基于 OLR 的青藏高原地区对流活动研究

刘俏华[1,2] 姚秀萍[2,1] 陈明诚[3,2]

1 中国气象科学研究院，北京 100081

2 中国气象局气象干部培训学院，北京 100081

3 南京信息工程大学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，南京 210044

摘 要 本文利用 1980-2019 年美国 NOAA 系列卫星观测的向外长波辐射（OLR）月平均资料和欧洲中心 ERA5 月平均地表热通量资料，研究青藏高原（以下简称高原）地区 OLR 与对流活动的时空分布及其演变特征，以及地表热通量与高原夏季对流活动之间的关系。结果表明：高原地区平均 OLR 强度由高原周边地区向中部递减，高原东部 OLR 低于西部，高原东部对流活动显著强于西部；近 40 年高原 OLR 总体呈较平稳的增强趋势，存在显著的 6 年与 2-3 年的周期特征，对流活动总体呈缓慢减弱趋势，但不同区域不同季节对流活动的变化趋势存在差异，其中夏季高原对流活动呈增强趋势，其他季节则以减弱趋势为主。各季节在高原三江源地区附近对流活动均呈减弱趋势，在高原南部喜马拉雅山脉北侧地区，对流活动则呈一致的增强趋势。夏季高原地表潜热通量普遍强于地表感热通量，且二者分布型近似相反。高原对流活动演变与地表感热、潜热通量均有关，且与地表感热通量的关系更为密切，二者之间普遍存在负相关关系，且在高原西部最为显著；地表潜热通量与高原东西部对流活动间相关呈东西向偶极型分布，在高原西部二者之间存在正相关关系，在高原东部则表现为负相关。

关键词 青藏高原 向外长波辐射 对流特征 地表热通量

文章编号

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2000.19000

Characteristics of the Convection over the Tibetan Plateau Based on OLR

LIU Qiaohua[1,2], YAO Xiuping[2,1], CHEN Mingcheng[3,2]

收稿日期 2020-06-12；网络预出版日期

作者简介 刘俏华，女，1995 年出生，硕士研究生，主要从事青藏高原相关研究。E-mail：18514703290@163.com

通讯作者 姚秀萍，E-mail：yaoxp@cma.gov.cn

资助项目 国家自然科学基金重点项目（42030611）、第二次青藏高原综合科学考察研究项目（2019QZKK0105）、国家自然科学基金重大研究计划项目（91937301）

Funded by The Key Program of National Natural Science Foundation of China (42030611), The Second Tibetan Plateau Scientific Expedition and Research (STEP) program (2019QZKK0105), Project supported by the Major Research Plan of the National Natural Science Foundation of China (91937301)

1 *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 10081*

2 *China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 10081*

3 *Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education/ Joint International Research Laboratory of Climate and Environmental Change/ Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science &Technology, Nanjing 210044*

Abstract Based on the monthly mean NOAA outing longwave radiation (OLR) data and surface heat fluxes derived from ERA-5 reanalysis data during 1980 to 2019, the spatial and temporal distributions of OLR and convection over the Tibetan Plateau (hereinafter referred to as TP) and the relationship between surface heat fluxes and convection were investigated. The results showed that the minimum value of OLR was located in the middle of the TP, and increased outward. The OLR (convection) was lower (stronger) in the eastern plateau than that in the western region. In the past 40 years, the OLR (convection) increased (decreased) gradually with a period of 6 a and 2-3 a over the TP. However, the tendency of convective activity had significant differences among different regions and seasons. A growth trend of convective activity occurred in boreal summer, while it weakened in the other seasons. The convection had a weakening trend in the vicinity of the Three Rivers' Headstream region, but increased in the north of the Himalayas on the TP. In boreal summer, the surface latent heat flux was generally stronger than the surface sensible heat flux. The evolution of convection was significantly related to both surface sensible and latent heat fluxes. The surface sensible heat flux was highly negatively correlated to the evolution of convective activity, while there was an east-west dipole pattern of correlation between the surface latent heat flux and convection. There was a positive correlation between the surface latent heat flux and the evolution of the convection in the western plateau, whereas a negative correlation in the eastern region.

Keywords Tibetan Plateau, Outing longwave radiation (OLR), Characteristics of the convection, Surface heat flux

1 引言

向外长波辐射(Outgoing Longwave Radiation，简称 OLR)，是由卫星观测的地气系统辐射收支中的重要分量，其大小主要取决于云顶和下垫面的温度。OLR 可以反映出云量、雨量、凝结潜热、大尺度垂直环流以及海气相互作用等众多海洋和大气相关信息，且基于卫星观测得到的 OLR 数据集具有全球性、均匀性、连续性和高时空分辨率等优点，在大气环流、海气相互作用、气候变化和中长期预报等相关研究中得到了广泛应用(Jiang，1993)。OLR 资料被应用于热带海洋地区的相关研究工作，主要包括热带地区 OLR 的分布及变化特征研究、热带洋面主要环流系统（热带辐合带、副热带高压）特征揭示及其与异常天气之间的关系探究等（Heddinghaus and Krueger, 1981; 蒋尚城, 1988; 马乃孚和杨景勋, 1994; Sohn and Schmetz,

2004; 于玉斌和姚秀萍, 2005; Chiodi and Harrison, 2010, 2013）。

青藏高原（以下简称高原）地区由于地形复杂、海拔特殊，气象观测资料整体较为稀缺，因此 OLR 资料也被广泛应用于高原相关研究工作中。高原海拔高气温低，OLR 值明显偏低，是地球上除南北极地区、赤道辐合带外又一个 OLR 低值区。冬季 OLR 的最低值位于高原西北部，这与高原西部冬季降雪较多有关；夏季 OLR 低值中心位于高原东南部，与该地区夏季对流旺盛，降水较多有关（康善福和吴俊明, 1990）。高原地区 OLR 具有显著的年变化特征，在冬、夏两季表现为“缓变”态，在春、秋两个过渡季节表现为“急变”态，且高原不同区域 OLR 年变化特征差异也很大，高原北部 OLR 呈“单峰”型分布，南部则呈显著“双峰”型分布（杨喜峰和蒋尚城, 1995）。许多学者对高原地区 OLR 的年际变化特征也进行了相关研究，但由于研究范围与研究时段存在差异，其演变特征不尽相同（朱乾根等, 2000; 柳苗和李栋梁, 2007; 王园香等, 2012）。

OLR 分布及变化受纬度、季节、云、降水、地面有效辐射以及下垫面和大气温度等众多因子影响，其中纬度和季节影响决定 OLR 的基本趋势，云、降水、下垫面及大气温度等则使之发生偏离（徐国昌等, 1990; 王可丽等, 1991; Kyle et al., 1995; Weng, 1995; 假拉和周顺武, 2002; 柳苗和李栋梁, 2007）。在高原地区，总云量是影响 OLR 变化的主要因子，二者具有较好的相关关系。除总云量外，云状、云高也对其具有影响，不同高度云层对 OLR 的强迫作用不同，高云贡献大，而低云贡献较小（Shen et al., 2017）。在对流发展地区，OLR 主要取决于云顶温度，而云顶温度又取决于对流活动的强度。OLR 值越小，云顶温度越低，对流发展则越强；反之对流较弱。故很多研究中用 OLR 作为对流研究的指标，用其值大小来代表对流活动的强弱（Ardanuy and Kyle, 1986; 苏文颖等, 2000; Zhang et al., 2016; 姚秀萍等, 2019; 唐南军等, 2020）。

目前很多学者已针对高原地区 OLR 的变化特征、影响因素、与异常天气间的关系等方面进行了相关研究（康善福和吴俊明, 1990; 王可丽等, 1991; Weng, 1995; 杨喜峰和蒋尚城, 1995; 朱乾根等, 2000; 陈少勇等, 2011），但对于其所反映出的对流活动的相关特征与影响因子，却未展开更深入全面的研究。因此，近几十年高原地区对流活动的分布特征如何？不同季节、不同区域的演变趋势如何？影响其分布及演变的因素有哪些？均是值得进一步研究和完善的问题。故本文拟通过对近 40 年高原地区 OLR 时空分布及演变特征的分析，揭示高原地区对流活动的相关特征，并利用地表热通量资料，分别研究地表感热、潜热通量与高原地区 OLR 和对流活动间的相关关系。

全文结构如下：第 2 节简要介绍使用的观测资料和分析方法；第 3 和 4 节给出高原地区 OLR 与对流活动的时空分布及其演变特征，第 5 节研究地表热通量与 OLR 和对流活动间的相关关系；最后是本文的结论部分。

2 资料与方法

2.1 资料选取

本文研究区域为高原地区，研究范围为：25°-40°N，75°-105°E。利用 1980-2019 年美国 NOAA 系列卫星观测的月平均向外长波辐射（OLR）资料（“https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.interp_OLR.html [2020-02-15]”；水平分辨率为 2.5°×2.5°）对高原地区 OLR 与对流活动的时空分布及演变特征进行研究。另外采用了同时段欧洲中

心 ERA5 月平均地表热通量资料（包括地表感热通量和地表潜热通量，“https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels-monthly-means [2020-03-25]”，水平分辨率为 0.25°×0.25°）对高原地区地表热通量对 OLR 与对流活动的影响进行了研究。ERA5 为最新一代再分析资料，是由欧盟资助 ECMWF 执行的哥白尼气候变化服务（C3S）推出的适用于气候研究的数据集。相比 ERA-Interim 数据来说，ERA5 资料的时空分辨率大幅提升，提供的变量种类显著增加，并且将更多的历史观测数据尤其是卫星数据利用到先进的数据同化和模式系统中，用以估计更为准确的大气状况，总体数据质量实现了很大升级。已有一些研究将 ERA5 资料应用于高原地区的地表温度、云量、积雪面积以及降水等研究工作中（Ji and Yuan, 2020; Lei et al., 2020; Ou et al., 2020; Sahu and Gupta, 2020），但由于该资料较新，目前针对高原地区的研究工作总体相对较少。

2.2 主要研究方法

2.2.1 Morlet 小波分析

小波分析是近年来气候变化研究中为揭示气候变化周期特征而广为采用的一种数学手段，它不仅可以揭示气候变化在各种时间尺度上的周期变化特征，还能显示出各种周期信号随时间的变化规律。通常在对时间系列进行分析时，希望能够得到平滑连续的小波振幅，因此非正交小波函数较为合适。此外，要得到时间系列振幅和相位两方面的信息，就要选择复值小波，因为复值小波具有虚部，可以对相位进行很好的表达（Torrence and Compo, 1998）。Morlet 小波兼具以上两个优势，既有非正交性，又是由高斯函数调节产生的复值小波，故本文选取标准 Morlet 小波对 OLR 序列进行分析，具体公式为：

$$\psi(t)=\pi^{-1/4}e^{i\omega_0 t}e^{-t^2/2} \qquad (1)$$

此时基小波的总能量等于 1（或 2π）（吴洪宝和吴蕾，2005），式中 t 为时间，ω_0 为无量纲频率。当 ω_0 =6 时，小波尺度与傅里叶周期基本相等（$\lambda=1.03s$）（Torrence and Webster, 1999），所以尺度项与周期项可以相互替代。

为了便于研究，本文先将 OLR 时间序列进行距平化处理后，再代入方程进行计算，且本文对由 Morlet 小波分析得到的功率谱进行了红噪声过程的显著性检验。由小波能量谱和实部信息，可以得出 OLR 序列变化的周期变化特征以及突变点等诸多信息。

2.2.2 相关分析

一般来说，两个随机变量关系的密切程度是用相关系数来度量的，相关系数绝对值大的就认为关系密切（张礼平等, 2000）。对任意两个要素变量 $x_1, x_2, \ldots, x_n$ 和 $y_1, y_2, \ldots, y_n$，其相关系数的计算公式为：

$$r=\frac{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})(y_i-\bar{y})}{\sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})^2}\sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(y_i-\bar{y})^2}}=\frac{\mathrm{cov}(x,y)}{s_x s_y} \qquad (2)$$

其中分母为变量 x 和 y 的标准差，分子为两变量 x，y 的协方差。相关系数 r 用以表示两要素之间的关系。计算得到的相关系数是否显著，需要通过显著性检验（魏凤英, 1999）。

本文在探讨地表热通量与 OLR 及对流活动之间的关系时，采用了相关分析方法，从时间演变与空间分布两个方面进行分析，并对结果进行了显著性检验，最终得出相关结论。

3 OLR 的空间分布特征

3.1 年平均分布特征

对近 40 年 OLR 月平均数据进行处理，可以得到高原 OLR 平均分布情况。由图 1 可见，高原地区 OLR 平均值为 219 $W\cdot m^{-2}$，其等值线分布与高原 3000 m 边界线走向近似平行，强度由高原周边地区向中部递减，并在 30-35°N，90-95°E 附近区域存在低值中心，最小值为 195 $W\cdot m^{-2}$。从同一纬度来看，高原东部 OLR 普遍低于西部，高原东部对流活动显著强于西部。

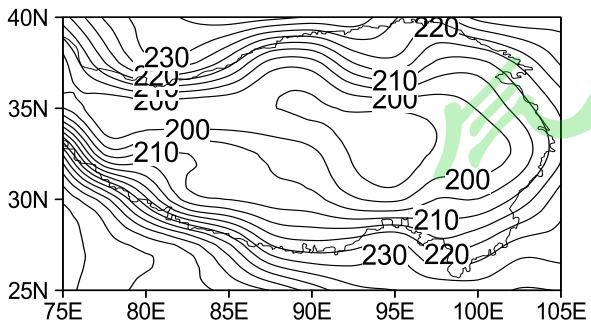

图 1 青藏高原（以下简称高原）OLR 年分布图（单位：$W\cdot m^{-2}$）。黑色实线为高原 3000 m 边界线

Fig. 1 Spatial distribution of the annual mean OLR over the Tibetan Plateau (unit: $W\cdot m^{-2}$) The black thick line is the boundary of the Tibetan Plateau with the altitude above 3000 m

3.2 季节平均分布特征

由前期研究可知，纬度和季节影响主要决定 OLR 的基本趋势（Weng, 1995）。图 2 是通过平均值以及差值计算得到的高原 OLR 季节分布图，由此可以看出高原各季 OLR 的分布特征及季节变化对高原 OLR 的影响，进而得出高原各季对流活动的相关特征。

春季（3-5 月，图 2a）高原地区 OLR 呈“中部低四周高”的分布特征，与年平均分布相似，但其等值线更为密集。高原中部地区存在 OLR 低值带，其最小值比年平均 OLR 最小值低 10 $W\cdot m^{-2}$ 左右。春季高原大部分地区为 OLR 负偏差区，其值略小于年平均 OLR 值，在高原南坡存在弱正偏差区。夏季（6-8 月，图 2b）高原 OLR 分布呈“南低北高，东低西高”的特征，低值区相比春季明显向东南移动，且在 30°N，100°E 附近存在 200 $W\cdot m^{-2}$ 的低值中心。由此可知，夏季高原东南部对流活动最为强盛。另外，由于夏季北半球辐射增强，高原大地形表现为强加热作用，高原地区 OLR 值普遍强于年平均值，且在高原北部尤为显著。高原南部则由于夏季对流活动旺盛，云顶变高、云量增多，OLR 受云与降水影响显著，表现为弱负偏差。秋季（9-11 月，图 2c）高原大地形仍以加热作用为主，但强度明显减弱，整个高原地区均表现为弱正偏差，且在高原西部最为显著。冬季（12-2 月，图 2d）高原 OLR 呈“北低南高”的分布特征，在高原西部 35°N 附近存在低值区，最小值为 170 $W\cdot m^{-2}$。冬季高原对流减弱，降水很少，OLR 值主要受地表热状况影响，故 OLR 季节变化趋势与天文辐射大体一致，即在高原北部为显著负偏差区，南部为弱正偏差区。

综上所述，高原地区 OLR 的季节变化主要表现为北强南弱，西强东弱。各季节 OLR 低值区所处位置也存在差异，由春至冬低值区先由西北向东南移动，后又回退至西北地区。可见，夏季高原对流活动较为活跃，且在高原东南部对流发展最为强盛。

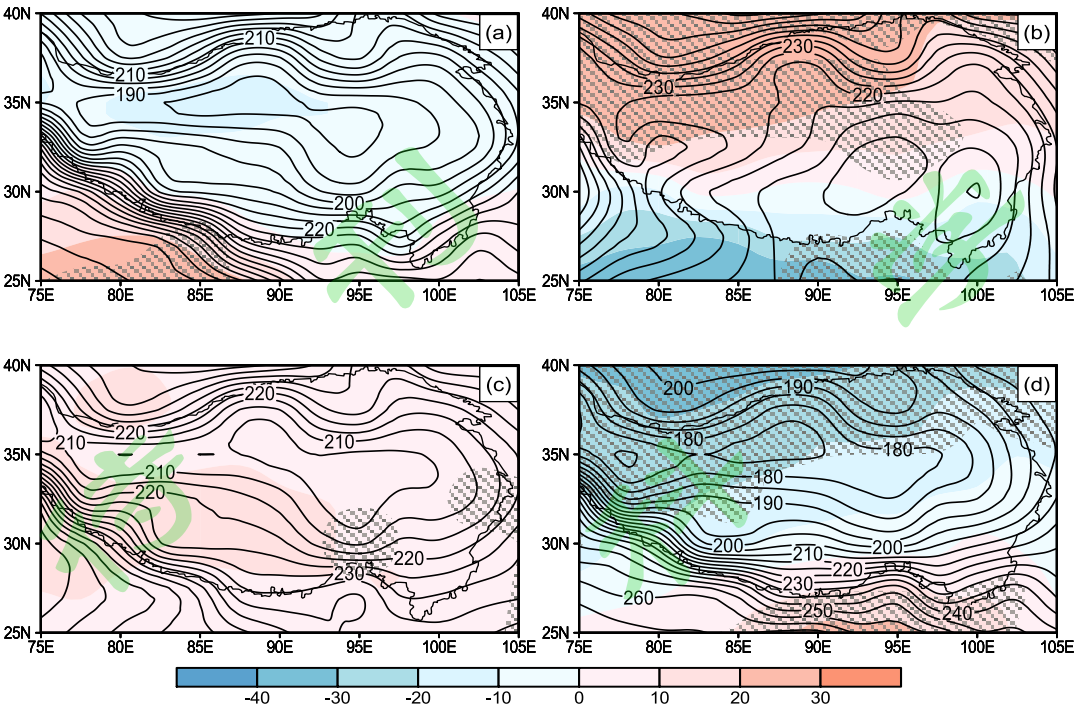

图 2 高原 OLR 季节分布图（单位：$W \cdot m^{-2}$）（斜线阴影区通过 95%信度检验）：（a）春季；（b）夏季；（c）秋季；（d）冬季。等值线为 OLR 值，阴影表示 OLR 差值（季节平均－年平均），黑色实线为高原 3000 m 边界线

Fig. 2 Spatial distribution of the seasonal mean OLR over the Tibetan Plateau (unit: $W \cdot m^{-2}$) (diagonal shading areas are statistically significant at the 95% confidence level) : (a) Spring; (b) summer; (c) autumn; (d) winter. The black contour represents the OLR, whereas the shading represents the deviation of the OLR (the seasonal average minus the annual average). The black thick line is the boundary of the Tibetan Plateau with the altitude above 3000 m

3.3 OLR 变化的区域特征

由线性回归得到的近 40 年高原 OLR 的年代变化趋势见图 3。由图 3 可以看出，高原不同区域 OLR 的变化趋势不同。高原及周边大部分地区 OLR 呈上升趋势，并在 30-35°N，96-100°E 附近存在极大值中心，最大变化幅度约为 5 $W/m^2/10a$，可见高原大部分地区对流活动呈减弱趋势，尤其在高原三江源地区（31°-37°N，89°-103°E）附近最为明显，这与该地区近几十年水汽输入及年降水量呈减少趋势的结论相一致（唐红玉等, 2007; 曾小凡等, 2013）。高原西南部及喜马拉雅山脉北侧地区存在较小范围的负值带，对应最大变化幅度为-2 $W/m^2/10a$，表明此处对流活动呈较弱的增强趋势，与喜马拉雅山脉中段北侧年降水呈增多趋势的结论一致（张核真等, 2009）。

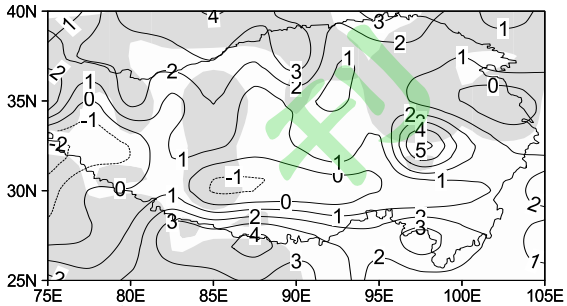

图 3 高原 OLR 变化趋势分布图（单位：$W/m^2/10a$）（阴影区域通过 95%的信度检验）。黑色实线为高原 3000 m 边界线

Fig. 3 Spatial distribution of the variation trend of OLR over the Tibetan Plateau (unit: $W/m^2/10a$) (shaded areas are statistically significant at the 95% confidence level). The black thick line is the boundary of the Tibetan Plateau with the

altitude above 3000 m

春季（图 4a），高原大部分地区 OLR 呈显著上升趋势，最大变化幅度为 7 $W/m^2/10a$，高原南部喜马拉雅山脉北侧区域存在一小范围的带状低值区，变化幅度仅为-1 $W/m^2/10a$ 左右。春季高原地区对流活动总体呈减弱趋势且变化最为明显。与春季相比，夏季（图 4b）高原各区域 OLR 的变化趋势显著不同，上升趋势明显减弱，且大部分区域通过 95%的信度检验。高原自西向东存在一较强的北偏负值带，高原南部也存在负值区，最大变化幅度为-4 $W/m^2/10a$，表明对应区域对流活动呈增强趋势。秋季（图 4c），高原大部分地区 OLR 表现为弱上升趋势，高原西南部及东部部分地区存在低值中心，最大变化幅度达-3 $W/m^2/10a$。表明秋季高原对流活动在高原西南部及东部部分地区呈增强趋势，其他地区则以减弱趋势为主，但增减幅度总体较平稳。冬季（图 4d），高原及周边大部分地区 OLR 呈上升趋势，在高原西南部和中东部存在小范围负值区，其变化幅度仅为-1 $W/m^2/10a$ 左右。总体来看，冬季高原地区对流活动以减弱趋势为主。

综上可知，夏季高原各区域 OLR 以减弱趋势为主，其他季节则主要表现为增强趋势。可见夏季高原对流活动总体呈增强趋势，其他季节以减弱趋势为主。另外，在不同季节，高原南部喜马拉雅山脉北侧区域的对流活动呈一致的增强趋势，而高原三江源地区附近，对流活动均呈减弱趋势，且变化幅度存在差异。

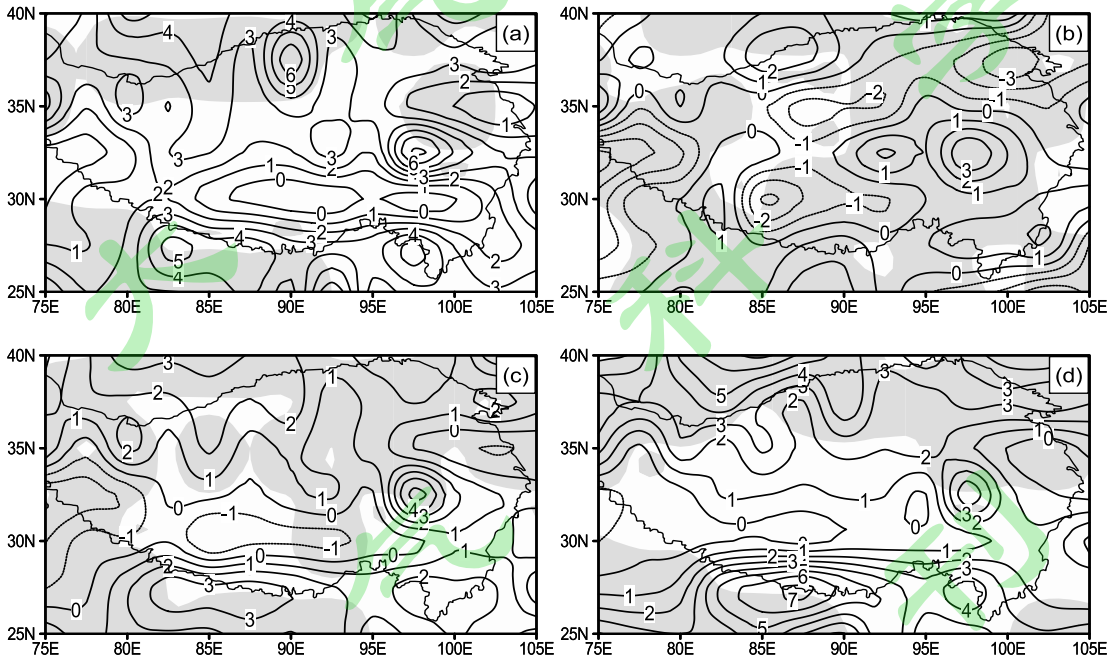

图 4 高原各季 OLR 变化趋势分布图（单位：$W/m^2/10a$）（阴影区域通过 95%的信度检验）：（a）春季；（b）夏季；（c）秋季；（d）冬季。黑色实线为高原 3000 m 边界线

Fig. 4 Spatial distribution of the variation trend of OLR over the Tibetan Plateau in different seasons (unit: $W/m^2/10a$) (shaded areas are statistically significant at the 95% confidence level): (a) Spring; (b) summer; (c) autumn; (d) winter. The black thick line is the boundary of the Tibetan Plateau with the altitude above 3000 m

4 OLR 的时间演变特征

4.1 年际变化特征

为了解高原地区近 40 年对流活动的演变趋势，本文给出了高原 OLR 的时间变化序列与趋势线。由图 5 可以看出，高原 OLR 年平均值为 219 $W \cdot m^{-2}$，随时间呈逐渐增大的趋势，但总体较平稳，递增率仅为 1.3 $W/m^2/10a$，说明近 40 年高原地区对流活动呈减弱趋势，与伯玥等（2016）得出的高原地区云量总体呈减少趋势的结论一致。2000 年是具有显著转变的年份，2000 年以前 OLR 值基本保持在平均值以下，2001 年至 2013 年 OLR 值均大于平均值，并在 2009 年达到最大值，为 226 $W \cdot m^{-2}$。自 2014 起 OLR 逐渐减小降至平均值以下，后又逐渐增大，至 2018 年重新达到平均值附近后继续增大。

图 6 为高原各季 OLR 的时间演变曲线。由图可知，就高原 OLR 平均值而言，冬季最低，秋季最高。春季（图 6a）高原 OLR 在 1999 年以前基本处于平均值以下，1999 年至 2013 年 OLR 显著增大且基本维持在平均值以上，2014 年以后发生突变迅速降至平均值以下，后又迅速增大至平均值以上。夏季（图 6b）高原 OLR 呈弱下降趋势，变化幅度仅为-0.5 $W/m^2/10a$ 左右，夏季高原对流活动呈较平稳的增强趋势，与近几十年高原夏季总云量的演变趋势一致（伯玥等, 2016）。这可能与近几十年高原夏季风总体呈增强趋势有关（华维等, 2012），高原季风增强可能会导致夏季高原地区的深对流活动增强，进而对高原 OLR 的演变趋势产生一定影响。秋季（图 6c）高原 OLR 在 2001 年之后变化幅度明显增大，且在 1993 年、2007 年分别达到极小值和极大值。冬季（图 6d）高原地区 OLR 变化以 1995 年为界，之前为偏低阶段，之后为偏高阶段，整体变化幅度较大。2001-2013 年 OLR 值均大于平均值，且其演变趋势与年平均 OLR 演变趋势相一致。总体来看，除夏季外，其他季节 OLR 均呈上升趋势，其中春季上升趋势最明显，为 2.58 $W/m^2/10a$，冬季次之，约为 2.12 $W/m^2/10a$。可见近 40 年，夏季高原对流活动总体呈增强趋势，其他季节则表现为减弱趋势，且春季减弱最为明显，与 3.3 节中由 OLR 变化的区域特征得出的结论一致。

高原地区下垫面特征复杂，气候类型丰富，不同季节的气候受不同天气系统和环流形势影响，故高原地区 OLR 与对流活动的变化具有较强的区域和季节差异性。不同季节 OLR 变化趋势的差异可能与不同季节高原季风、西风等强弱变化有关。季风、西风的异常变化会造成风场的异常辐合辐散，使得环流形势发生变化，同时它还与水汽输送密切相关。故高原季风增强（减弱）可能导致高原区域的深对流活动变强（弱），进而对高原 OLR 与对流活动的演变趋势产生一定影响。

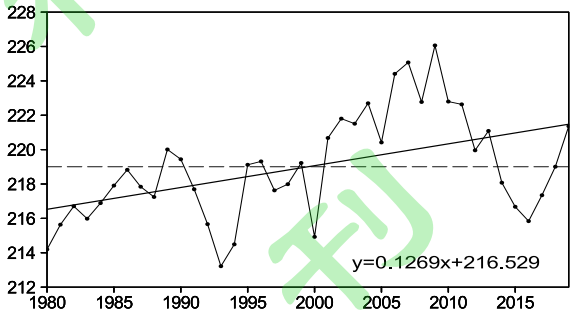

图 5 高原 OLR 年际演变图（单位：$W \cdot m^{-2}$）。细实线为 OLR 随年份变化曲线，虚线为平均值，粗实线为趋势线，横坐标为年

Fig. 5 Interannual evolution of OLR over the Tibetan Plateau (unit: $W \cdot m^{-2}$). The black thin line denotes the OLR, the black dashed line denotes the average of OLR, and the black thick solid line is the trend line. The abscissa is the year

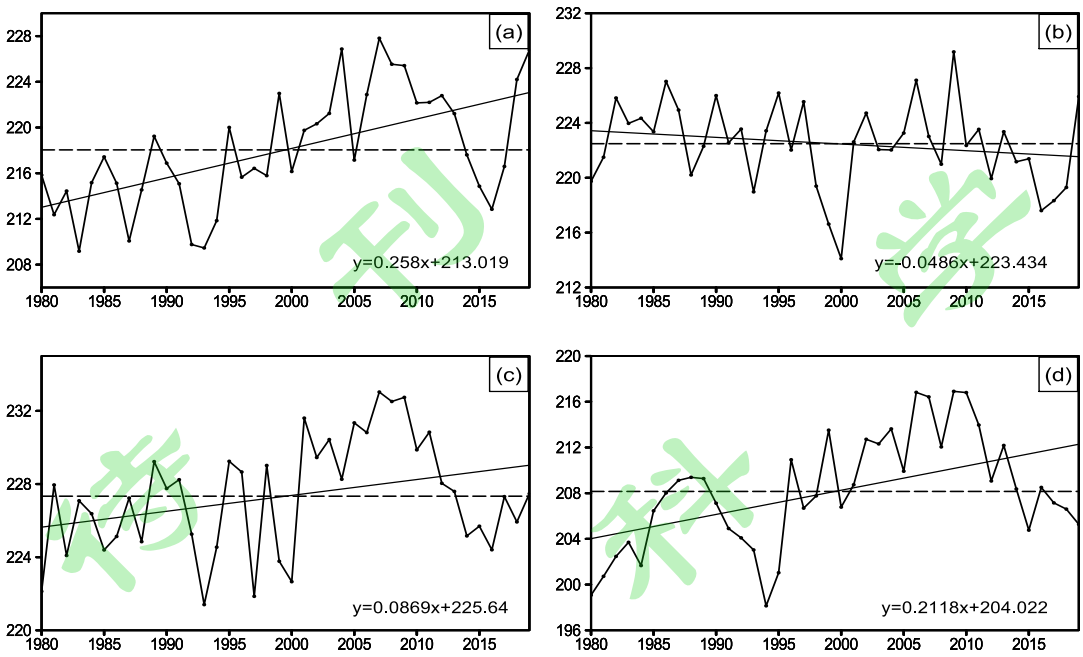

图 6 高原各季 OLR 年际演变图（单位：$W \cdot m^{-2}$）：（a）春季 （b）夏季 （c）秋季 （d）冬季。细实线为 OLR 随年份变化曲线，虚线为平均值，粗实线为趋势线，横坐标为年

Fig. 6 The interannual evolution of OLR over the Tibetan Plateau in different seasons (unit: $W \cdot m^{-2}$): (a) Spring; (b) summer; (c) autumn; (d) winter. The black thin line denotes the OLR, the black dashed line denotes the average of OLR, and the black thick solid line is the trend line. The abscissa is the year

4.2 周期特征

本文利用 Morlet 小波分析方法来分析高原 OLR 的周期特征。由图 7 的分析结果可知，整个研究时段中，6 年时间尺度的能量最强、周期最显著，但其周期变化具有局部性（主要集中在 1986-2003 年），且只在振荡中心（1995 年）附近通过 95%的信度检验。另外在 1997-2013 年还存在 2-3 年的尺度变化，其中心时间尺度为 3 年，总体能量较弱且正负位相交替出现（图略），其他时间尺度的周期性变化均较小。

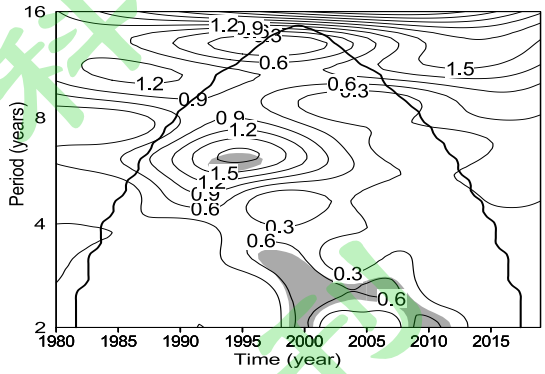

图 7 高原 OLR 的 Morlet 小波功率谱（阴影区域通过 95%的信度检验）

Fig. 7 The Morlet wavelet power spectrum of OLR over the Tibetan Plateau (shaded areas are statistically significant at the 95% confidence level)

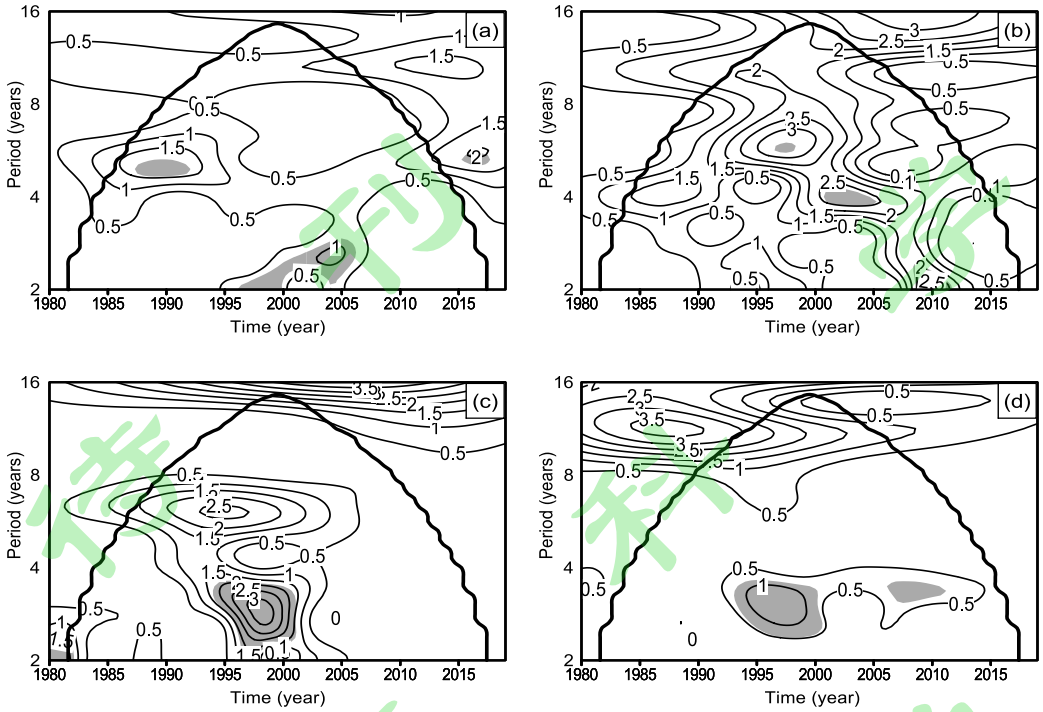

图 8 高原各季 OLR 的 Morlet 小波功率谱（阴影区域通过 95%的信度检验）：（a）春季；（b）夏季；（c）秋季；（d）冬季

Fig. 8 The Morlet wavelet power spectrum of OLR over the Tibetan Plateau in different seasons (shaded areas are statistically significant at the 95% confidence level): (a) Spring; (b) summer; (c) autumn; (d) winter

高原各季 OLR 的小波分析结果如图 8 所示。春季（图 8a）存在显著的 5 年时间尺度的周期变化，但只在振荡中心（1990 年）附近通过 95%的信度检验。1997-2005 年间存在 2-3 年的尺度变化，其能量相对较弱，但仍通过信度检验。夏季（图 8b），整个时段内存在年、4 年和 2 年时间尺度的周期变化，其中 6a 时间尺度的能量最强，且在 1998 年附近通过检验。秋季（图 8c）在 1995-2002 年间存在显著的 3 年时间尺度的周期变化。冬季（图 8d）在 1992-2016 年间存在 3 年时间尺度的周期变化，其中在 1994-2002 年间能量较强，通过 95%的信度检验。

综上可知，高原 OLR 主要表现为 6 年及 2-3 年的周期变化，各季 OLR 具有不同的周期振荡特征，但均为不超过 6 年的时间尺度。总体而言，近 40 年高原对流活动基本维持 6 年及 2-3 年的周期变化。

5 地表热通量与 OLR 的关系

通过对高原 OLR 时空分布及演变特征的研究，揭示了高原对流活动的相关特征，以下将对可能影响高原地区 OLR 与对流活动的因素做进一步探究。已有很多研究工作表明，OLR 的变化取决于纬度、季节、云、降水以及下垫面和大气温度等多种因子，但这些研究普遍侧重于单一要素的影响（徐国昌等, 1990; 王可丽等, 1991; Kyle et al., 1995; Weng, 1995; 柳苗和李栋梁, 2007; Shen et al., 2017），很少有研究涉及多要素的综合作用。鉴于高原地表热通量在陆-气相互作用中的重要性（Yanai et al., 1992; 李国平等, 2016）及其可反映地表与大气的热状况信息、降水引起的潜热释放情况、高原地形与复杂下垫面等因素影响的特性，本文选取地表热通量（地表感热通量和地表潜热

通量）资料，来探讨其与高原 OLR 和对流活动之间的关系。

5.1 地表热通量的空间分布特征

夏季高原地区太阳辐射增强且雨季来临，对流活动最为旺盛，故本文选取夏季时段对高原地表热通量的时空分布特征进行研究，并进一步探讨其对高原地区 OLR 与对流活动的影响。

由图 9，10 可以看出，夏季高原地表潜热通量普遍强于地表感热通量。地表感热通量（图 9a）呈“北高南低，西高东低”分布，与同时期的 OLR 分布特征相似，高原西部红框区域（29°N—34°N，75°E—90°E）为地表感热通量大值区。6 月（图 9b）高原地表感热通量最强，在高原西部和北部存在显著大值区；7 月（图 9c）高原地表感热通量强度减弱，但在高原西部和北部仍存在较强大值区；8 月（图 9d）地表感热通量明显减弱，除北部外大部分地区表现为相对一致的加热区，高原东西部地表感热通量差异减弱。

夏季高原地表潜热通量（图 10a）与地表感热通量分布特征近似相反，整体呈“南高北低，东高西低”分布。高原东部蓝框区域（29°N—34°N，90°E—105°E）为地表潜热通量大值区，且与 OLR 低值区近似对应。6 月（图 10b）地表潜热通量最弱，大值区集中在 95°E 以东地区且范围较小。7 月（图 10c）高原地表潜热通量分布特征与 8 月（图 10d）相似，但强度略强于 8 月。

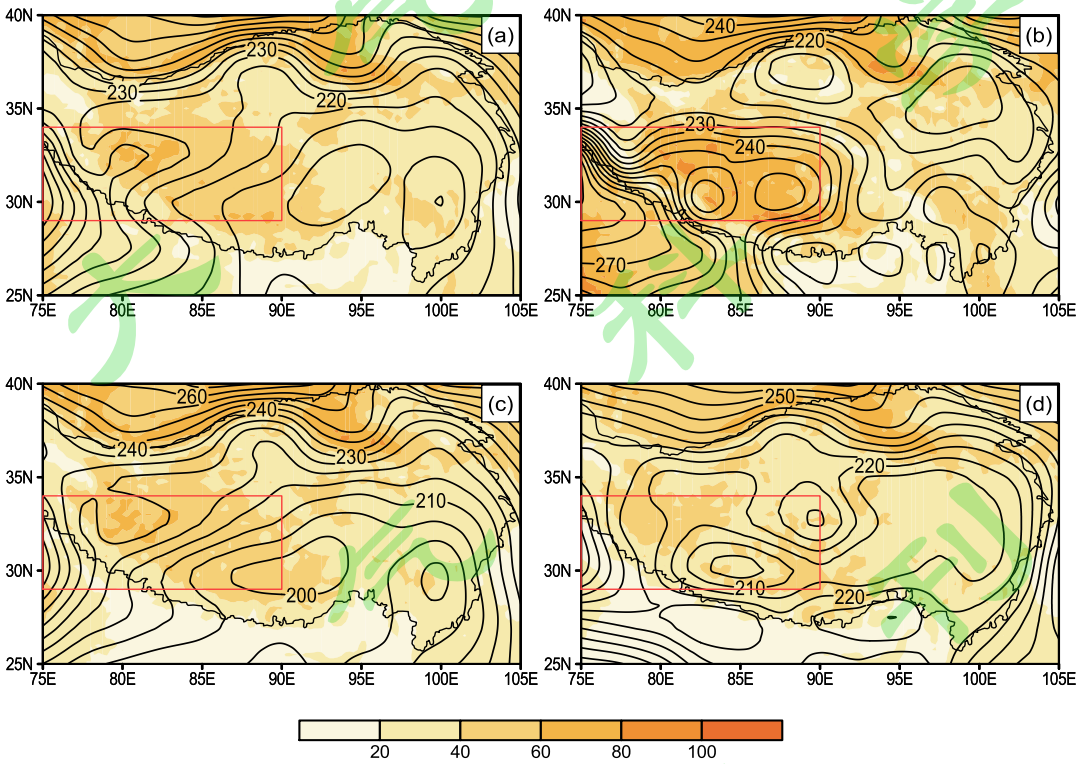

图 9 夏季高原地表感热通量（阴影，单位：$W \cdot m^{-2}$）与 OLR（等值线，单位：$W \cdot m^{-2}$）分布图：（a）夏季平均；（b）6 月；（c）7 月；（d）8 月。黑色实线为高原 3000 m 边界线

Fig. 9 Spatial distribution of the surface sensible heat flux (shadings, units: $W \cdot m^{-2}$) and OLR (contours, unit: $W \cdot m^{-2}$) over the Tibetan Plateau: (a) summer; (b) June; (c) July; (d) August.. The black thick line is the boundary of the Tibetan Plateau with the altitude above 3000 m

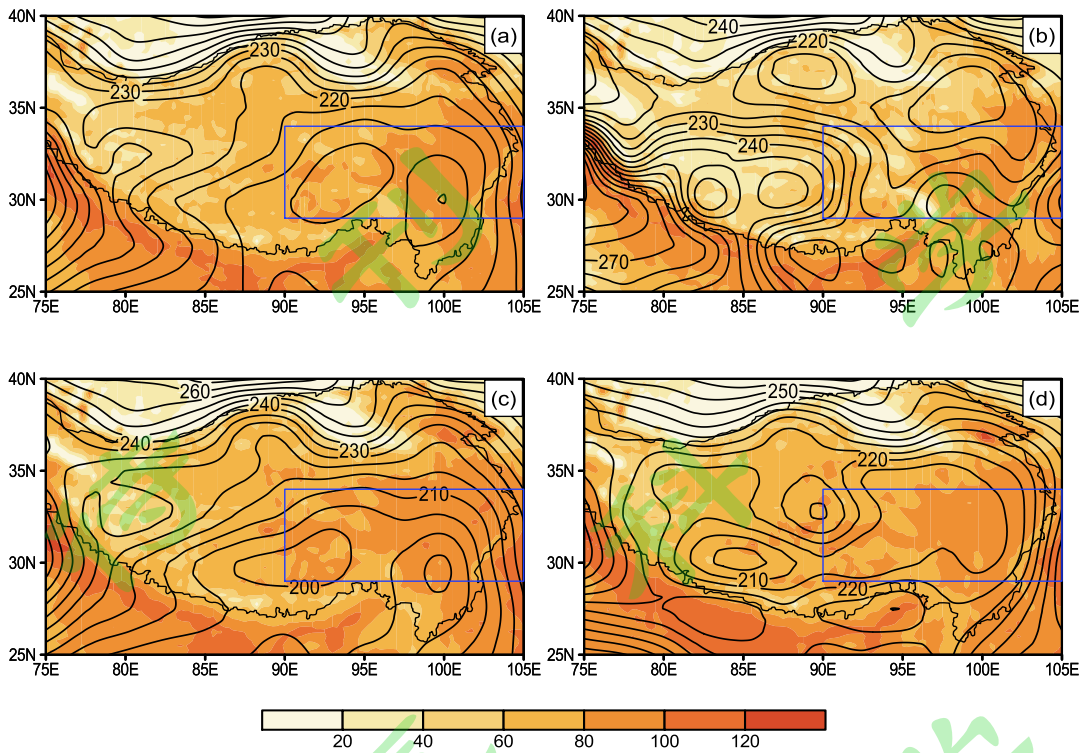

图 10 夏季高原地表潜热通量（阴影，单位：$W \cdot m^{-2}$）与 OLR（等值线，单位：$W \cdot m^{-2}$）分布图：（a）夏季平均；（b）6 月；（c）7 月；（d）8 月。黑色实线为高原 3000 m 边界线

Fig. 10 Spatial distribution of the surface heat flux (shadings, units: $W \cdot m^{-2}$) and OLR (contours, unit: $W \cdot m^{-2}$) over the Tibetan Plateau: (a) summer; (b) June; (c) July; (d) August. The black thick line is the boundary of the Tibetan Plateau with the altitude above 3000 m

5.2 地表热通量的时间演变特征

由于高原地形及下垫面性质的复杂性等原因，地表热通量的年际变化在高原地区并不是整体一致的（张浩鑫等, 2017）。因此，本文在研究地表热通量的年际变化时，考虑其影响的主要区域不同，采用针对关键区的方法进行探讨。由图 9、10，选取地表感热、潜热通量的大值区（简称关键区，分别对应红框和蓝框区域）来进行研究。

对夏季高原东、西两个关键区的 OLR 及地表热通量进行趋势分析可知，近 40 年西部关键区地表潜热通量呈增加趋势，地表感热通量与 OLR 均呈减弱趋势，各变量的增减率均为 1 $W/m^2/10a$ 左右，总体趋于稳定，夏季高原西部关键区对流活动呈增强趋势；东部关键区各变量均呈微弱的递增趋势，年际变化不大，可见东部关键区对流活动总体呈减弱趋势（图略）。

图 11 为夏季高原东、西关键区的地表感热、潜热通量与 OLR 的标准化值随时间的变化曲线。由图可知，在大多年份，地表感热通量与 OLR 在东、西关键区均有相似的增减演变趋势；地表潜热通量与 OLR 在东部关键区呈相似的演变趋势，西部关键区的变化趋势则近似相反。

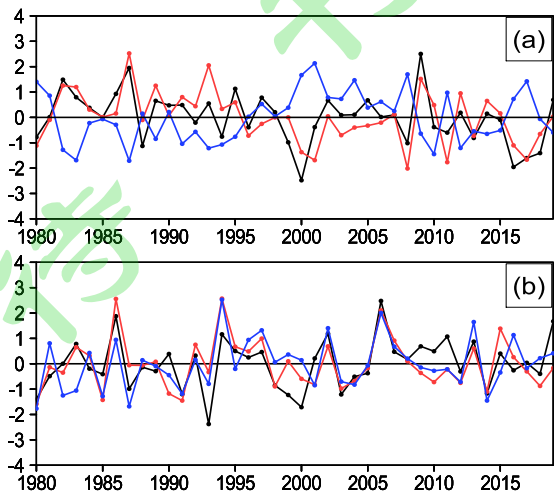

图 11 夏季高原关键区内地表热通量与 OLR 标准化值的时间演变图：（a）西部；（b）东部。黑色实线表示 OLR，红色和蓝色实线分别表示地表感热通量与地表潜热通量。横坐标为年

Fig. 11 Interannual evolution of standardized values of surface heat fluxes and OLR in the key regions of the Tibetan Plateau in summer: (a) The western key region of the plateau; (b) the eastern key region of the plateau. The black solid line represents the OLR; the red solid line denotes the surface sensible heat flux and the blue solid line denotes the surface latent heat flux. The abscissa is the year

5.3 地表热通量与 OLR 的关系

使用相关分析方法，可以定量的探讨高原夏季地表热通量与 OLR 和对流活动之间的关系，进而对影响高原对流活动的可能因素做一探讨。

由图 12 可见，高原西部 OLR 显著强于东部。夏季高原西部关键区，地表感热通量与 OLR 之间的相关系数约为 0.73，样本自由度为 39，二者在 99%的信度水平上表现为显著正相关；地表潜热通量与 OLR 之间的相关系数约为-0.53，同样通过信度检验，二者为显著负相关。在东部关键区，地表感热通量、潜热通量与 OLR 之间的相关系数分别为 0.66 和 0.57，且通过 99%的信度检验，均呈显著正相关。因此，夏季高原地表感热通量对 OLR 演变的影响更为显著，普遍表现为正相关关系且在高原西部最明显。地表潜热通量对 OLR 的影响在东西部表现不一致，在高原西部呈显著负相关关系，在高原东部则为显著正相关。

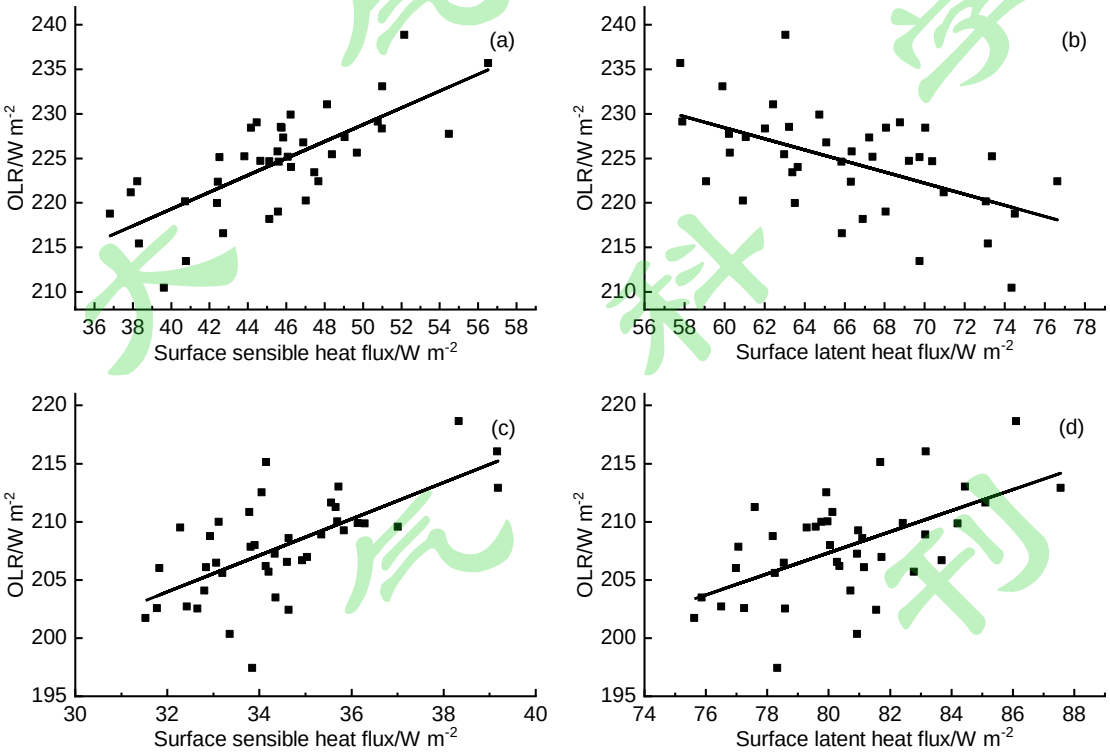

图 12 夏季高原两个关键区内地表热通量与 OLR 相关关系图：（a，b）西部关键区；（c，d）东部关键区；（a，c）地表感热通量；（b，d）地表潜热通量

Fig. 12 Correlation diagram between the surface heat flux and OLR in the key regions of the Tibetan Plateau in summer: (a,b) The western key region of the plateau; (c,d) the eastern key region of the plateau; (a,c) surface sensible heat flux; (b,d) surface latent heat flux

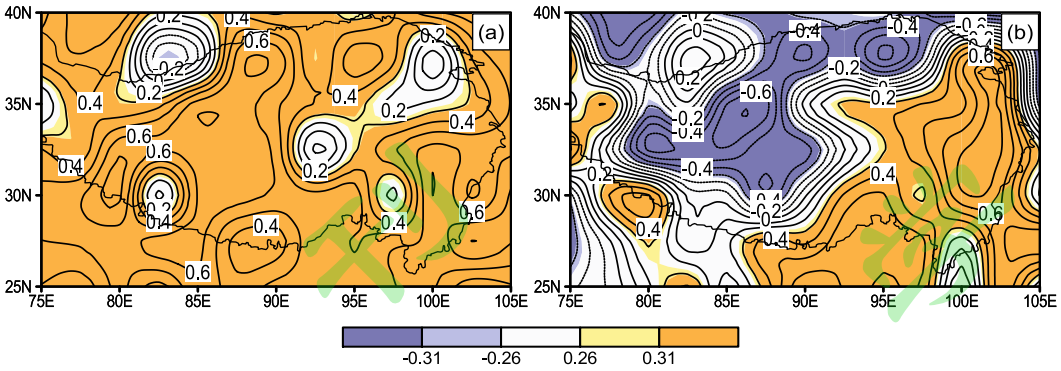

图 13 夏季高原地表热通量与 OLR 的相关系数分布图：（a）地表感热通量；（b）地表潜热通量。阴影区通过 90%（95%）的信度检验，黑色实线为高原 3000 m 边界线

Fig. 13 Spatial distribution of the correlation coefficients between the surface heat fluxes and the OLR over the Tibetan Plateau in summe: (a) Surface sensible heat flux; (b) surface latent heat flux. Shaded areas are statistically significant at the 90% (95%) confidence level according to Student's t-test. The black thick line is the boundary of the Tibetan Plateau with the altitude above 3000 m

由夏季高原地表热通量与 OLR 相关系数的空间分布（图 13）可以看出，高原夏季地表感热通量与 OLR 间普遍呈正相关关系，且在高原西部更为显著；地表潜热通量与高原 OLR 间相关呈东西偶极型分布，在高原西部二者之间呈负相关关系，在高原东部则表现为正相关。故夏季高原地表感热通量与对流活动呈负相关关系，此时高原雨季开始，高原地区云体较高较厚，云顶温度较低（对应 OLR 低值），从而引起地面降温，使得高原地区地表感热通量减弱。高原地表潜热通量与高原西部地区对流活动呈正相关关系，高原西部下垫面以裸土为主，当降水发生时，地表土壤湿度增加，蒸发明显增强，从而使得地表潜热通量显著增强。高原东南部地区地表潜热通量与对流活动间则呈负相关关系，该区域气候湿润，植被覆盖率较高，当 OLR 强时，对应少云或晴空条件，地表温度升高，蒸发增强，潜热通量随之增强。

综合图 12，13 可知，夏季高原西部关键区对流活动呈增强趋势，东部则呈减弱趋势，其演变与地表感热、潜热通量均有关，且地表感热通量的影响更为显著。地表感热通量与高原对流活动之间普遍存在负相关关系，并在高原西部最为显著。高原西部地表潜热通量与对流活动演变呈正相关关系，高原东部则表现为负相关，这种东西向偶极型分布可能是由高原东西部地形及下垫面性质的显著不同造成的，但其具体原因及作用机制还有待进一步研究探讨。

6 结论与讨论

本文通过分析高原地区 OLR 的时空分布及演变特征，揭示了高原地区对流活动的相关特征，探讨了地表热通量与高原 OLR 和对流活动的关系。主要结论如下：

（1）高原地区平均 OLR 强度由高原周边向中部递减，同一纬度高原东部 OLR 值低于西部，高原东部对流活动显著强于西部。不同区域不同季节 OLR 的变化趋势不同，夏季高原各区域 OLR 以减弱趋势为主，其他季节则主要表现为增强趋势。可见夏季高原地区对流活动总体呈增强趋势，其他季节则以减弱趋势为主。各季节在高原三江源地区附近对流活动均呈减弱趋势，在高原南部喜马拉雅山脉北侧地区，对流活动则呈一致的增强趋势。

（2）年际变化特征显示，近 40 年高原地区

OLR 呈较平稳的增强趋势，除夏季外，其他季节 OLR 也呈增强趋势。高原地区对流活动呈缓慢的减弱趋势且基本维持 6 年及 2-3 年的周期变化。

（3）夏季高原地表潜热通量普遍强于地表感热通量，且二者分布型近似相反。近 40 年高原西部关键区对流活动呈增强趋势，东部则呈减弱趋势。高原对流活动演变与地表感热、潜热通量均有关，且地表感热通量的影响更为显著。地表感热通量与高原对流活动演变之间普遍表现为负相关关系，且在高原西部最为显著。地表潜热通量与高原对流活动间相关呈东西向偶极型分布，与高原西部对流活动的演变呈正相关关系，在高原东部则表现为负相关，这可能与高原东西部地形及下垫面性质不同有很大关系，但其具体原因及相互作用机制还有待进一步研究探讨。

本文采用较长时间序列，细致分析了高原地区 OLR 分布及演变特征，对高原地区对流活动的相关特征做出了间接揭示，并对地表热通量与高原对流活动之间的相关关系进行了研究。所得结论完善了对高原对流活动的分布与演变特征的认知和理解，为 OLR 资料的应用研究和高原天气研究提供了新的思路。但本文只针对夏季时段研究了地表热通量与高原对流活动间的相关关系，其他季节以及更细时间尺度的具体影响还值得深入探讨。此外本文只是通过统计方法得出地表热通量与 OLR 及对流活动间存在密切联系，只对其可能的作用机制进行了简单分析，关于其具体影响机制的研究还有待进一步展开。

致谢 感谢 NOAA 提供的月平均向外长波辐射（OLR）资料，感谢 ECMWF 提供的 ERA5 月平均地表热通量资料。

参考文献（References）

Ardanuy P E, Kyle H L. 1986. EI Niño and outgoing longwave radiation: Observations from Nimbus-7 ERB [J]. Mon. Wea. Rev., 114(2): 415–433. doi:10.1175/1520-0493(1986)114<0415:enaolr>2.0.co;2

伯玥, 王艺, 李嘉敏, 等. 2016. 青藏高原地区云水时空变化特征及其与降水的联系 [J]. 冰川冻土, 38(6): 1679–1690. Bo Yue, Wang Yi, Li Jiamin, et al. 2016. Temporal and spatial variation features of cloud water and its relation to precipitation over the Tibetan Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 38(6): 1679–1690. doi:10.7522/j.issn.1000-0240.2016.0195

陈少勇, 王劲松, 邢晓宾, 等. 2011. 青藏高原 OLR 异常与中国西北干旱区气温的关系 [J]. 干旱气象, 29(3): 276–282. Chen Shaoyong, Wang Jinsong, Xing Xiaobin, et al. 2011. Relationship between abnormal OLR over Qinghai-Tibet Plateau and air temperature in arid region of northwest China [J]. Journal of Arid Meteorology (in Chinese), 29(3): 276–282. doi:10.3969/j.issn.1006-7639.2011.03.002

Chiodi A M, Harrison, D E. 2010. Characterizing warm ENSO variability in the equatorial Pacific: An OLR perspective [J]. J. Climate, 23: 2428–2439. doi:10.1175/2009jcli3030.1

Chiodi A M, Harrison, D E. 2013. El Niño impacts on seasonal US atmospheric circulation, temperature, and precipitation anomalies: The OLR-event perspective [J]. J. Climate, 26(3): 822–837. doi:10.1175/jcli-d-12-00097.1

Heddinghaus T R, Krueger A F. 1981. Annual and interannual variations in outgoing longwave radiation over the tropics [J]. Mon. Wea. Rev., 109(6): 1208–1218. doi:10.1175/1520-

0493(1981)1092.0.co;2

华维, 范广洲, 王炳赟. 2012. 近几十年青藏高原夏季风变化趋势及其对中国东部降水的影响 [J]. 大气科学, 36(4): 784–794. Hua Wei, Fan Guangzhou, Wang Bingyun. 2012. Variation of Tibetan Plateau summer monsoon and its effect on precipitation in east China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36(4): 784–794. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11173

Ji P, Yuan X. 2020. Underestimation of the warming trend over the Tibetan Plateau during 1998-2013 by global land data assimilation systems and atmospheric reanalyses[J]. J. Meteor. Res., 34(1): 88–100. doi: 10.1007/s13351-020-9100-3

假拉, 周顺武. 2002. 西藏高原夏季旱涝年 OLR 分布差异. 应用气象学报, 13(3): 371–376. Jia La, Zhou Shunwu. 2002. OLR distribution in summer in dryness/ wetness years over Tibetan Plateau. Joumal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 13(3): 371–376. doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2002.03.013

Jiang S C. 1993. Advanceds in applied research of the outgoing longwave radiation in China. J. Meteor. Res., 7(3): 367–380.

蒋尚城. 1988. 全球 ITCZ 的气候特征研究 [J]. 气象学报, 46(2): 241–245. Jiang Shangcheng. 1988. The climatic characteristics of the ITCZ all over the globe [J]. Acta Meteor. Sin. (in Chinese), 46(2): 241–245. doi:10.11676/qxxb1988.030

康善福, 吴俊明. 1990. 青藏高原 OLR 场的气候特征 [J]. 高原气象, 9(1): 98–103. Kang Shanfu, Wu Junming. 1990. The climatic characteristics of OLR field over Qinghai-Xizang Plateau [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 9(1): 98–103. doi:cnki:sun:gyqx.0.1990-01-010

Kyle H L, Weis M, Ardanuy P. 1995. Cloud, surface temperature, and outgoing longwave radiation for the period from 1979 to 1990. J. Climate, 8(11): 2644–2658. doi:10.1175/1520-0442(1995)008<2644:cstaol>2.0.co;2

Lei Y, Letu H, Shang H. et al. 2020. Cloud cover over the Tibetan Plateau and eastern China: a comparison of ERA5 and ERA-Interim with satellite observations [J]. Clim. Dyn., 54: 2941–2957. doi:10.1007/s00382-020-05149-x

李国平, 卢会国, 黄楚惠, 等. 2016. 青藏高原夏季地面热源的气候特征及其对高原低涡生成的影响 [J]. 大气科学, 40(1): 131–141. Li Guoping, Lu Huiguo, Huang Chuhui, et al. 2016. A climatology of the surface heat source on the Tibetan Plateau in summer and its impacts on the formation of the Tibetan Plateau vortex [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40(1): 131–141. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1504.15125

柳苗, 李栋梁. 2007 青藏高原东部雨季 OLR 与降水变化特征及相关分析 [J]. 高原气象, 26(2): 249–256. Liu Miao, Li Dongliang. 2007. Change characteristic and correlation of OLR and precipitation over east Qinghai-Xizang Plateau in rainy season [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 26(2): 249–256. doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2007.02.005

马乃孚, 杨景勋. 1994. 热带 OLR 异常的遥相关结构及其季节变化 [J]. 大气科学, 18(4): 442–450. Ma Naifu, Yang Jingxun. 1994. The teleconnection structure of outgoing longwave radiation anomalies in tropics and its seasonal variation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 18(4): 442–450. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1994.04.08

Ou T, Chen D, Chen X, et al. 2020. Simulation of summer precipitation diurnal cycles over the Tibetan Plateau at the gray-zone grid spacing for cumulus parameterization [J]. Clim. Dyn., 54: 3525–3539. doi: 10.1007/s00382-020-05181-x

Sahu R, Gupta R D. 2020. Snow cover area analysis and its relation with climate variability in Chandra basin, Western Himalaya, during 2001–2017 using MODIS and ERA5 data [J]. Environ. Monit. Assess., 192: 489. doi:10.1007/s10661-020-08442-8

Shen Z P, Shi J, Lei Y D. 2017. Comparison of the long-range climate memory in outgoing longwave radiation over the Tibetan Plateau and the Indian monsoon region [J]. Advances in Meteorology, 1–7. doi:10.1155/2017/7637351

Sohn B J, Schmetz J. 2004. Water vapor-induced OLR variations associated with high cloud changes over the tropics: A study from Meteosat-5 observations [J]. J. Climate, 17(10): 1987–1996. doi:10.1175/1520-0442(2004)017<1987:wvovaw>2.0.co;2

苏文颖, 毛节泰, 纪飞. 2000. 青藏高原出射长波辐射特征分析 [J]. 大气科学, 24(3): 313–323. Su Wenyin, Mao Jietai, Ji Fei. 2000. An analysis of outgoing longwave radiation characteristics for Tibetan Plateau [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 24(3): 313–323. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2000.03.03

唐红玉, 杨小丹, 王希娟, 等. 2007. 三江源地区近 50 年降水变化分析 [J]. 高原气象, 26(1): 47–54. Tang Hongyu, Yang Xiaodan, Wang Xijuan, et al. 2007. Analyses of precipitation change in the source regions of Three Rivers during 1956-2004 [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 26(1): 47–54. doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2007.01.005

唐南军, 任荣彩, 吴国雄, 等. 2020. 夏季青藏高原及周边上对流层水汽质量及其向平流层传输年际异常. I：水汽质量异常主导型 [J]. 大气科学, 44(2): 239–256. Tang Nanjun, Ren Rongcai, Wu Guoxiong, et al. 2020. Interannual anomalies of upper tropospheric water vapor mass and its transport into the stratosphere over the Tibetan Plateau area in summer. Part I: Leading patterns of water-vapor-mass anomalies [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(2): 239–256. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1905.18267

Torrence C, Compo G P. 1998. A practical guide to wavelet analysis [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 79(1): 61–78. doi:10.1175/1520-0477(1998)079<0061:apgtwa>2.0.co;2

Torrence C, Webster P J. 1999. Interdecadal changes in the ENSO–Monsoon system [J]. J. Climate, 12: 2679–2690. doi:10.1175/1520-0442(1999)012<2679:icitem>2.0.co;2

王可丽, 钟强, 侯萍. 1991. 青藏高原地区 OLR 与地面有效辐射关系的分析 [J]. 高原气象, 10(4): 381–390. Wang Keli, Zhong Qiang, Hou Ping. 1991. Analysis of the relationship between the OLR and the surface effective radiation over the Qinghai-Xizang Plateau [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 10(4): 381–390.

王园香, 李贵才, 吴晓, 等. 2012. 5—8 月青藏高原 OLR 年际变化及其对中国气候变化的影响 [J]. 兰州大学学报: 自然科学版, 48(5): 47–51. Wang Yuanxiang, Li Guicai, Wu Xiao, et al. 2012. Inter-annual variability of Tibetan Plateau OLR and its effects on the climate over China in May and August [J]. Journal of Lanzhou University: Natural Sciences (in Chinese), 48(5): 47–51.

doi:10.3969/j.issn.0455-2059.2012.05.008

魏凤英. 1999. 现代气候统计诊断与预测技术 [M]. 气象出版社, 23–24. Wei Fengying. 1999. Technology of modern climate statistic diagnosis and prediction [M]. Beijing: China Meteorological Press: 23–24

Weng D M. 1995. Climatic characteristics of earth-atmosphere outgoing longwave radiation over China [J]. J. Meteor. Res., 9(2): 228–236.

吴洪宝, 吴蕾. 2005. 气候变率诊断和预测方法 [M]. 气象出版社, 212–225. Wu Hongbao, Wu Lei. 2005. Methods for diagnosing and forecasting climate variability [M]. Beijing: China Meteorological Press: 212–225

徐国昌, 李栋梁, 蒋尚城. 1990. 卫星观测的 OLR 对夏季青藏高原月雨量及凝结潜热的估算 [J]. 高原气象, 9(3): 256–264. Xu Guochang, Li Dongliang, Jiang Shangcheng. 1990. Evaluating of monthly rainfall and condensation latent heat over Qinghai-Xizang Plateau in summer utilizing the OLR data of satellite [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 9(3): 256–264.

Yanai M, Li C, Song Z S. 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon [J]. J Meteor. Soc. Japan, 70(1): 319–350.

杨喜峰, 蒋尚城. 1995. 青藏高原 OLR 场的季节变化特征 [J]. 应用气象学报, 6(4): 414–421. Yang Xifeng, Jiang Shangcheng. 1995. Characteristics of the seasonal variation in OLR field over the Tibetan Plateau [J]. Joumal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 6(4): 414–421.

姚秀萍, 张硕, 闫丽朱. 2019. 青藏高原大气热源及其影响的研究进展 [J]. 大气科学学报, 42(5): 641–651. Yao Xiuping, Zhang Shuo, Yan Lizhu. 2019. Research progress on the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau and its influence [J]. Trans. Atmos. Sci. (in Chinese), 42(5): 641–651. doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20181227001

于玉斌, 姚秀萍. 2005. 2003 年夏季 OLR 特征及与中国异常天气的关系 [J]. 气象, (07): 10–15. Yu Yubin, Yao Xiuping. 2005. OLR characteristics and relationship with abnormal weather processes in China in summer 2003 [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 31(7): 10–15. doi:10.3969/j.issn.1000-0526.2005.07.003

曾小凡, 苏布达, 易善桢, 等. 2013. 1971—2010 年三江源地区水汽输送变化分析 [J].气候变化研究进展, 9(3): 187–191. Zeng Xiaofan, Su Buda, Yi Shanzhen, et al. 2013. Variations of water vapor transports in Three Rivers' Headstream Region during 1971-2010 [J]. Advances in Climate Change Research (in Chinese), 9(3): 187–191. doi:10.3969/j.issn.1673-1719.2013.03.005

张浩鑫, 李维京, 李伟平. 2017. 春夏季青藏高原与伊朗高原地表热通量的时空分布特征及相互联系 [J]. 气象学报, 75(2): 260–274. Zhang Haoxin, Li Weijing, Li Weiping. 2017. Spatial and temporal distribution characteristics of surface heat fluxes over both Tibetan Plateau and Iranian Plateau in boreal spring and summer and their relationships [J]. Acta Meteor. Sin. (in Chinese), 75(2): 260–274. doi:10.11676/qxxb2017.002

张核真, 边巴次仁, 唐小萍, 等. 2009. 对喜马拉雅山脉中段 6 个台站的气候变化分析 [J]. 气候变化研究进展, 5(5): 255–259. Zhang Hezhen, Bianba Ciren, Tang Xiaoping, et al. 2009. Analysis of climate change over the six stations of Middle Himalayas during 1971-2007 [J]. Advances in Climate Change Research (in Chinese), 5(5): 255–259.

doi:10.3969/j.issn.1673-1719.2009.05.002

Zhang K, Randel W J, Fu R. 2016. Relationships between outgoing longwave radiation and diabatic heating in reanalyses [J]. Climate Dyn., 49(7): 1–19. doi:10.1007/s00382-016-3501-0

张礼平, 杨志勇, 陈正洪. 2000. 典型相关系数及其在短期气候预测中的应用 [J]. 大气科学, 24(3): 427–432. Zhang Liping, Yang Zhiyong, Chen Zhenghong. 2000. Canonical correlation coefficients and their applications in a short-range climate prediction [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 24(3): 427–432. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2000.03.14

朱乾根, 盛春岩, 陈敏. 2000. 青藏高原冬季 OLR 年际变化特征及其与我国夏季降水的联系 [J]. 高原气象, 19(1): 75–83. Zhu Qiangen, Sheng Chunyan, Chen Min. 2000. Winter Qinghai-Xizang Plateau OLR interannual variational features and their relation to China summer rainfall [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 19(1): 75–83. doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2000.01.010