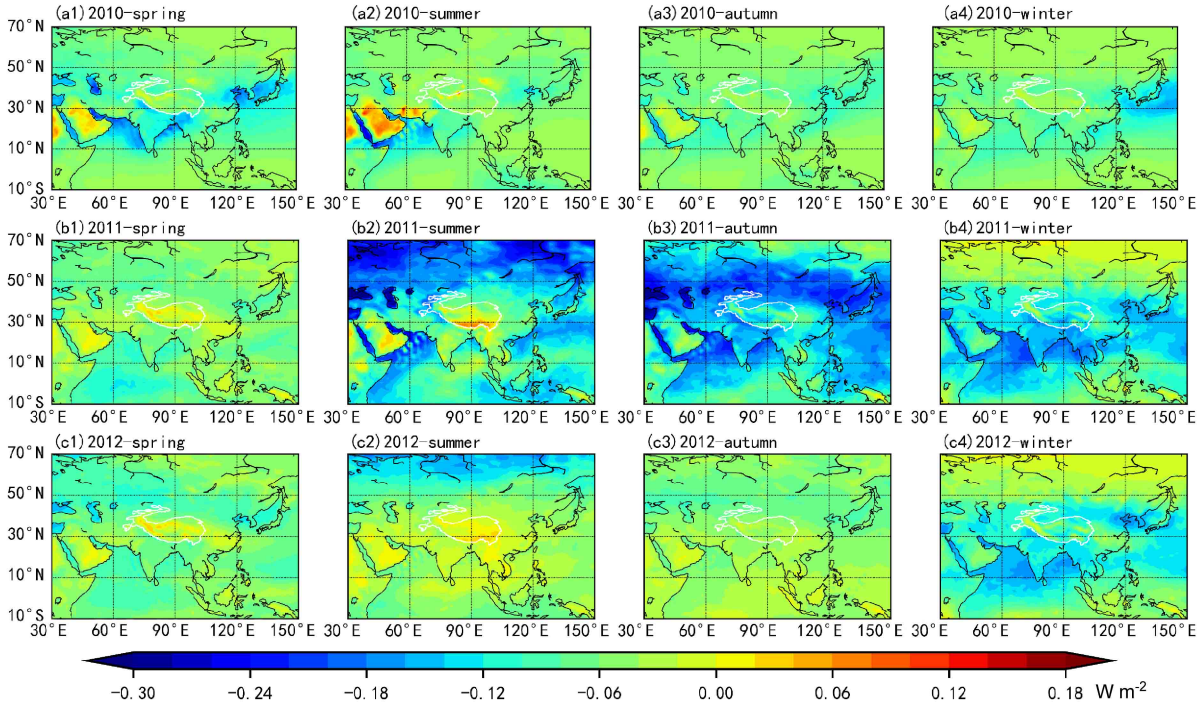

图 8 EMAC 模拟的 2010～2012 年青藏高原上空平流层气溶胶在大气顶直接辐射强迫在春季（第一列）、夏季（第二列）、秋季（第三列）和冬季（第四列）的平均空间分布：（a1–a4）2010 年；（b1–b4）2011 年；（c1–c4）2012 年

Fig. 8 Seasonal variations of radiative forcing by stratospheric aerosols at the top of atmosphere in spring (column 1), summer (column 2), autumn (column 3), and winter (column 4) over the Tibetan Plateau during 2010–2012 from EMAC simulation: (a1–a4) 2010; (b1–b4) 2011; (c1–c4) 2012

比较，证明了 EMAC 在计算青藏高原气溶胶消光方面的可信性，并利用模拟结果，分析了 2010～2012 年青藏高原地区气溶胶光学性质及其直接辐射强迫的空间分布和季节变化特征。主要结论如下：

（1）沙尘气溶胶、水溶性气溶胶和气溶胶中液态水是青藏高原地区气溶胶主要消光物质，三者的年平均消光占比分别为 0.27、0.20 和 0.49，这三种主要物质在高原地区 AOD 的季节变化及空间分布有所不同。沙尘气溶胶 AOD 季节变化为：春季（0.13）>夏季（0.12）>秋季（0.07）>冬季（0.03），在高原北部边缘最大消光占比达 0.8 以上；水溶性气溶胶 AOD 季节变化为：春季（0.075）>夏季（0.058）>秋季（0.039）>冬季（0.038），消光占比大于 0.2 的相对较大值通常出现在高原东北和西南两个区域；气溶胶中液态水对 AOD 贡献的季节变化为：夏季（0.28）>春季（0.20）>冬季（0.14）>秋季（0.09），东南部是气溶胶中液态水贡献的大值区，其消光占比呈现从东南向西北递减的趋势。

（2）区域平均而言，气溶胶在大气顶直接辐射强迫的季节变化为春季（−1.49 W m^{-2}）>秋季（−1.22 W m^{-2}）>夏季（−0.79 W m^{-2}）>冬季（−0.54 W m^{-2}），高原北部与塔克拉玛干地区交界的边缘地区受沙尘气溶胶影响在春夏季会出现较大正辐射强迫。气溶胶地表直接辐射强迫的季节变化为春季（−5.77 W m^{-2}）>夏季（−4.54 W m^{-2}）>秋季（−3.09 W m^{-2}）>冬季（−2.15 W m^{-2}）；水平分布上，春季负辐射强迫由东向西递减，夏季和秋季则有明显的南北差异，而这一差异在冬季较小。气溶胶对大气层直接辐射强迫总体为正，主要受沙尘气溶胶影响，春季正辐射强迫大值区出现在柴达木盆地和高原东北部，夏季正辐射强迫大值区出现在高原北部与塔克拉玛干沙漠交界地带。秋冬季节气溶胶大气层正辐射强迫明显较小且没有明显的大值区。

（3）受纳布罗火山爆发的影响，2011 年夏季高原高空气溶胶消光系数明显增大，在 18 km 附近达到了 2.5×10^{-3} km^{-1}，平流层气溶胶在 2011 年后半年中产生了明显较大的负辐射强迫，相比于无火山爆发的 2010 年与 2012 年，平流层负辐射强迫在 2011 年秋季和冬季分别增加了 55.50% 和 52.38%。

参考文献（References）

Bellouin N, Quaas J, Gryspeerdt E, et al. 2020. Bounding global aerosol

radiative forcing of climate change [J]. Rev. Geophys., 58(1): e2019RG000660.

Brühl C, Lelieveld J, Tost H, et al. 2015. Stratospheric sulfur and its implications for radiative forcing simulated by the chemistry climate model EMAC [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 120(5): 2103−2118. doi:10.1002/2014JD022430

Brühl C, Schallock J, Klingmüller K, et al. 2018. Stratospheric aerosol radiative forcing simulated by the chemistry climate model EMAC using aerosol CCI satellite data [J]. Atmos. Chem. Phys., 18(17): 12845−12857. doi:10.5194/acp-18-12845-2018

Che H Z, Xia X A, Zhao H J, et al. 2019. Spatial distribution of aerosol microphysical and optical properties and direct radiative effect from the China Aerosol Remote Sensing Network [J]. Atmos. Chem. Phys., 19(18): 11843−11864. doi:10.5194/acp-19-11843-2019

Chen S Y, Huang J P, Zhao C, et al. 2013. Modeling the transport and radiative forcing of Taklimakan dust over the Tibetan Plateau: A case study in the summer of 2006 [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 118(2): 797−812. doi:10.1002/jgrd.50122

陈怡璇, 王天河, 韩颖, 等. 2020. 矿物沙尘与盐尘典型区气溶胶光学特性的对比分析 [J]. 高原气象, 39(4): 859−869. Chen Yixuan, Wang Tianhe, Han Ying, et al. 2020. Comparative analysis of aerosol optical properties in typical regions of mineral dust and salt dust [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 39(4): 859−869.

Cong Z Y, Kang S C, Smirnov A, et al. 2009. Aerosol optical properties at Nam Co, a remote site in central Tibetan Plateau [J]. Atmos. Res., 92(1): 42−48. doi:10.1016/j.atmosres.2008.08.005

Dietmüller S, Jöckel P, Tost H, et al. 2016. A new radiation infrastructure for the Modular Earth Submodel System (MESSy, based on version 2.51) [J]. Geosci. Model Dev., 9(6): 2209−2222. doi:10.5194/gmd-9-2209-2016

Duan A M, Wu G X. 2006. Change of cloud amount and the climate warming on the Tibetan Plateau [J]. Geophys. Res. Lett., 33(22): L22704. doi:10.1029/2006GL027946

韩晶晶, 王式功, 祈斌, 等. 2006. 气溶胶光学厚度的分布特征及其与沙尘天气的关系 [J]. 中国沙漠, 26(3): 362−369. Han Jingjing, Wang Shigong, Qi Bing, et al. 2006. Distribution of aerosol optical thickness and its relation with dusty weather in China [J]. Journal of Desert Research (in Chinese), 26(3): 362−369. doi:10.3321/j.issn:1000-694X.2006.03.008

Hu Z Y, Huang J P, Zhao C, et al. 2020. Modeling dust sources, transport, and radiative effects at different altitudes over the Tibetan Plateau [J]. Atmos. Chem. Phys., 20(3): 1507−1529. doi:10.5194/acp-20-1507-2020

Huang J P, Minnis P, Yi Y H, et al. 2007. Summer dust aerosols detected from CALIPSO over the Tibetan Plateau [J]. Geophys. Res. Lett., 34(18): L18805. doi:10.1029/2007GL029938

IPCC. 2014. Climate change 2013—The Physical Science Basis [M]// Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 466−552. doi: 10.1017/CBO9781107415324

Ji Z M. 2016. Modeling black carbon and its potential radiative effects over the Tibetan Plateau [J]. Adv. Climate Change Res., 7(3): 139−144. doi:10.1016/j.accre.2016.10.002

Jöckel P, Tost H, Pozzer A, et al. 2006. The atmospheric chemistry general circulation model ECHAM5/MESSy1: Consistent simulation of ozone from the surface to the mesosphere [J]. Atmos. Chem. Phys., 6(12): 5067−5104. doi:10.5194/acp-6-5067-2006

Jöckel P, Tost H, Pozzer A, et al. 2016. Earth system chemistry integrated modelling (ESCiMo) with the modular earth submodel system (MESSy) version 2.51 [J]. Geosci. Model Dev., 9(3): 1153−1200. doi:10.5194/gmd-9-1153-2016

Lau K M, Kim M K, Kim K M. 2006. Asian summer monsoon anomalies induced by aerosol direct forcing: The role of the Tibetan Plateau [J]. Climate Dyn., 26(7): 855−864.

Lee W S, Bhawar R L, Kim M K, et al. 2013. Study of aerosol effect on accelerated snow melting over the Tibetan Plateau during boreal spring [J]. Atmos. Environ., 75: 113−122. doi:10.1016/j.atmosenv.2013.04.004

Lelieveld J, Bourtsoukidis E, Brühl C, et al. 2018. The South Asian monsoon –pollution pump and purifier [J]. Science, 361(6399): 270−273. doi:10.1126/science.aar2501

Li Z Q, Lau W K M, Ramanathan V, et al. 2016. Aerosol and monsoon climate interactions over Asia [J]. Rev. Geophys., 54(4): 866−929. doi:10.1002/2015RG000500

Lin H M, Tong Y D, Yin X F, et al. 2019. First measurement of atmospheric mercury species in qomolangma natural nature preserve, Tibetan Plateau, and evidence of transboundary pollutant invasion [J]. Atmos. Chem. Phys., 19(2): 1373−1391. doi:10.5194/acp-19-1373-2019

Liu N W, Ma J Z, Xu W Y, et al. 2020. A modeling study of the regional representativeness of surface ozone variation at the WMO/GAW background stations in China [J]. Atmos. Environ., 242: 117672. doi:10.1016/j.atmosenv.2020.117672

Ma J Z, Brühl C, He Q S, et al. 2019. Modeling the aerosol chemical composition of the tropopause over the Tibetan Plateau during the Asian summer monsoon [J]. Atmos. Chem. Phys., 19(17): 11587−11612. doi:10.5194/acp-19-11587-2019

Pozzer A, De Meij A, Pringle K J, et al. 2012. Distributions and regional budgets of aerosols and their precursors simulated with the EMAC chemistry –climate model [J]. Atmos. Chem. Phys., 12(2): 961−987. doi:10.5194/acp-12-961-2012

施小英, 施晓晖. 2008. 夏季青藏高原东南部水汽收支气候特征及其影响 [J]. 应用气象学报, 19(1): 41−46. Shi Xiaoying, Shi Xiaohui. 2008. Climatological characteristics of summertime moisture budget over the southeast part of Tibetan Plateau with their impacts [J]. J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese), 19(1): 41−46. doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2008.01.006

石广玉, 王标, 张华, 等. 2008. 大气气溶胶的辐射与气候效应 [J]. 大气科学, 32(4): 826−840. Shi Guangyu, Wang Biao, Zhang Hua, et al. 2008. The radiative and climatic effects of atmospheric aerosols [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32(4): 826−840. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.04.11

唐信英, 罗磊, 金之川. 2012. 青藏高原大气气溶胶研究进展 [J]. 高原

山地气象研究, 32(2): 95−99. Tang Xinying, Luo Lei, Jin Zhichuan. 2012. Development of study on atmospheric aerosol in Tibetan Plateau [J]. Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese), 32(2): 95−99. doi:10.3969/j.issn.1674-2184.2012.02.019

Thomason L W, Vernier J P. 2013. Improved SAGE II cloud/aerosol categorization and observations of the Asian tropopause aerosol layer: 1989−2005 [J]. Atmos. Chem. Phys., 13(9): 4605−4616. doi:10.5194/acp-13-4605-2013

Wan X, Kang S C, Wang Y S, et al. 2015. Size distribution of carbonaceous aerosols at a high-altitude site on the central Tibetan Plateau (Nam Co Station, 4730 m a.s.l.) [J]. Atmos. Res., 153: 155−164. doi:10.1016/j.atmosres.2014.08.008

Wang Z L, Zhang H, Shen X S. 2011. Radiative forcing and climate response due to black carbon in snow and ice [J]. Adv. Atmos. Sci., 28(6): 1336−1344. doi:10.1007/s00376-011-0117-5

Wang B, Bao Q, Hoskins B, et al. 2008. Tibetan Plateau warming and precipitation changes in East Asia [J]. Geophys. Res. Lett., 35(14): L14702. doi:10.1029/2008GL034330

Wang H, Tan S C, Wang Y, et al. 2014. A multisource observation study of the severe prolonged regional haze episode over eastern China in January 2013 [J]. Atmos. Environ., 89: 807−815. doi:10.1016/j.atmosenv.2014.03.004

Winker D M, Vaughan M A, Omar A, et al. 2009. Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 26(11): 2310−2323. doi:10.1175/2009JTECHA1281.1

Xia X A, Wang P C, Wang Y S, et al. 2008. Aerosol optical depth over the Tibetan Plateau and its relation to aerosols over the Taklimakan Desert [J]. Geophys. Res. Lett., 35(16): L16804. doi:10.1029/2008GL034981

Xu C, Ma Y M, Panday A, et al. 2014. Similarities and differences of aerosol optical properties between southern and northern sides of the Himalayas [J]. Atmos. Chem. Phys., 14(6): 3133−3149. doi:10.5194/acp-14-3133-2014

Xu C, Ma Y M, You C, et al. 2015. The regional distribution characteristics of aerosol optical depth over the Tibetan Plateau [J]. Atmos. Chem. Phys., 15(20): 12065−12078. doi:10.5194/acp-15-12065-2015

杨琴, 田文寿, 隆霄, 等. 2014. 青藏高原沙尘示踪物从对流层向平流层传输的数值模拟 [J]. 高原气象, 33(4): 887−899. Yang Qin, Tian Wenshou, Long Xiao, et al. 2014. Transport of dust aerosols from troposphere to stratosphere over Qinghai-Xizang Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 33(4): 887−899. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2013.00095

Yienger J J, Levy I H. 1995. Empirical model of global soil-biogenic NO_x emissions [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 100(6): 11447−11464. doi:10.1029/95JD00370

张华, 马井会, 郑有飞. 2009. 沙尘气溶胶辐射强迫全球分布的模拟研究 [J]. 气象学报, 67(4): 510−521. Zhang Hua, Ma Jinghui, Zheng Youfei. 2009. A modeling study of global radiative forcing due to dust aerosol [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 67(4): 510−521.

Zhang H, Xie B, Wang Z. 2018. Effective radiative forcing and climate response to short-lived climate pollutants under different scenarios [J]. Earth's Future, 6(6): 857−866. doi:10.1029/2018EF000832

Zhang N N, Cao J J, Liu S X, et al. 2014. Chemical composition and sources of PM2.5 and TSP collected at Qinghai Lake during summertime [J]. Atmos. Res., 138: 213−222. doi:10.1016/j.atmosres.2013.11.016

Zhang H, Zhao S Y, Wang Z L, et al. 2016. The updated effective radiative forcing of major anthropogenic aerosols and their effects on global climate at present and in the future [J]. Int. J. Climatol., 36(2): 4029−4044.

Zhang X H, Xu J Z, Kang S C, et al. 2019. Chemical characterization and sources of submicron aerosols in the northeastern Qinghai-Tibet Plateau: Insights from high-resolution mass spectrometry [J]. Atmos. Chem. Phys., 19(11): 7897−7911. doi:10.5194/acp-19-7897-2019

周秀骥, 赵平, 陈军明, 等. 2009. 青藏高原热力作用对北半球气候影响的研究 [J]. 中国科学（D 辑：地球科学）, 39(11): 1473−1486. Zhou Xiuji, Zhao Ping, Chen Junming, et al. 2009. Impacts of thermodynamic processes over the Plateau on the Northern Hemispheric climate [J]. Sci. China (Ser. D: Earth Sci.) (in Chinese), 39(11): 1473−1486.

Zhou C, Zhang H, Zhao S Y, et al. 2018. On effective radiative forcing of partial internally and externally mixed aerosols and their effects on global climate [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 123(1): 401−423. doi:10.1002/2017JD027603

朱思虹, 张华, 卫晓东, 等. 2018. 不同污染条件下气溶胶对短波辐射通量影响的模拟研究 [J]. 气象学报, 76(5): 790−802. Zhu Sihong, Zhang Hua, Wei Xiaodong, et al. 2018. Simulation of aerosol influences on shortwave radiative flux under different pollution conditions [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 76(5): 790−802.

庄婧雯. 2016. 基于中纬度激光雷达和 CALIPSO 的纳布罗火山气溶胶的观测研究 [D]. 武汉大学博士学位论文, 106pp. Zhuang Jingwen. 2016. Nabro aerosol evolution observed jointly by lidars at a mid-latitude site and CALIPSO [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Wuhan University, 106pp.