

周杰, 官莉. 2017. 青藏高原上空甲烷的时空分布特征及其夏季高值形成机制分析 [J]. 气候与环境研究, 22 (3): 315–321. Zhou Jie, Guan Li. 2017. Characteristics of spatial and temporal distributions of methane over the Tibetan Plateau and mechanism analysis for high methane concentration in summer [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 22 (3): 315–321, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2016.16062.

青藏高原上空甲烷的时空分布特征及其 夏季高值形成机制分析

周杰 官莉

南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 中国气象局气溶胶—云—降水重点开放实验室, 南京 210044

摘要 利用搭载在美国 Aqua 卫星上的大气红外探测仪 (AIRS) 观测资料反演的全球甲烷 (CH₄) 产品和 NCEP 再分析资料, 分析了 2003~2014 年青藏高原上空 CH₄ 的时空变化特征, 探讨了夏季 CH₄ 高值变化与季风的的关系。研究表明: 就青藏高原整体而言, CH₄ 浓度随高度增加递减; 对流层中高层 CH₄ 含量季节变化较为明显, 其平均浓度在 7~9 月处于高值, 6 月、10 月次之, 其余月份处于低值。2003~2014 年 CH₄ 含量呈逐年上升趋势, 年增长率约为 4.66ppb (10⁻⁹)。高原上空 CH₄ 空间分布分析显示, 高原北部 CH₄ 浓度高于南部地区。夏季风期间, 随着高原上的强对流输送和上空南亚高压的阻塞, 对流层中高层 CH₄ 浓度明显增加并不断积累, 在 8 月底至 9 月初出现最大值。在分析季风指数的基础上发现, 夏季季风影响下的强对流输送是高原对流层中高层 CH₄ 高值形成的主要原因之一, 对流层中高层 CH₄ 浓度最大值出现时间较季风指数的峰值滞后约半至一个月, 随着夏季风的撤退, CH₄ 浓度高值迅速降低。

关键词 甲烷 大气红外探测仪 (AIRS) 青藏高原 时空分布 季风指数

文章编号 1006-9585 (2017) 03-0315-07

中图分类号 X831

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2016.16062

Characteristics of Spatial and Temporal Distributions of Methane over the Tibetan Plateau and Mechanism Analysis for High Methane Concentration in Summer

ZHOU Jie and GUAN Li

Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Key Laboratory for Aerosol-Cloud-Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract Observations of global methane inversion (CH₄) products measured middle-upper by the Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) on the Aqua satellite and the NCEP reanalysis data are used to investigate characteristic changes in CH₄ over the Tibetan Plateau from 2003 to 2014. The relationship between the CH₄ change and the monsoon is explored. The results indicate that, taking the Tibetan Plateau as whole, the concentration of CH₄ decreases with the increase in altitude. The seasonal variation of CH₄ in the middle-upper troposphere is significant. Monthly average concentration of CH₄ is the highest from July to September, followed by that in June and October, and the value is low in other months. The concentration of CH₄ increased year by year during 2003–2014, showing an overall increasing trend with an annual growth rate of about 4.66ppb (10⁻⁹). Based on analysis of the spatial distribution of CH₄ over the plateau, the concentration of CH₄ is higher in the north than in the south of the plateau. During the summer monsoon period, CH₄ concentration in the mid-upper troposphere significantly

收稿日期 2016-03-24; 网络预出版日期 2016-06-15

作者简介 周杰, 男, 1991 年出生, 硕士研究生, 主要从事大气遥感资料应用研究。E-mail: 457858344@qq.com

资助项目 国家自然科学基金项目 41575029

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grant 41575029)

increases and continues to accumulate due to strong convective transport and influences of South Asia high blocking over the plateau. The maximum CH₄ concentration appears at the end of August to early September. Analysis of the monsoon index suggests that strong convection under the influence of summer monsoon is one of the major factors contributing to the high value of CH₄ over the Tibetan Plateau. The maximum CH₄ concentration appears about one month later than the Monsoon Index. With the decline of the monsoon, the high value of CH₄ also quickly decreases.

Keywords Methane, Atmospheric infrared sounder (AIRS), Tibetan Plateau, Spatial and temporal distribution, Monsoon index

1 引言

CH₄ 作为仅次于 CO₂ 的第二大温室气体, 其单位质量对气候的变暖作用是同等质量 CO₂ 的 25 倍。近年来 CH₄ 的温室效应已达 20%, 而且其浓度逐年升高, 超过 20 世纪初大气中浓度的 2 倍, 并且仍以每年 0.8%~1% 的速度增长 (Milich, 1999)。另一方面, 大气中 CH₄ 与 OH 自由基反应是其主要的汇, 它参与的光化学过程会引起大气中水汽、O₃ 等浓度的变化, 使其在对流层和平流层的大气化学研究中也至关重要 (张剑波, 1996)。因此, 研究大气中 CH₄ 的时空分布及变化是十分必要的。

青藏高原面积辽阔, 平均海拔在 4000 m 以上, 因其动力和热力作用, 使它不仅对东亚的天气和气候, 而且对全球气候变化以及灾害性天气的形成和发展都有重要的影响 (毕云等, 2008)。青藏高原在夏季作为一个强热源对周围大气起到抽吸作用, 它上面的强对流运动与亚洲季风期间的大尺度垂直运动能将感热、水汽和污染物从边界层向上输送 (Ye and Wu, 1998)。模式研究也表明亚洲季风期间的深对流运动将边界层的污染物从印度、东南亚和我国华南地区输送至对流层上层 (Lawrence et al., 2003; Liu et al., 2003)。段安民等 (2006) 研究表明温室气体的排放加剧了青藏高原气候变暖。

由于高原地区地形复杂, 环境条件恶劣, 站点稀少, 而且现在大气成分站点监测只能获取单站、整层的 CH₄ 总量观测, 不能准确反映空间区域的大气状况, 更难以获得 CH₄ 的垂直分布信息 (程洁等, 2007)。2002 年 5 月美国国家航空航天局 (NASA) 成功发射了第二颗地球观测系统 (EOS) 系列卫星 Aqua, 上面搭载的大气红外探测器 (Atmospheric Infrared Sounder, AIRS) 能够提供高时空、全球覆盖的 CH₄ 信息, 极大地促进了对全球 CH₄ 分布、变化及其对气候变化影响的认识 (高文华等, 2006)。Xiong et al. (2008) 利用 AIRS 探测器在 7.66 μm 波段处甲烷的吸收带, 采用 SVD (Singular Value

Decomposition) 的方法实现了对大气中甲烷垂直廓线的精确反演。该产品自从发布以来, Xiong et al.

(2009) 开展了对该反演产品的真实性检验, 通过利用飞机实测 CH₄ 浓度与 AIRS 反演产品的对比, 两者误差基本在 -1.4%~0.1%, 均方根误差大约在 0.5%~1.6%。Zhang et al. (2011) 利用 AIRS 的三级产品分析中国地区中高层大气 CH₄ 的分布特征, 与地基遥感观测资料误差在 1.5% 以内。王红梅等 (2015) 利用中国青海瓦里关 (WLG)、中国台湾鹿林山 (LLN) 及蒙古乌兰乌勒 (UUM) 地基观测资料对 2003~2013 年 AIRS 的第六版近地面 CH₄ 浓度产品进行了验证, 误差在 2% 以内, 变化趋势一致。以上结论表明 AIRS 探测器反演的 CH₄ 产品质量较高, 可以作为研究和分析大气中甲烷分布、演变传输规律的依据。

本文选定 (25°N~40°N, 75°E~105°E) 范围为青藏高原研究区域, 利用 AIRS 观测资料反演的第六版 CH₄ 产品, 分析了 2003~2014 年青藏高原上空 CH₄ 的时空变化特征; 进而结合 NCEP 再分析资料探讨了夏季风期间, 高原对流层中高层 CH₄ 高值的形成机制, 加深对高原上空 CH₄ 时空变化形成原因的理解。

2 资料介绍

2.1 AIRS 资料

AIRS 在 3.7~15.4 μm 有 2378 个光谱通道, 拥有极高的光谱分辨率, 星下点分辨率为 13.5 km, 结合先进的微波探测器 (AMSU), 可以在部分云的条件下对大气做精确的温、湿度廓线反演, 并在此基础上反演 CO₂、CH₄ 等微量气体成分总量及垂直廓线。本文利用的是 NASA 地球科学数据和信息中心 (GESDISC) 提供的 AIRS 反演的标准 CH₄ 产品 (第六版), 包括月平均产品和逐日产品, 该产品提供了 24 个气压层的 CH₄ 体积混合比垂直廓线。其中月平均 CH₄ 产品水平分辨率为 1° (纬度) × 1° (经度), 选取产品的时间段为 2003 年 1 月至 2014 年 12 月, 共 144 个月。逐日 CH₄ 产品格

式与月平均 CH₄ 产品相同,本文选取时间段为 2008 年 8 月 26 日至 9 月 30 日,共 36 日。AIRS 资料来自 GESDISC (Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center) 的网站 (<http://disc.gsfc.nasa.gov>[2015-10-23])。

2.2 NCEP 再分析资料

为计算季风指数,本文使用的 NCEP 再分析资料,包括 NCEP/NCAR 的月平均再分析资料以及 NCEP 每 6 h 的 FNL (Final)再分析资料。其中 NCEP/NCAR 的月平均再分析资料,水平分辨率为 2.5° (纬度) × 2.5° (经度),全球共有 144 × 73 个网格点。NCEP FNL 的每 6 h 再分析资料的水平分辨率为 1° (纬度) × 1° (经度)。NCEP 资料均来自 CISL RDA (The Computational and Information Systems Laboratory Research Data Archive) 的网站 (<http://rda.ucar.edu>[2016-01-05])。

3 青藏高原上空 CH₄ 的时空变化特征分析

3.1 青藏高原 300 hPa 上空 CH₄ 的水平时空变化

受温度和湿度等条件影响,AIRS 通道探测 CH₄ 的垂直灵敏度有显著变化,在平流层、对流层低层及地表附近区域的探测灵敏度均要小于对流层中高层。在中纬度地区,AIRS 通道探测 CH₄ 的最敏感层是在 300~400 hPa 左右,且反演误差较小 (Xiong et al., 2008)。

本文以高原 CH₄ 季节分布为例,对研究区域 300 hPa 上空 CH₄ 浓度的时空变化进行了分析。图 1 为 2003~2014 年多年平均后青藏高原及周边地区 300 hPa 上空 CH₄ 浓度在不同季节的水平空间分布图,图中红色方框内为研究区域,其中春季为 3~5 月 CH₄ 浓度平均值,夏季为 6~8 月 CH₄ 浓度平均值,秋季为 9~11 月 CH₄ 浓度平均值,冬季为 12 月至次年 2 月 CH₄ 浓度平均值。表 1 给出了 2003~2014 年多年平均后研究区域及周边同纬度陆地区域 (60°E~75°E 和 105°E~120°E) 300 hPa 上空在不同季节时的 CH₄ 平均浓度,CH₄ 浓度用体积混合比表示。综合图 1 和表 1 看出,与周边同纬度陆地区域相比,青藏高原上空 CH₄ 的季节变化较为明显,夏秋季 CH₄ 浓度较高,春冬季 CH₄ 浓度较低。其中 CH₄ 浓度低值期出现在春季 (图 1a),其平均值约为 1784ppb (10⁻⁹)。夏季 (图 1b) 整个陆地上空的

CH₄ 浓度几乎都有所增加,其平均值约为 1822ppb,较春季增大了约 38ppb。秋季 (图 1c) 青藏高原上空 CH₄ 浓度有所减小,其平均值约为 1817ppb。冬季 (图 1d) CH₄ 浓度较秋季明显减少,其平均值约为 1787ppb。除夏季外,其余季节中青藏高原上空的 CH₄ 浓度均明显低于周边同纬度陆地区域。另外青藏高原上空 CH₄ 的分布及变化除了与其周围同纬度陆地区域有较大的差异外,CH₄ 在研究区域内的分布也存在特征。从各个季节来看,高原北部的 CH₄ 浓度均高于南部地区,且其分布与青藏高原地形的切合度较高。

另外,西亚上空的 CH₄ 浓度在夏季 (图 1b) 也明显升高,这可能是因为亚洲季风期间强对流运动将部分 CH₄ 向上输送时受赤道东风急流的影响而形成的 (Li et al., 2001),但其季节变化没有青藏高原上空强。

表 1 不同季节青藏高原及周边同纬度地区 300 hPa 处 CH₄ 平均浓度

Table 1 Averaged CH₄ concentrations at 300 hPa over the Tibetan Plateau and the surrounding area of the same latitude in different seasons

	300 hPa 处 CH ₄ 平均浓度 (×10 ⁻⁹)	
	青藏高原区域	周边同纬度陆地区域
春季	1784	1789
夏季	1822	1822
秋季	1817	1822
冬季	1787	1797

3.2 青藏高原上空 CH₄ 浓度的垂直时空变化

为了进一步研究青藏高原地区上空 CH₄ 浓度的时空变化,本文对高原上空对流层不同高度上 CH₄ 的时空变化趋势进行了分析。图 2 给出了青藏高原上空 2003~2014 年 CH₄ 浓度垂直分布的年变化图,高原上空 CH₄ 浓度垂直分布差异显著,近地面附近 CH₄ 浓度最高,平均在 1800ppb 以上,年变化也较为剧烈,变化幅度高达 70ppb。随着高度增加,CH₄ 浓度不断减小,年变化也随之减弱,至对流层顶 100 hPa 高度处,平均 CH₄ 浓度下降至 1680 ppb 左右,年变化趋于平缓,其变化幅度小于 20 ppb。从图 2 可以看出高原上空对流层各个高度的 CH₄ 浓度年变化趋势大致与 300 hPa 高度趋势基本一样,4 月 CH₄ 浓度最低,6 月 CH₄ 浓度开始迅速增长,夏季 8 月达最大。故 300 hPa 处 CH₄ 浓度能够定性的反应高原对流层中高 CH₄ 的变化。值得注意的是,9 月 350~450 hPa 高度附近 CH₄ 浓度高于 8 月,但在 350 hPa 高度往上 CH₄ 浓度低于 8 月,

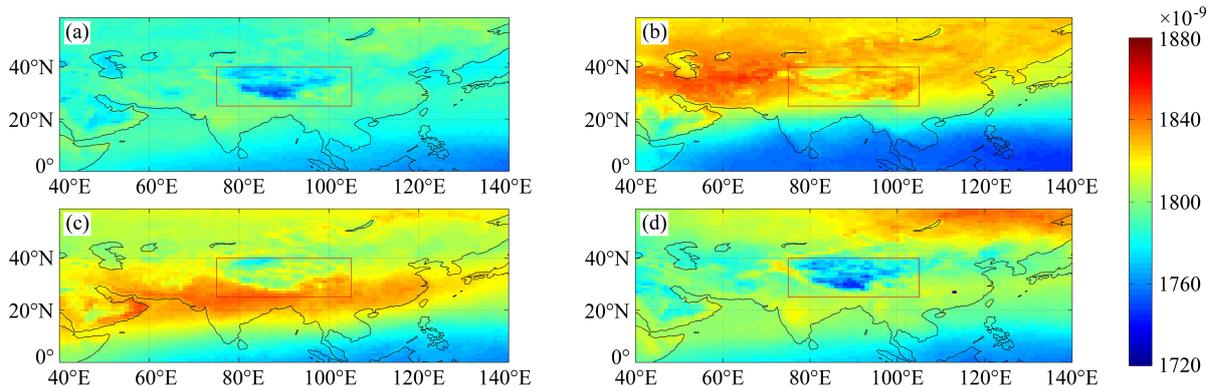


图1 不同季节青藏高原及周边地区 300 hPa 处 CH_4 平均浓度的空间分布: (a) 春季; (b) 夏季; (c) 秋季; (d) 冬季

Fig. 1 Spatial distributions of averaged CH_4 concentration at 300 hPa over the Tibetan Plateau and its surrounding areas in different seasons: (a) Spring; (b) summer; (c) autumn; (d) winter

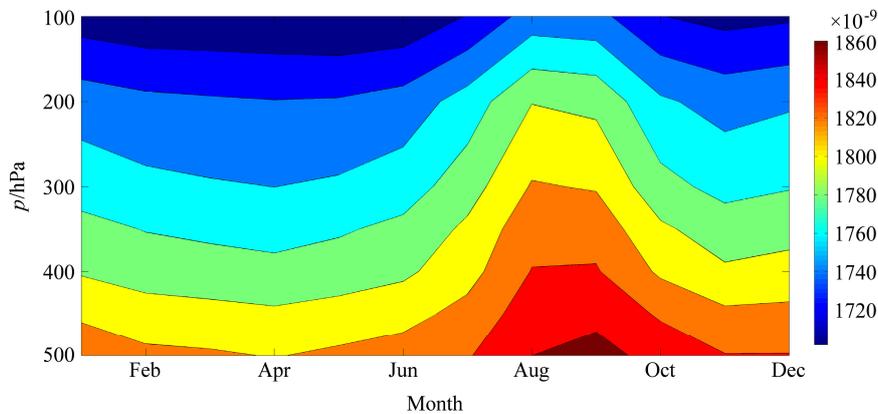


图2 青藏高原对流层中高层 CH_4 平均浓度垂直分布的年变化

Fig. 2 Annual variation of the vertical distribution of averaged CH_4 concentration in the middle and upper troposphere over the Tibetan Plateau

这表明 CH_4 浓度是从高空往下逐渐开始减少的,也就是说高原上空对流活动的减弱是导致 CH_4 浓度减少的主要原因之一。9 月末研究区域上空的 CH_4 浓度迅速减小。受冬季化石燃料燃烧排放影响,12 月 CH_4 浓度有小幅度的上升,形成一个小的峰值,但很快就消失, CH_4 浓度继续呈下降趋势。根据研究区域内 CH_4 浓度的时间变化情况,可以将高原上空 CH_4 浓度变化大致分为三个时期: (1) CH_4 高值期,即 7~9 月; (2) CH_4 过渡期,即 6 月和 10 月; (3) CH_4 低值期,即 1~5 月和 11、12 月。

AIRS 作为一种红外遥感探测器,虽然反演 CH_4 时所用的通道与水汽吸收线有重叠,造成反演的 CH_4 浓度垂直廓线有误差。但是, AIRS 反演的 CH_4 浓度从 6 月到 9 月的增加幅度约为 60ppb,远远高于 Xiong et al. (2009) 给出的来源于 AIRS 仪器的观测噪声和反演算法的误差,说明利用该反演产品可以很好地反应对流层中高层高度上 CH_4 浓度的时

空变化特征。中国瓦里关本底站的观测资料分析也显示出夏季 CH_4 整层总浓度的明显增加(赵玉成等, 2014),这与本文分析出的青藏高原及其附近区域夏季 CH_4 总量及对流层各高度层上浓度均增加是一致的。

3.3 青藏高原区域 300 hPa 处 CH_4 浓度的年际变化

图 3 给出了 2003~2014 年青藏高原 300 hPa 上空区域平均 CH_4 浓度逐月的变化趋势及变化幅度。图 3 可以看出青藏高原 300 hPa 上空 CH_4 浓度在 2003~2014 年间部分年份有所下降,但总体呈上升趋势,每年平均增长约 4.66ppb,年增长率约为 0.26%。其中 2003~2010 年 CH_4 浓度总体呈较为缓慢的上升趋势,每年平均增长约 3.13ppb,而 2008 年高原上空 CH_4 浓度异常增加,比 2007 年平均高出 18ppb,熊效振等(2011)研究表明其原因可能与 2007 年浓度的增加和 2008 年季风期地表排放增大有关。2011 年 CH_4 浓度较往年有明显的上升,

其上升幅度为 16ppb, 其后至 2014 年 CH₄ 浓度继续呈上升趋势, 2014 年青藏高原上空 300 hPa 处 CH₄ 的平均浓度已超过 1830ppb。

4 青藏高原上空 CH₄ 高值期变化与季风的关系

在亚洲夏季风期间, 印度、东南亚和我国华南地区的稻田等会排放出大量的 CH₄, 大尺度的垂直运动将低层 CH₄ 向对流层上层输送, 影响其在高原地区的分布。为了了解甲烷的地表排放对高原上空 CH₄ 的影响, Xiong et al. (2009) 利用模式模拟地表排放增加 50% 时, 高原上空甲烷浓度的增加量, 结果显示 300 hPa 的 CH₄ 额外增加约 8%~9%。这个结果说明在季风期间高原上空 CH₄ 浓度的增加部分来自地表排放的影响, 但更多的是夏季强对流输送的作用。中国瓦里关本底站的观测也显示出夏季 CH₄ 的增加 (赵玉成等, 2014), 由于瓦里关站的海拔高度在 3810 m, 除了附近地表源夏季排放增加的影响

外, 与高原上空向上的动力输送是分不开的, 而影响夏季高原上空动力输送主要是季风系统。本文重点分析夏季青藏高原上空 CH₄ 高值期变化与季风的关系, 而季风的有无、强弱可具体由季风指数来量化。

4.1 季风指数的算法

李建平和曾庆存 (2005) 用

$$\delta_{m,n} = \frac{\|\bar{\mathbf{V}}_1 - \bar{\mathbf{V}}_{m,n}\|}{\|\bar{\mathbf{V}}\|} - 2, \quad (1)$$

来计算季风季节变化和年际变化, 称之为动态标准化变率指数 (或季风指数), 其中, $\bar{\mathbf{V}}_1$ 是 1 月气候平均风矢量, $\bar{\mathbf{V}}$ 是 1 月和 7 月气候平均风矢量的平均, $\bar{\mathbf{V}}_{m,n}$ 是某年 (n) 某月 (m) 的月平均风矢量。定义 $\delta > 0$ 的地区为季风区, 反映出季风具有盛行风向发生显著转变这一主要的环流特征。本文在 NCEP/NCAR 月平均再分析资料给出的 300 hPa 平均风场基础上, 按公式 (1) 求出青藏高原地区 300 hPa 的月季风指数, 如图 4 虚线所示。

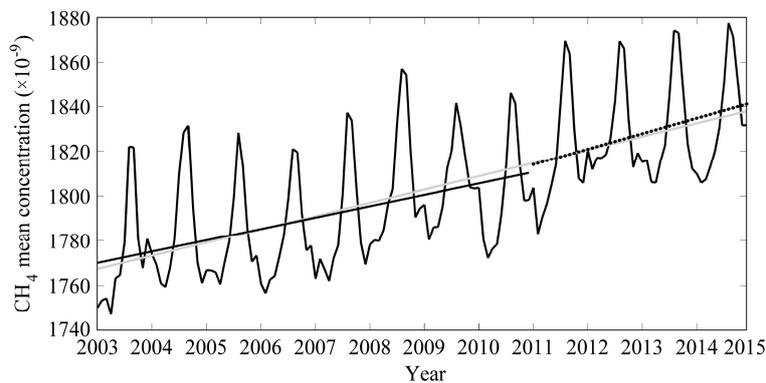


图 3 2003~2014 年青藏高原 300 hPa 处 CH₄ 平均浓度的年际变化 (灰色实线为 2003~2014 趋势, 黑色虚线为 2003~2010 年趋势, 黑色点线为 2011~2014 年趋势)

Fig. 3 Interannual variations of averaged CH₄ concentration at 300 hPa over the Tibetan Plateau from 2003 to 2014 (the grey spot solid line represents the growth trend of CH₄ concentration from 2003 to 2014, the black solid line represents the growth trend of CH₄ concentration from 2003 to 2010, the black dotted line represents the growth trend of CH₄ concentration from 2011 to 2014)

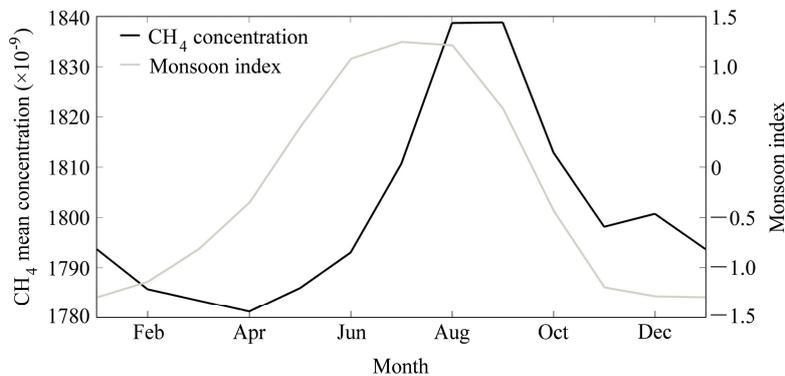


图 4 青藏高原地区 300 hPa 上空 CH₄ 平均浓度和季风指数的逐月变化

Fig. 4 Monthly changes in averaged CH₄ concentration at 300 hPa over the Tibetan Plateau and monsoon index

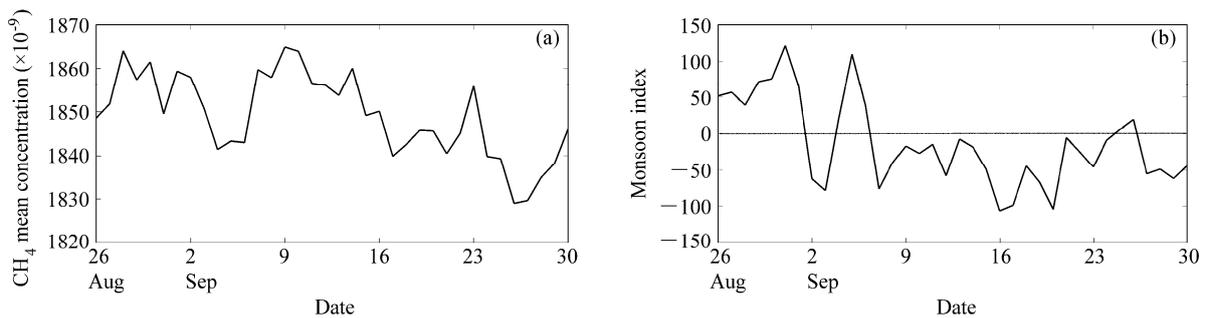


图5 2008年夏季风撤退期 (a) 青藏高原上空 CH₄ 平均浓度与 (b) 日季风指数的逐日变化

Fig. 5 Daily variations of (a) averaged CH₄ concentration over the Tibetan Plateau and (b) daily monsoon index during the declining period of the summer monsoon in 2008

本文参考汤懋苍等(1984)和白虎志等(2001)提出的日季风强度指数计算方法,以(32.5°N, 90°E)作为青藏高原地形的中心点,取所选研究区域边缘(32.5°N, 75°E)、(25°N, 90°E)、(32.5°N, 105°E)和(40°N, 90°E)这4个点分别代表青藏高原的西、南、东和北部边界。从NCEP FNL的每6h再分析资料中提取出高原周围4点和中心点的600 hPa位势高度 h ,分别对每天4次各点再分析资料中的位势高度 h 求取平均值,作为高原5点的逐日600 hPa高度 H ,最后利用下式计算高原日季风指数 I :

$$I = H_1 + H_2 + H_3 + H_4 - 4H_0, \quad (2)$$

其中, H_1 、 H_2 、 H_3 、 H_4 分别为高原周围四点的位势高度值, H_0 为高原中心点的位势高度值。

4.2 青藏高原上空 CH₄ 高值与季风指数的关系

下面具体定量分析夏季风期间季风指数的变化与青藏高原上空对流层 CH₄ 浓度变化的关系。图4给出了2003~2014年多年平均的青藏高原地区300 hPa上空 CH₄ 浓度和季风指数的逐月变化,分别用实线和虚线表示,左侧纵坐标为 CH₄ 浓度,右侧纵坐标为月季风指数。4月初,季风指数由负转正,夏季风开始影响高原,高原对流逐渐旺盛,对流层中高层 CH₄ 浓度开始缓慢增加。6月季风指数持续增加,在青藏高原的南部和东部,地面风场呈向高原地区的气旋式辐合;与高原南部宽广的低压带配合下,引导高原南部、东南部地区大气低层的 CH₄ 向高原输送,此时作为热源的青藏高原上空的上升运动强烈,使得中高层 CH₄ 浓度开始明显增加,同时由于100~150 hPa高度处南亚高压的阻塞,使输送到高原上空的 CH₄ 不能马上扩散,而 CH₄ 作为长寿命气体,对流层高层的光化学破坏作用大大低于地表,因此高值能在对流层中高层能维持约1个月,其最大值出现在8月底至9月初,比

季风指数的峰值晚约半至一个月。9月中旬当季风指数开始由正转负时,夏季风撤退,CH₄ 浓度迅速减小,高值期结束。

图5则以2008年为例,进一步显示了季风撤退期间高原上空 CH₄ 平均浓度(图5a)与日季风指数(图5b)的逐日变化关系。根据汤懋苍等(1984)定义,当某日日季风指数由负值转为正值以后,且正值的连续日数大于5d,则规定该日为夏季风开始日;反之,当某日日季风指数由正值转为负值以后,且负值的连续日数大于5d,则规定该日为夏季风结束日。由图5可见,2008年夏季风撤退(图5b)的具体时间为9月6日,CH₄ 峰值(图5a)开始减弱时间为9月9日,从时间上看,CH₄ 峰值快速消失的时间与季风撤退的时间吻合得较好。9月2日日季风指数由正值变为负值,高原对流输送减弱,CH₄ 浓度随之开始下降。9月4日日季风指数变为正值,CH₄ 浓度在一天之后即9月5日也随之出现增长,表明 CH₄ 浓度的波动变化受到了季风的影响,且存在短暂的滞后现象。

5 结论

本文利用AIRS反演的甲烷产品分析了2003~2014年青藏高原对流层中高层 CH₄ 的时空变化特征,探讨了夏季 CH₄ 高值期变化与季风的关系,得到如下结论:青藏高原地区对流层中高层 CH₄ 浓度较周边同纬度陆地区域季节变化明显,每年的6月开始浓度显著增加,8月底至9月初到达最大值,10月开始浓度迅速减小,然后一直维持在较低水平。CH₄ 浓度随高度增加而递减,季节变化幅度随高度增加也不断减小。CH₄ 水平分布与青藏高原地形的切合度较高,高原北部 CH₄ 浓度高于南部。青

藏高原地区对流层中高层 CH₄ 浓度在 2003~2014 年总体呈逐年上升趋势, 年增长率约为 4.66ppb。2011 年以后 CH₄ 浓度增加明显, 递增率相比 2003~2010 年而言要更高。夏季风期间, 青藏高原南部的低空区域受亚洲季风的影响, 空气辐合将 CH₄ 输送至高原, 此时作为热源的青藏高原上空的上升运动强烈, CH₄ 继续向上输送, 配合 100~150 hPa 高度处南亚高压的阻塞作用, 使得 CH₄ 在此停留累积, 浓度最大值出现在 8 月末至 9 月初, 落后季风指数最大值时约半至一个月。随着季风的撤退, CH₄ 浓度迅速降低, 与日季风指数强度的减弱对应的很好。

参考文献 (References)

- 白虎志, 谢金南, 李栋梁. 2001. 近 40 年青藏高原季风变化的主要特征 [J]. 高原气象, 20 (1): 22–27. Bai Huzhi, Xie Jinnan, Li Dongliang. 2001. The principal feature of Qinghai–Xizang Plateau monsoon variation in 40 years [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 20 (1): 22–27, doi: 10.3321/j.issn:1000-0534.2001.01.004.
- 毕云, 陈月娟, 周任君, 等. 2008. 青藏高原上空 H₂O 和 CH₄ 的分布和变化趋势分析 [J]. 高原气象, 27 (2): 249–258. Bi Yun, Chen Yuejuan, Zhou Renjun, et al. 2008. Study on H₂O and CH₄ distributions and variations over Qinghai–Xizang Plateau using HALOE data [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 27 (2): 249–258.
- 程洁, 柳钦火, 李小文. 2007. 星载高光谱红外传感器反演大气痕量气体综述 [J]. 遥感信息, (2): 90–97. Cheng Jie, Liu Qinhuo, Li Xiaowen. 2007. Review of trace gases inversion utilizing space-borne hyperspectral infrared remote sensor data [J]. Remote Sensing Information (in Chinese), (2): 90–97, doi: 10.3969/j.issn.1000-3177.2007.02.021.
- 段安民, 吴国雄, 张琼, 等. 2006. 青藏高原气候变暖是温室气体排放加剧结果的新证据 [J]. 科学通报, 51 (8): 989–992. Duan Anmin, Wu Guoxiong, Zhang Qiong, et al. 2006. New proofs of the recent climate warming over the Tibetan Plateau as a result of the increasing greenhouse gases emissions [J]. Chinese Science Bulletin, 51 (11): 1396–1400, doi: 10.1007/s11434-006-1396-6.
- 高文华, 赵凤生, 盖长松. 2006. 大气红外探测器 (AIRS) 温、湿度反演产品的有效性检验及在数值模式中的应用研究 [J]. 气象学报, 64 (3): 271–280. Gao Wenhua, Zhao Fengsheng, Gai Changsong. 2006. Validation of AIRS retrieval temperature and moisture products and their application in numerical models [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 64 (3): 271–280, doi: 10.11676/qxxb2006.026.
- Lawrence M G, Rasch P J, von Kuhlmann R, et al. 2003. Global chemical weather forecasts for field campaign planning: Predictions and observations of large-scale features during MINOS, CONTRACE, and INDOEX [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 3 (1): 267–289, doi: 10.5194/acp-3-267-2003.
- 李建平, 曾庆存. 2005. 一个新的季风指数及其年际变化和与雨量的关系 [J]. 气候与环境研究, 10 (3): 351–365. Li Jianping, Zeng Qingcun. 2005. A new monsoon index, its interannual variability and relation with monsoon precipitation [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 10 (3): 351–365, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2005.03.09.
- Li Q B, Jacob D J, Logan J A, et al. 2001. A tropospheric ozone maximum over the Middle East [J]. Geophys. Res. Lett., 28 (17): 3235–3238, doi: 10.1029/2001GL013134.
- Liu Y, Li W L, Zhou X J, et al. 2003. The possible influences of the increasing anthropogenic emissions in India on tropospheric ozone and OH [J]. Advances in Atmospheric Science, 20 (6): 968–977, doi: 10.1007/BF02915520.
- Milich L. 1999. The role of methane in global warming: where might mitigation strategies be focused? [J]. Global Environmental Change, 9 (3): 179–201, doi: 10.1016/S0959-3780(98)00037-5.
- 汤懋苍, 梁娟, 邵明镜, 等. 1984. 高原季风年际变化的初步分析 [J]. 高原气象, 3 (3): 76–82. Tang Maocang, Liang Juan, Shao Mingjing, et al. 1984. A preliminary analysis of the interannual variation of the monsoon over the plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 3 (3): 76–82.
- 王红梅, 李佳田, 张莹, 等. 2015. 利用 AIRS 产品分析中国地区近地面甲烷浓度时空特性 [J]. 遥感学报, 19 (5): 827–835. Wang Hongmei, Li Jiatian, Zhang Ying, et al. 2015. Spatial and temporal distribution of near-surface methane concentration over China based on AIRS observations [J]. Journal of Remote Sensing (in Chinese), 19 (5): 827–835, doi: 10.11834/jrs.20154195.
- Xiong X, Houweling S, Wei J, et al. 2009. Methane plume over south Asia during the monsoon season: Satellite observation and model simulation [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 9 (3): 783–794, doi: 10.5194/acp-9-783-2009.
- Xiong X Z, Barnet C, Maddy E, et al. 2008. Characterization and validation of methane products from the atmospheric infrared sounder (AIRS) [J]. J. Geophys. Res., 113 (G3): G00A01, doi: 10.1029/2007JG000500.
- 熊效振, 张莹, 陈良富, 等. 2011. 季风影响下的青藏高原上空甲烷、水汽及云的变化 [J]. 成都信息工程学院学报, 26 (5): 480–485. Xiong Xiaozhen, Zhang Ying, Chen Liangfu, et al. 2011. Variation of methane, water vapor and clouds over Tibetan Plateau under the impact of Asian summer monsoon [J]. Journal of Chengdu University of Information Technology (in Chinese), 26 (5): 480–485, doi: 10.3969/j.issn.1671-1742.2011.05.003.
- Ye D Z, Wu G X. 1998. The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation [J]. Meteor. Atmos. Phys., 67 (1–4): 181–198, doi: 10.1007/BF01277509.
- 张剑波. 1996. 大气中甲烷的化学行为 [J]. 环境科学研究, 9 (4): 10–15. Zhan Jianbo. 1996. Chemical behavior of methane in atmosphere [J]. Research of Environmental Sciences (in Chinese), 9 (4): 10–15.
- Zhang X Y, Bai W G, Zhang P, et al. 2011. Spatiotemporal variations in mid-upper tropospheric methane over China from satellite observations [J]. Chinese Science Bulletin, 56 (31): 3321–3327, doi: 10.1007/s11434-011-4666-x.
- 赵玉成, 刘鹏, 王剑琼, 等. 2014. 1991~2011 年瓦里关全球大气本底监测事实 [J]. 青海环境, 24 (1): 32–35. Zhao Yucheng, Liu Peng, Wang Jianqiong, et al. 2014. Waliguan global atmospheric background monitoring from 1991 to 2011 [J]. Journal of Qinghai Environment (in Chinese), 24 (1): 32–35, doi: 10.3969/j.issn.1007-2454.2014.01.006.