

晚秋前冬海洋性大陆区域向外长波辐射年际变化 及其与云贵高原降水异常的联系^{* 1}

夏 阳^{1,2,3} 管兆勇^{1,2} 孙 一^{1,2,4}
XIA Yang^{1,2,3} GUAN Zhaoyong^{1,2} SUN Yi^{1,2,4}

1. 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室,南京,210044
2. 南京信息工程大学气候与气象灾害协同创新中心,南京,210044
3. 六盘水市气象局,六盘水,553000
4. 上海市防雷中心,上海,200030

1. *Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*
2. *Climate and Weather Disasters Collaborative Innovation Center, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*
3. *Meteorological Bureau of Liupanshui, Liupanshui 553000, China*
4. *Shanghai Lightning Protection Center, Shanghai 200030, China*

2014-10-09 收稿,2015-03-23 改回.

夏阳,管兆勇,孙一. 2015. 晚秋前冬海洋性大陆区域向外长波辐射年际变化及其与云贵高原降水异常的联系. 气象学报, 73(4):725-736

Xia Yang, Guan Zhaoyong, Sun Yi. 2015. Interannual variations of OLR in the Maritime Continent in late autumn and early winter and their relationships with precipitation anomalies over the Yunnan-Kweichow Plateau. *Acta Meteorologica Sinica*, 73(4): 725-736

Abstract Based on the monthly mean outgoing long wave radiation (OLR) data from NOAA, the ERA-interim reanalysis from ECMWF, the precipitation data from GPCC and station precipitation data from NMC, by defining a convection intensity index (I_{OLR}) in the Maritime Continent region (MC hereafter), we have investigated the characteristics of convections over MC and the relationships between the convection variations over MC and the precipitation anomalies over the Yunnan-Kweichow Plateau (Y-K Plateau hereafter) in the period of late fall to earlier winter including November, December, and January from 1979 to 2013. It is found that the intensity of convections in MC increases linearly during the past 3 decades. Besides this interdecadal change, the convections in MC change with periodicities of 3–5 years and 8–10 years. When the I_{OLR} is positive (negative), i. e., the convections region are weaker (stronger) in MC, the precipitation is found to be less (more) than normal in the west of the Y-K Plateau and simultaneously more (less) in the east. There are three mechanisms responsible for the precipitation anomaly in the Y-K Plateau. Firstly, the anomalous vertical circulation between MC and the Y-K Plateau connects the downdraft (updraft) over MC and updraft (downdraft) over the plateau. It seems that the terrain may play a role in inducing the precipitation anomaly differences between the southeastern and the northwestern parts of the Y-K Plateau. Secondly, the divergent wind components in both the lower and upper troposphere as a potential vorticity source directly induce the vorticity anomalies in the lower latitudes and in the southern part of China. Thirdly, the anomalous potential vorticity in the tropical region north of MC perturbs the atmosphere, dispersing wave energy from the tropical region northward into the Y-K Plateau, facilitating the ma-

* 资助课题:国家自然科学基金重点项目(41330425)和公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406024)。
作者简介:夏阳,主要研究方向为气候动力学。E-mail:sun_shine_xia@126.com
通讯作者:管兆勇,主要从事气候动力学研究。E-mail:guanzy@nuist.edu.cn

aintenance of an anomalous cyclonic circulation there, and inducing rainfall anomalies in the Y-K Plateau. These results are helpful for us to better understand the formation mechanisms of precipitation anomaly over the plateau and for us to find some useful clues to precipitation prediction there in wintertime.

Key words Maritime Continent, the Yunnan-Kweichow Plateau, Anomalous precipitation, OLR, Late autumn and early winter

摘要 利用美国国家海洋和大气管理局(NOAA)向外长波辐射(OLR)月平均资料、欧洲中期数值预报中心(ECMWF)ERA-interim月平均再分析资料、全球降水气候中心(GPCC)降水资料及中国气象局国家气象信息中心提供的中国756站逐日观测资料,通过定义一个海洋性大陆区域对流强度指数(I_{OLR}),分析了海洋性大陆区域(Maritime Continent, MC)近35年来11月一次年1月对流活动特征,并揭示了11月一次年1月海洋性大陆区域对流活动强度的年际变化与同期云贵高原降水的联系。结果表明:海洋性大陆区域对流活动除了有逐渐增强的趋势外,还存在3—5 a及8—10 a的振荡周期。当海洋性大陆区域对流活动偏弱(强)时,云贵高原西部降水偏少(多),东部降水偏多(少),高原东西部之间降水分布差异加大(减小)。引起云贵高原降水异常的原因有3个方面:一是在海洋性大陆区域与云贵高原间存在显著的异常垂直环流圈,当下沉(上升)支位于海洋性大陆区域时,上升(下沉)支将位于云贵高原地区。而云贵高原地形可能对云贵高原降水异常在东南部和西北部的差别的产生存在影响;二是海洋性大陆区域在对流层低层的辐散和对流层上层的辐合运动为热带和高原以东地区提供了异常的位涡强迫,直接导致对流层低层南海—孟加拉湾地区异常反气旋和对流层上层位于中国南方的异常气旋性环流的产生;三是由于海洋性大陆区域辐散运动作为位涡制造而激发的位涡扰动的能量从热带地区向云贵高原及其东侧频散并辐合,对云贵高原上空扰动异常的维持起到了重要作用。这些结果有利于深刻理解云贵高原冬季降水异常的形成机理以及为寻找降水异常预测因子提供了有用的线索。

关键词 海洋性大陆, 云贵高原, 异常降水, 向外长波辐射, 晚秋前冬

中图法分类号 P462.4

1 引言

亚洲-印度洋-太平洋交汇区内的重要区域之一为海洋性大陆(Maritime Continent, MC),其被定义在(10°S — 20°N , 90° — 150°E)范围,由若干岛屿与浅海组成(Ramage, 1968)。这一区域具有独特的物理和气候特征,且全年对流活动旺盛,季风活动显著。这一区域上空的凝结潜热驱动着大气环流变化,并影响着当地和周边地区的天气气候变动。

自20世纪60年代以来,中外气象工作者对海洋性大陆区域的气候特征及其影响开展了诸多探索,取得了一些重要成果。研究(Chang, 2005a; McBride, 1998)表明,海洋性大陆区域降水的南北地域差异显著,北半球冬季的强降水中心集中在南半球的陆地上,夏季则主要位于 10°N 以北的地区。这种降水的年内南北地域差异与赤道辐合带(ITCZ)在该区域内的季节性移动相对应(Qian, et al, 2000; McBride, et al, 2003)。同时,海洋性大陆区域对流与北半球夏季季风对流作为行星季风系统的组成部分,经历着非对称的季节进程,即雨季首先在春季的东南亚大陆上开始,最终于秋季在中国南海和西北太平洋地区消退(Meehl, 1987; 何金海等,

1996; Chang, et al, 2005b; Wang, et al, 2008)。造成这种非对称季节进程的原因与冬春季节海温和气压的梯度变化、赤道中东太平洋冷舌以及低层大气环流与地形的相互作用等有关(Lau, et al, 1983; Yanai, et al, 1992; Matsumoto, et al, 2000, 2002; He, et al, 2006)。

海洋性大陆区域的气候变动在全球气候变动中扮演着重要角色。尽管对热带地区非绝热加热的估计仍具有不确定性(Hagos, et al, 2010),但一般认为,冬季的对流是驱动赤道外环流的最大能量来源。降水过程中释放的热量通过深对流运送到对流层顶,有助于副热带急流的维持,并对哈得来环流和沃克环流有较强的影响(Ramage, 1968; Qian, 2008)。亚洲冬季风时期,中国南海地区降水年际变化导致的异常热源,能够进一步影响到东亚、印度和澳大利亚(Tao, et al, 1988; Ding, 1992; Lau, et al, 1997; Wang, et al, 2004)。而海洋性大陆区域的异常非绝热加热也可对中国(葛旭阳等, 2000; 宋大伟等, 2011)及北美和东北欧(Neale, et al, 2003)的气候产生显著影响。

有研究(Wang, et al, 2002)认为,中国云贵高原上大气运动既不属于印度季风也不属于东亚季风,

云贵高原上的横断山脉成为分隔两个季风系统的过渡地带。近年来中国西南地区干旱事件频发,南支槽是影响包括云贵高原在内的中国西南地区降水的重要天气系统。有研究(王斌等, 2010)指出,前期11月南支槽区负距平,南支槽指数偏弱,南支槽加深,水汽输送充足,后期11—3月中国西南地区降水偏多,反之降水偏少。而春季当南支槽偏强(弱),位置偏东(西)时,长江中游及其以南部分地区降水偏多(少),而云贵高原东部的降水偏少(多)(张永莉等, 2014)。2009/2010年西南地区的冬春连旱发生在西太平洋副热带高压强度偏强、位置偏西、南支槽系统偏弱及冷空气活动路径偏北偏东的环流背景条件下(池再香等, 2012; 黄荣辉等, 2012),此外,还受到 ENSO、青藏高原热力及动力作用、MJO 等影响(齐冬梅等, 2010; 黄慧君等, 2011; 吕俊梅等, 2012; Li, et al, 2012)。

综上所述,针对海洋性大陆区域的对流活动及其对中国气候的影响已有了一些研究,但仍缺乏对初冬季节海洋性大陆区域对流活动的分布特征和活动规律的分析。同时,云贵高原近年来干旱事件频发,海洋性大陆区域作为大气环流扰动的重要能量来源,其对云贵高原初冬气候的影响值得关注。本研究将在分析利用向外长波辐射表征的海洋性大陆区域对流活动规律的基础上,探究其与云贵高原降水异常的联系,为当地的冬季降水预测提供线索。

2 资料与方法

使用的资料包括:美国国家海洋和大气管理局(NOAA)的向外长波辐射(OLR)月平均资料(Liebmann, et al, 1996);欧洲中期数值预报中心(ECMWF)ERA-interim 月平均再分析资料(Dee, et al, 2011),其垂直方向14层,要素包括风、垂直速度、海平面气压、位势高度、比湿等,以上资料水平分辨率均为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。还使用了全球降水气候中心(GPCC)全球陆地月平均降水资料(Schneider, et al, 2011),水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。中国气象局国家气象信息中心提供的中国756站逐日观测资料,选用1979—2013年无缺测的云贵高原地区88站日降水资料(88个站点分布见图1b)。这里云贵高原的范围被定义为云南、贵州及周边地区,范围为 $(21^{\circ}$ —

30°N , 97° — 110°E)。研究时段为1979—2013年。定义晚秋前冬为前一年11月至当年1月,如2013年的晚秋前冬即为2012年11月至2013年1月。

主要运用线性回归、合成分析以及统计检验等方法。除特别说明外,文中所有异常均指3个月的平均量与其气候态的偏差,而气候态均指同时段的3个月平均的多年(1979—2013年)平均。

要说明的是,这里选取晚秋前冬作为研究时段,主要是因为云贵高原干旱主要发生在上年11月至当年的4月间;在11月至次年1月为降水量下降期且达到了最低值;同时,11月至次年1月的降水异常分布与其前期和之后存在明显不同。

3 云贵高原11月至次年1月降水特征

云贵高原受西南季风影响,在高原上形成了冬干夏湿、旱涝分水的水资源分布特征。云贵高原雨季5—10月的降水占到全年降水的80%—90%(图1a),除10月略少外,其余5个月的月降水量均在100 mm以上,其中最大值出现在7月,降水量高达220 mm,占全年降水的百分比也达到了18.8%。而在旱季,11月的降水较10月出现了明显的下降,在12月跌到了低谷,该月降水量不足20 mm。降水的低位一直维持到3月,直到4月才出现降水的小幅抬升,整个旱季的降水占全年的10%—20%,其中11月至次年1月的降水更是仅占7%左右。

为分析云贵高原11月—次年1月的降水分布特征,给出了高原上这3个月的月降水量及占全年百分比的分布(图1b)。由图1b可见,11月—次年1月的降水高值区分布在云贵高原东部及云南部,极大值中心位于湘黔桂3省交界区域,而在云南的中北部至四川西南部一带是明显的降水低值区,该低值区月降水量基本处在15 mm以下。3个月总降水占全年百分比的分布与降水量类似,云贵高原东部区域可占7%以上,中心值甚至超过了10%,远远超过整个高原区域的均值,云南南部也存在8%的高值中心。与降水量的低值区相对应的是,云南北部至四川一带的3个月降水占比均在4%以下。另外,从表示最低降水量出现月份的箭头(图1b)可看到,除了云南北部及贵州北部的部分区域为2月外,整个云贵高原上的月降水量低值均出现在12月或1月,尤以12月居多。

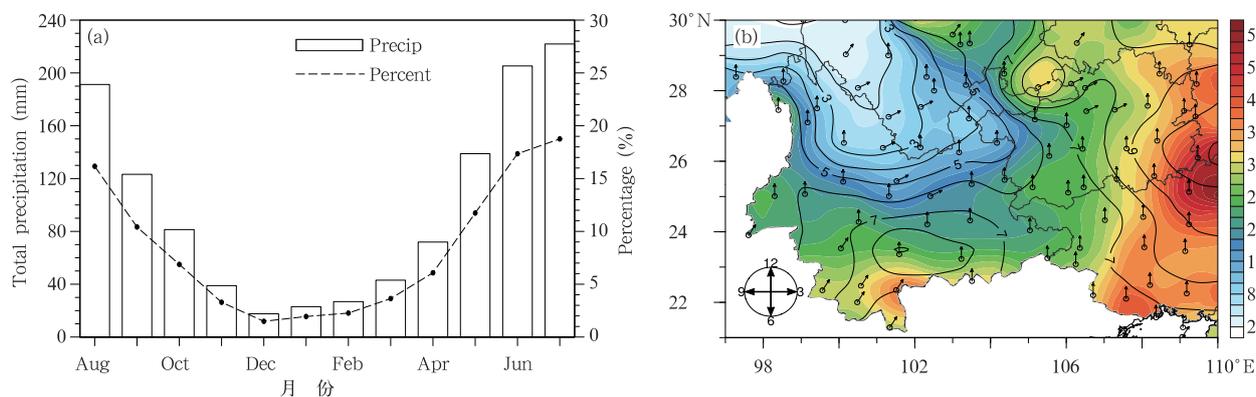


图1 云贵高原逐月降水量(a,柱图为月降水量,单位:mm,虚线为占全年百分比)及11月至次年1月平均降水分布(b,阴影为月降水量,单位:mm,等值线为3个月降水占全年百分比,空心圆为88个站点位置,箭头为该站点降水低值出现的月份)

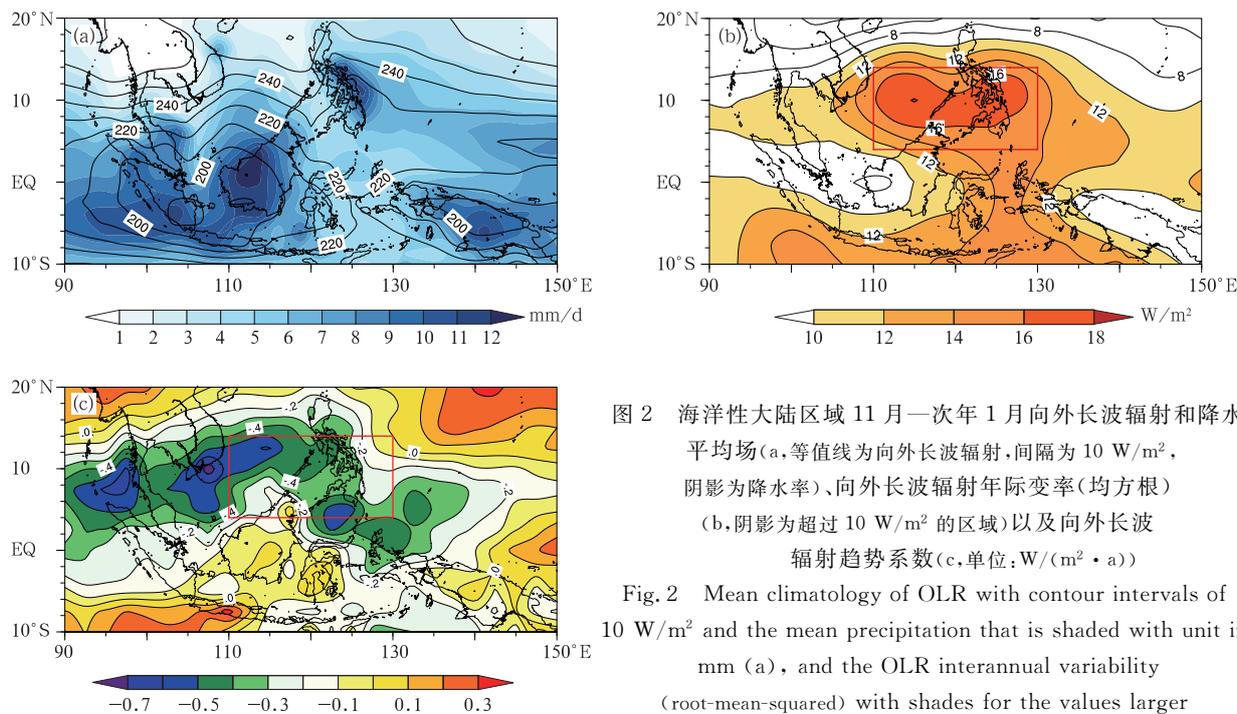
Fig.1 Multi-year mean climatology of monthly precipitation (a) and mean climatology of the total precipitation during November, December, and January. Clear bars in (a) is for monthly rainfall in mm whereas dashed line for ratio of rainfall of a particular month to the mean climatology of the total yearly rainfall (in percentiles).

Shades in (b) are for the 3-month-mean-rainfall with arrows for the month when minimum rainfall amount appears. Open circles in (b) represent the station locations.

4 海洋性大陆区域向外长波辐射年际变化特征与典型年份选取

4.1 海洋性大陆区域向外长波辐射分布特征

海洋性大陆区域 11 月一次年 1 月的对流活动



及降水的分布特征与夏季相比存在明显的差异。如图 2a 所示,11 月一次年 1 月海洋性大陆区域的强降水主要集中在南半球,降水中心位于南半球的岛屿附近,该强降水的形成主要与澳大利亚夏季风有关(McBride, et al, 1983)。而北半球则有两个强降

图2 海洋性大陆区域 11 月一次年 1 月向外长波辐射和降水平均场(a,等值线为向外长波辐射,间隔为 10 W/m^2 ,阴影为降水率)、向外长波辐射年际变率(均方根)(b,阴影为超过 10 W/m^2 的区域)以及向外长波辐射趋势系数(c,单位: $\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$)

Fig.2 Mean climatology of OLR with contour intervals of 10 W/m^2 and the mean precipitation that is shaded with unit in mm (a), and the OLR interannual variability (root-mean-squared) with shades for the values larger than 10 W/m^2 (b), and, the coefficients for long term linear trends ($\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$) (c) in the MC region

水中心,分别位于中南半岛东岸及菲律宾岛东岸。冬季强大的东亚冬季风与当地地形的相互作用是两地产生大量降水的主要原因(Chang, et al, 2005b)。与降水中心相对应的强对流区同样集中在南半球的苏门答腊岛、婆罗洲岛、苏拉威西岛以及新几内亚岛4个岛屿上,对流中心的向外长波辐射值在 200 W/m^2 以下。在北半球的菲律宾岛东侧及中南半岛东侧等值线有明显的北抬,表明两地有较强的对流存在。

为进一步分析海洋性大陆区域对流活动的变化特征,给出11月一次年1月向外长波辐射的年际变率及趋势系数的分布(图2b、c)。由图可见,海洋性大陆区域向外长波辐射的年际变率分布与气候特征分布并不一致, $5^\circ\text{--}15^\circ\text{N}$ 为一个高值带,高值中心位于北半球的菲律宾岛及中国南海南部附近海域,中心值超过 16 W/m^2 。趋势系数分布显示,其低值

集中在北半球 10°N 左右,呈带状分布,其中在马来半岛西侧海域、中国南海西南部及菲律宾岛以南海域存在3个达到 -0.7 的低值中心,表明该区域向外长波辐射的减小趋势可达到 $-7 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot 10 \text{ a})$,而在海洋性大陆区域西南部及北半球的副热带地区为正的 trend 系数分布,但数值不大。总体而言,海洋性大陆区域向外长波辐射以减小为主,即对流存在增强的长期趋势。

4.2 对流活动强度指数的定义及典型年份的选取

为表征海洋性大陆区域对流活动的强弱及其变化,选取区域内向外长波辐射年际变率的大值区为关键区(图2b中红框),范围为($4^\circ\text{--}14^\circ\text{N}$, $110^\circ\text{--}130^\circ\text{E}$)。对该区域内11月一次年1月的逐年向外长波辐射值进行区域平均后进行标准化,得到的序列记为 I_{OLR} 。当 I_{OLR} 为正值时,表示海洋性大陆区域对流偏弱,反之, I_{OLR} 为负值时,海洋性大陆区域对流偏强。

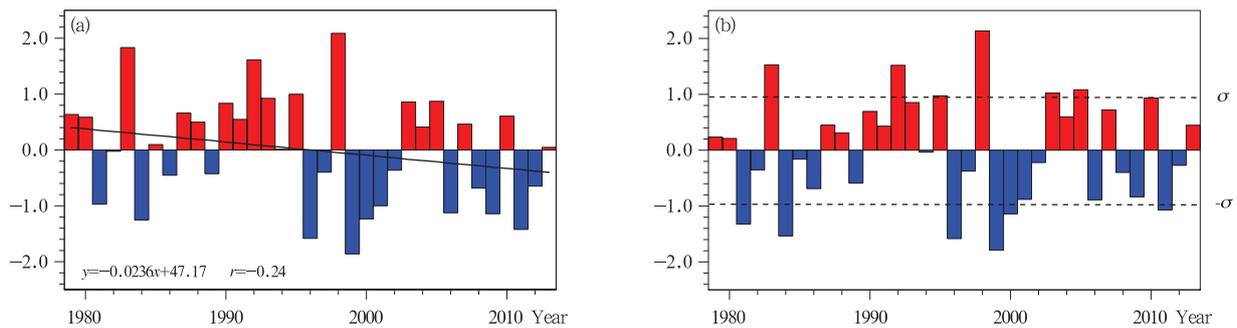


图3 海洋性大陆区域11月一次年1月对流活动强度指数 I_{OLR} 时间序列

(a, 红色表示正位相, 蓝色表示负位相, 黑色实线为线性倾向估计)及年际变化(b, 颜色同上, 虚线表示1倍标准差)

Fig. 3 Normalized time-series of I_{OLR} index (a) with red bars for positive phase while blue ones for negative phase and black solid line for linear trends. Shown in (b) are the same as in (a) but for the time-series detrended. Dotted lines are for $\pm\sigma$ respectively

I_{OLR} 的变化显示(图3a),1996年以前 I_{OLR} 基本为正位相,在1996年之后则以负位相居多,1979—2013年 I_{OLR} 呈下降趋势,回归系数为 -0.0236 ,相关系数为 -0.24 ,表明1996年之前海洋性大陆区域的对流较弱,之后则处在一个偏强的时期,总体上海洋性大陆区域对流有逐渐增强的趋势。为得到 I_{OLR} 的年际变化分量,滤除了原始 I_{OLR} 时间序列中的长期趋势。根据功率谱分析,滤除线性趋势的 I_{OLR} 存在3—5 a及8—10 a的周期。为进一步分析环流变化,根据滤去线性趋势后的 I_{OLR} 时间序列,如表1所示,挑选出海洋性大陆区域对流活动 $|I_{\text{OLR}}| \geq 1\sigma$ 的6 a典型偏高年及6 a典型偏低年。

表1 I_{OLR} 典型偏高年及偏低年的选取
Table 1 Selected years respectively for high and low I_{OLR} cases

海洋性大陆区域向外长波辐射异常	年份
$I_{\text{OLR}} > 1\sigma$	1983, 1992, 1995, 1998, 2003, 2005
$I_{\text{OLR}} < -1\sigma$	1981, 1984, 1996, 1999, 2000, 2011

5 云贵高原11月一次年1月异常降水及水汽输送

为了分析海洋性大陆区域对流活动对云贵高原降水异常的可能影响,对 I_{OLR} 典型高、低值年份云贵高原的降水距平百分率、水汽通量及水汽通量散度

进行了合成差值分析(图4)。需要说明的是,合成前所有变量中的线性趋势均已被滤除。由图4可见,利用站点观测和 GPCC 两种降水资料分析得到的结果比较一致。当 $I_{OLR} > 1\sigma$ 时,云贵高原西部与东部地区的降水异常成反位相分布,中西部地区的川滇交界处降水偏少6到8成,贵州及其以东的高原东部地区降水则显著偏多。结合多年平均的同期降水分布(图1b)可知,云贵高原西部的降水低值区进一步扩大,中心平均月降水量进一步减小甚至接近为0,而东部的降水则有明显的增多。说明当

I_{OLR} 处于正位相,即海洋性大陆区域对流活动偏弱时,云贵高原西部降水偏少,东部偏多,高原东西部之间降水差别加大,“干湿”分布明显。利用测站资料,选取位于云贵高原异常降水距平百分率中心所在区域即东部($26^{\circ}-28.5^{\circ}\text{N}, 108^{\circ}-109.5^{\circ}\text{E}$)和西部($26^{\circ}-27.5^{\circ}\text{N}, 100^{\circ}-103.5^{\circ}\text{E}$),求取了此两个区域内滤除线性趋势后的逐年降水距平百分率的时间序列与 I_{OLR} 的相关系数,得到东部 0.34,西部则为 -0.41。这表明,海洋性大陆区域对流活动与云贵高原降水的确存在显著的统计学联系。

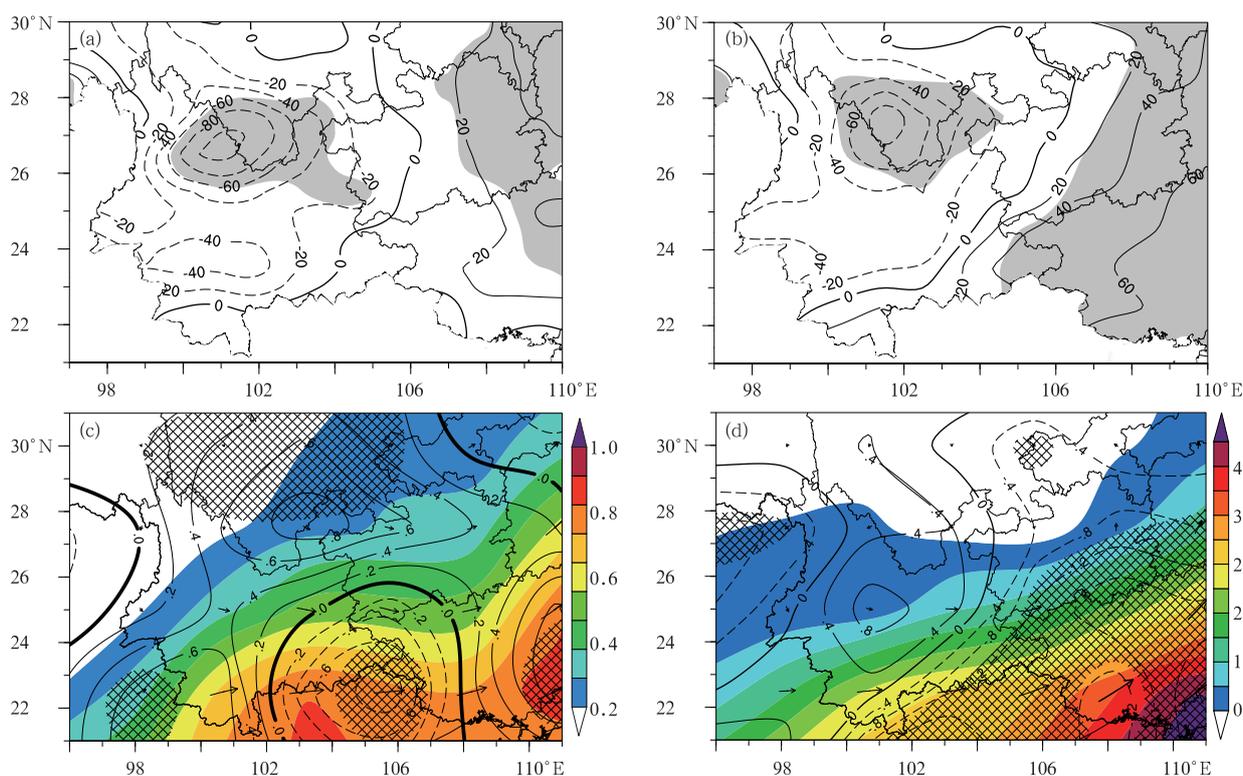


图4 云贵高原(11月一次年1月)降水距平百分率(a,b)及水汽通量和水汽通量散度(c,d)的合成差值场(其中 a 针对站点资料;b 针对 GPCC,阴影区表示通过 0.05 显著性 t 检验,c 针对 700 hPa;d 针对整层,箭头为水汽通量($\text{g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$),加粗箭头表示通过 0.05 显著性 t 检验,阴影为水汽通量大小($\text{g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$),等值线为水汽通量散度($10^{-7}\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$),交叉斜线区域表示水汽通量散度通过 0.05 显著性 t 检验区域)

Fig. 4 Composite differences of anomalous percentages of precipitation as derived from the station data (a) and from the GPCC dataset (b). Shades with grey are for the values at and above 0.05 level of significance using a t -test. Shown in (c) and (d) are respectively the vapor fluxes (vectors, $\text{g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$) as well as the divergence of the fluxes (contours, $10^{-7}\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$) at 700 hPa and those as integrated from the earth surface up to 300 hPa. Shades are for modules of vapor fluxes whereas the cross-hatching areas for the significant values of divergence of vapor fluxes at and above the 0.05 significance level using a t -test

充足的水汽输送是降水形成的重要条件之一。由于水汽输送集中在 300 hPa 以下的对流层中下层

(Zhou, 2003), 在计算整层水汽通量时,为消除云贵高原当地及周边地形对计算整层水汽输送的影响,

仅将水汽通量从地表(p_s)积分至 300 hPa。从对应的 700 hPa 及整层(地表至 300 hPa)水汽通量、水汽通量散度合成差值场(图 4c、d)可见,云贵高原西侧上空常年盛行的由西南向东北方向的水汽通量输送有所减弱,而云贵高原南侧及东侧的水汽通量则有显著的加强,导致整个云贵高原西部大气中水汽输送减弱,南部至东部则形成一条较强的水汽输送带,有利于当地降水的产生。水汽通量散度场显示,低层 700 hPa 上除了云贵高原南部的滇黔桂三省交界处存在明显的水汽通量辐合,其余地区均为水汽通量的辐散区,辐散中心位于云南东北部,而整层水汽输送表明,在云贵高原的西部存在水汽通量辐散中心,云贵高原东部则是水汽通量的辐合,此与异常降水的分布存在很好的对应。

6 海洋性大陆区域对流活动强/弱年环流异常

水汽输送和降水的多寡与局地大气环流变化密切相关。研究(宋洁等,2011;池再香等,2012;陶云等,2014)表明,冬季的近地面冷高压、孟加拉湾低压槽、准静止锋等是影响云贵高原当地冬季降水的重要天气系统。为分析海洋性大陆区域对流活动强、弱年对应的云贵高原当地降水异常的局地环流特征

及高原与海洋性大陆区域的环流联系,给出了东亚地区 11 月一次年 1 月相关异常水平环流及辐散场(图 5)、海洋性大陆区域与云贵高原间异常垂直环流(图 6)及欧亚地区位势高度的合成差值以及相应的波作用量通量(图 7)。

6.1 局地水平环流的异常特征

海洋性大陆区域对流异常偏弱时,整个东亚内陆均为负的海平面气压,但其空间变化较小(图 5a)。中国中西部及海洋上存在海平面气压的显著正异常,正异常中心位于孟加拉湾及菲律宾岛附近,云贵高原上除贵州存在较弱的气压负异常,其余地区尤其是西部云南为显著的气压正异常。由于气候态的 11 月一次年 1 月海平面气压分布表现为蒙古高原—北疆一带存在大陆高压及洋面低压,上述异常将使实际的气压系统的强度均有所减弱,海陆间压力梯度减小,可使得北方冷空气活动和近地面风场有所减弱。700 hPa 风场上,海洋性大陆区域及日本以东洋面上为明显的反气旋,两个反气旋北部及西部的偏西偏南气流形成一条自孟加拉湾经中国东南向中国东北输送的水汽通道。而云贵高原上空为西北方向气流,使得高原中西部地区获得的自孟加拉湾输送而来的水汽减少。除了东南部部分区域

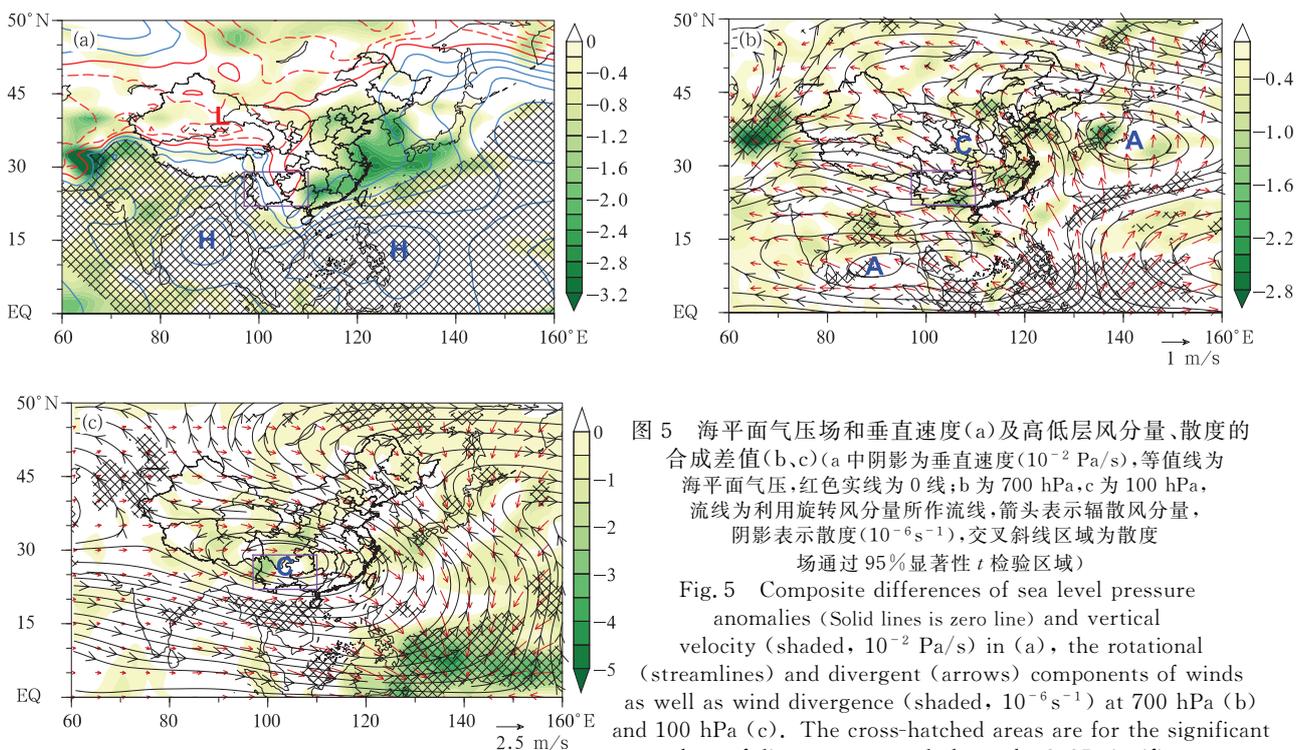


图 5 海平面气压场和垂直速度(a)及高低层风分量、散度的合成差值(b、c)(a 中阴影为垂直速度(10^{-2} Pa/s),等值线为海平面气压,红色实线为 0 线;b 为 700 hPa,c 为 100 hPa,流线为利用旋转风分量所作流线,箭头表示辐散风分量,阴影表示散度(10^{-6} s $^{-1}$),交叉斜线区域为散度场通过 95% 显著性 t 检验区域)
Fig. 5 Composite differences of sea level pressure anomalies (Solid lines is zero line) and vertical velocity (shaded, 10^{-2} Pa/s) in (a), the rotational (streamlines) and divergent (arrows) components of winds as well as wind divergence (shaded, 10^{-6} s $^{-1}$) at 700 hPa (b) and 100 hPa (c). The cross-hatched areas are for the significant values of divergence at and above the 0.05 significance level using a t -test

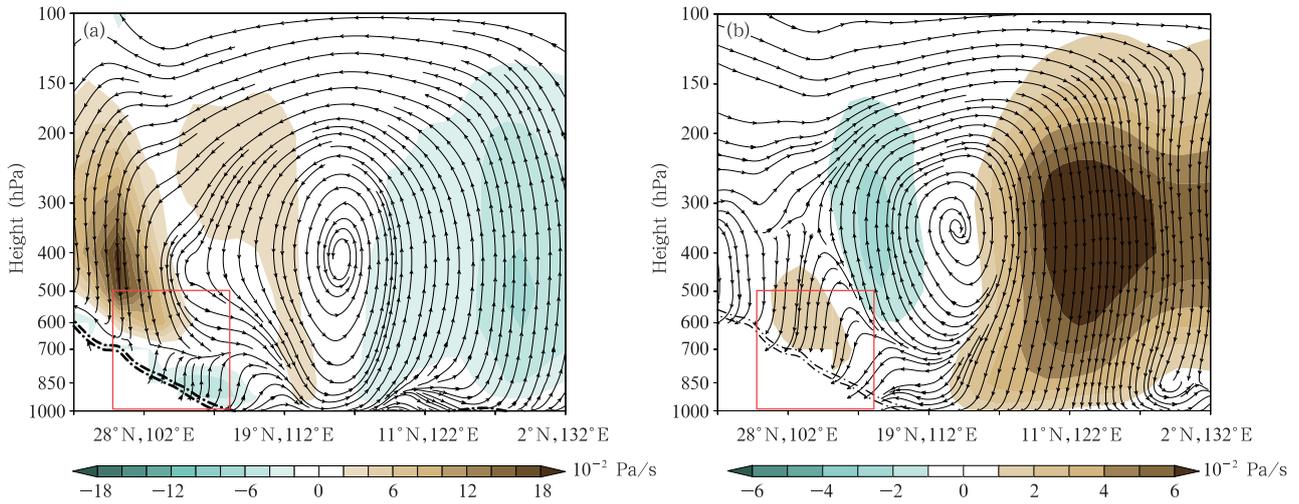


图6 11月一次年1月沿直线(2°N,132°E)—(32°N,97°E)所在剖面的多年平均垂直环流(a)及合成差值(b)
(阴影为垂直速度,已放大100倍,黑色虚线表示地形,方框为云贵高原地区)

Fig. 6 Mean climatology (a) and composite difference (b) of vertical circulation (streamline) along the slanted line from (32°N, 97°E) to (2°N, 132°E) with shades for vertical velocity (multiplied by 100) and double black dotted lines for the topography. The red rectangular frames denote the study region of the Yunnan-Kweichow Plateau

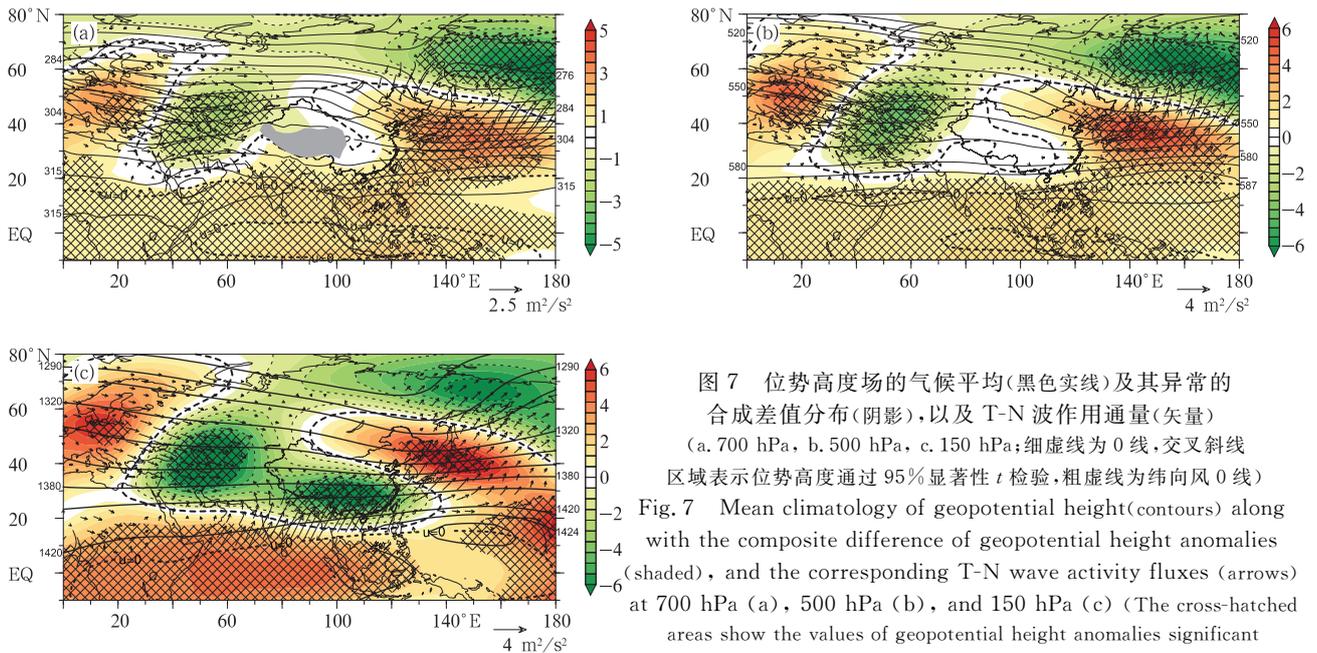


图7 位势高度场的气候平均(黑色实线)及其异常的合成差值分布(阴影),以及T-N波作用通量(矢量)
(a, 700 hPa, b, 500 hPa, c, 150 hPa; 细虚线为0线,交叉斜线区域表示位势高度通过95%显著性t检验,粗虚线为纬向风0线)

Fig. 7 Mean climatology of geopotential height (contours) along with the composite difference of geopotential height anomalies (shaded), and the corresponding T-N wave activity fluxes (arrows) at 700 hPa (a), 500 hPa (b), and 150 hPa (c) (The cross-hatched areas show the values of geopotential height anomalies significant at and above the 0.05 significance level using a *t*-test)

外,整个云贵高原及其西侧呈明显的下沉运动,可见常年云贵高原西侧沿地形抬升的气流有明显的减弱,不利于云贵高原西部降水的产生。

在对流层低层(700 hPa),海洋性大陆区域存在较强的辐散中心,而在帕米尔高原西侧存在较强的异常辐合,气流从海洋性大陆区域向外异常辐散,在帕米尔高原以西地区辐合上升,在云贵高原西部的广大地区则是以异常辐散为主,异常辐合地带位于

高原东南部。在高层100 hPa,散度场分布与低层相反,海洋性大陆区域为明显的辐合中心,周边有气流向海洋性大陆区域辐合,而云贵高原西部上空为异常辐合,东部为异常辐散。在100 hPa等压面上,东亚地区上空为较强的气旋式异常环流。因辐散/辐合运动为位涡的改变提供了涡度制造源,故100 hPa上这一异常气旋式环流的形成与海洋性大陆区域的辐合有关。这可用Gill型响应机制进行解释

(Gill, 1980; Sardeshmukh, et al, 1988; Rodwell, et al, 1996)。

6.2 海洋性大陆区域与云贵高原间垂直环流

为进一步明确海洋性大陆区域异常对流活动年份云贵高原降水异常的成因,选取经过海洋性大陆区域对流活动关键区(2°N, 132°E)以及云贵高原主体(32°N, 97°E)的直线上的垂直剖面,利用投影到该直线上的无旋风场 V_x 分量和垂直速度,对两个区域间垂直环流的气候态及合成差值(图6)进行了分析,以了解在海洋性大陆区域对流活动强、弱情况下垂直环流的差异。

多年平均结果表明,海洋性大陆区域常年盛行强烈的上升运动,上升气流抬升至高层200 hPa后转为向北运动,之后在(19°N, 112°E)附近开始出现明显的下沉。下沉运动存在两个极值中心,一个位于(22°N, 105°E)上空250 hPa处,中心强度仅为 3×10^{-2} Pa/s,另一个则位于(30°N, 102°E),也即云贵高原北部上空500—400 hPa高度,此处下沉运动剧烈,大小可达到 18×10^{-2} Pa/s。该下沉运动的出现与冬季中纬度西风气流沿高原爬升后在高原东侧下沉相联系。下沉气流到达低层后转为偏北气流,向低纬度热带地区运动,形成一个明显的经圈环流,环流中心位于(15°N, 117°E)上空的400—300 hPa处。另外,在高原的靠近地面的对流层低层存在较为明显的上升运动,其中强上升运动区位于高原的南侧,该上升气流可能同低纬度暖湿气流沿云贵高原地形抬升有关。该上升气流与中层的强下沉气流在云贵高原上空交汇,形成一个强烈的辐合层,该辐合层的存在对云贵高原冬季气候的作用值得关注。

跨越海洋性大陆区域和云贵高原的垂直剖面上的异常环流(图6b)显示,在中低纬度地区存在一个明显的反经圈环流。环流的下沉支位于低纬度热带地区,上升支位于副热带云贵高原南侧,气流在热带海洋性大陆区域下沉,到达低层后转向北运动,沿云贵高原地形向上抬升,上升运动最大值出现在400—250 hPa,之后部分气流继续向北运动,汇入中纬度青藏高原东侧的下沉气流支,从而在云贵高原的低层形成较强烈的下沉气流异常,而另一部分气流则继续上升并在高层200 hPa转为偏北气流,返回热带地区,形成反经圈环流。

与多年平均的垂直环流相比(图6a)可知,在海洋性大陆区域对流活动偏弱年,海洋性大陆区域的

上升运动减弱明显,部分区域甚至出现下沉运动,副热带地区从低层到高层的下沉运动也转为上升运动,而在云贵高原及其以北地区的中低层大气则被下沉气流所控制,平均场上近地面层的上升运动也显著减弱。中低纬度地区异常的垂直运动使得包括云贵高原东南部在内的副热带地区降水增多,而云贵高原西侧及其以北的地区降水减少,这种减少可能与地形作用有关。

需要指出,在云贵高原东侧的中低层大气中观测到了异常的垂直环流(图6b)。毫无疑问,这一异常垂直环流尤其是其28°N以南的部分与存在于海洋性大陆和云贵高原间的异常垂直环流有着密切联系。当海洋性大陆区域向外长波辐射增强时,热带海洋上存在宽广的异常下沉运动,而同时在云贵高原的东南部存在补偿性的上升运动,造成了云贵高原东南部降水异常增多。然而,在对流层低层的由东南向西北方向的辐散运动(图5b)经云贵高原地形作用使运动方向发生了复杂的变化。在气候平均图上(图6a),云贵高原东部的下沉运动与冬季西风气流越过(绕过)高原大地型后形成斜坡上的下沉运动的动力作用有关。不难理解,虽然云贵高原西部的350 hPa以上存在异常上升运动,但是由于此高度以上水汽含量较低,降水的异常减少与350 hPa以下的下沉运动的加强有关。这种下沉运动的异常加强在28°N以南受到来自热带的气流的补偿(图6b中的气流辐散),在28°N以北则可能与来自云贵高原上空对流层上层的辐散西风分量(图5c)有关。然而,云贵高原东侧对流层中低层中的下沉气流的加强到底由斜坡上的动力强迫、异常热力强迫、气流异常抬升过程中力学平衡(重力-浮力)、斜坡上空水平方向上的辐散运动等哪几个因素决定,则仍需要未来进一步明确。

6.3 波作用量通量

如前所述,在对流层低层海洋性大陆区域向云贵高原方向的辐散及在对流层上层对应的辐合为云贵高原及附近地区环流的异常扰动的产生和维持提供了涡度源。而海洋性大陆区-云贵高原的异常垂直环流将两地的垂直运动联系起来。为了进一步明确云贵高原地区异常环流产生和维持的原因,这里还计算了对流层不同高度(700、500、150 hPa)上的波作用通量(Takaya, et al, 1997, 2001)(图7)。

从对流层各层的位势高度和相应的波作用量通

量合成差值可见,欧洲中部与中国东北至西太平洋上空的位势高度显著正异常,以及西亚地区与堪察加半岛上空的位势高度显著负异常,呈相当正压结构。但有趣的是,这种结构的行星波的准定常扰动无明显的跨越青藏高原地区的扰动能量向东频散,这一情况即使在 150 hPa 上也是如此。

特别注意到,中国南方地区上空在对流层上层的 150 hPa 等压面上位势高度出现显著负异常,且有来自于热带海洋性大陆区域的波扰动能量向东北方向的传播。波扰动能量在中国南方地区及西北太平洋上空辐合,维持当地上空对流层高层的位势高度异常。而在对流层中、低层并未观察到有能量从热带地区向中高纬度地区传播。

由此可知,产生并维持云贵高原及以东上空扰动的原因可归结为海洋性大陆区域在对流层低层的辐散运动和对流层上层的辐合运动而导致的位涡制造(图 5b、c,图 7),以及因由热带位涡扰动而激发的波扰动能量向云贵高原以东的传播和辐合(图 7c)。

7 结论与讨论

以上分析了海洋性大陆区域 11 月一次年 1 月的对流活动及其与同期云贵高原的降水异常的联系,得到如下结论:

(1)海洋性大陆区域 11 月一次年 1 月的对流活动集中在南半球的苏门答腊岛、婆罗洲岛、苏拉威西岛以及新几内亚岛 4 个岛屿上,北半球的对流活动活跃区主要位于菲律宾岛与中南半岛东侧,这与已有的研究结果(Chang, et al, 2005a)一致。11 月一次年 1 月向外长波辐射的年际变率大值区位于 5° — 15° N,成带状分布,其高值中心位于北半球的菲律宾岛及中国南海南部附近海域。海洋性大陆区域近 35 年向外长波辐射趋势系数分布以负值为主,表明海洋性大陆区域对流活动有增强的趋势。定义了用以表征海洋性大陆区域对流活动强弱的对流活动指数 I_{OLR} ,除了线性趋势外, I_{OLR} 还存在 3—5 a 及 8—10 a 的周期。

(2)云贵高原旱季 11 月一次年 4 月的降水约占全年的 10%—20%,其中 11 月一次年 1 月的降水仅占全年降水的 7%左右,降水低值出现月份以 12 月和 1 月居多,月降水量不足 20 mm。而 11 月一次年 1 月的降水高值区位于云贵高原东部及云南南部,而在云南的中北部至四川西南部一带是明显的

降水低值区。高原东部这 3 个月的降水能占到全年降水 8%左右,云南北部至四川一带该比值则低于 4%。

(3)11 月一次年 1 月中国云贵高原降水与海洋性大陆区域同期的对流活动强弱变化关系密切。当海洋性大陆区域对流活动偏弱(强)时,云贵高原西部降水偏少(多),东部降水偏多(少),高原东西部之间降水分布梯度加大(减小),干湿分布(不)明显。在海洋性大陆区域 11 月一次年 1 月对流活动典型偏弱年,云贵高原西侧上空大气中水汽通量有所减弱,而云贵高原南侧及东侧的水汽通量则有显著的加强,云贵高原东、西两侧分别为水汽通量的辐合及辐散区。

与海洋性大陆区域对流活动相联系,存在由海洋性大陆区域至云贵高原显著的异常经圈环流。当海洋性大陆区域对流偏弱时,海洋性大陆区域异常下沉,而云贵高原东南侧异常上升。与云贵高原大地形有关,云贵高原西部存在明显的异常下沉运动,出现低层异常辐散,高层异常辐合,不利于云贵高原西部降水的产生。云贵高原上空的环流异常除了与海洋性大陆区域的辐散/辐合运动造成的涡度源强迫之外,还与来自其南侧对流层上层的波作用量通量有关,波扰动能量向云贵高原及以东地区的频散并辐合有利于对流层上层异常扰动的维持。

需要说明的是,影响云贵高原冬季降水异常的因子,除了海洋性大陆区域向外长波辐射变化,尚可受到其余因子影响。这里仅基于海洋性大陆区域平均的向外长波辐射年际变化,揭示了 11 月一次年 1 月的云贵高原降水异常的变化及其成因。但在其他月份或季节,云贵高原降水异常是否与海洋性大陆区域平均对流活动有关或是否与海洋性大陆区域内部分地区对流活动有关,则仍需进一步研究。

致谢:ERA-interim 再分析资料取自欧洲中期数值预报中心(ECMWF),向外长波辐射资料取自美国国家海洋和大气管理局 NOAA/OAR/ESRL (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>),文中诸图由 GrADS 及 NCL 软件绘制。

参考文献

- 池再香,杜正静,陈忠明等. 2012. 2009—2010 年贵州秋、冬、春季干旱气象要素与环流特征分析. 高原气象, 31(1): 176-184.
- Chi Z X, Du Z J, Chen Z M, et al. 2012. Analyses on meteorological elements and general circulation of drought in Guizhou province in autumn-winter-spring from 2009 to 2010. Plateau

- Meteor, 31(1):176-184 (in Chinese)
- 葛旭阳, 李砚华, 蒋尚城. 2000. 热带对流活动与长江中下游和华北地区夏季旱涝的关系. 南京气象学院学报, 23(3):391-398.
- Ge X Y, Li Y H, Jiang S C. 2000. Relationship between tropical convection and summer rainfall over the mid-lower valleys of the Yangtze and north China. J Nanjing Inst Meteor, 23(3):391-398 (in Chinese)
- 何金海, 朱乾根, Murakami M. 1996. TBB 资料揭示的亚澳季风区季节转换及亚洲夏季风建立的特征. 热带气象学报, 12(1):34-42.
- He J H, Zhu Q G, Murakami M. 1996. TBB data-revealed features of Asian-Australian monsoon seasonal transition and Asia summer monsoon establishment. J Trop Meteor, 12(1):34-42 (in Chinese)
- 黄慧君, 李庆红, 高月忠等. 2011. 云南省 2009/2010 秋冬季罕见干旱诊断分析. 热带地理, 31(1):28-33.
- Huang H J, Li Q H, Gao Y Z, et al. 2011. Diagnosis of the severe drought in autumn/winter 2009-2010 in Yunnan province. Trop Geography, 31(1):28-33 (in Chinese)
- 黄荣辉, 刘永, 王林等. 2012. 2009 年秋至 2010 年春我国西南地区严重干旱的成因分析. 大气科学, 36(3):443-457.
- Huang R H, Liu Y, Wang L, et al. 2012. Analyses of the causes of severe drought occurring in Southwest China from the fall of 2009 to the spring of 2010. Chinese J Atmos Sci, 36(3):443-457 (in Chinese)
- 吕俊梅, 璐建华, 任菊章等. 2012. 热带大气 MJO 活动异常对 2009~2010 年云南极端干旱的影响. 中国科学:地球科学, 42(4):599-613.
- Lü J M, Ju J H, Ren J Z, et al. 2012. The influence of the Madden-Julian oscillation activity anomalies on Yunnan's extreme drought of 2009-2010. Sci China Earth Sci, 55(1):98-112
- 齐冬梅, 李跃清, 李英等. 2010. 夏季青藏高原东部大气热源变化及其对相邻区域气候的影响. 干旱气象, 28(2):113-120.
- Qi D M, Li Y Q, Li Y, et al. 2010. Variation of atmospheric heat source over east of the Tibetan Plateau in summer and its influence on climate of surrounding region. Arid Meteor, 28(2):113-120 (in Chinese)
- 宋大伟, 管兆勇, 唐卫亚. 2011. 夏季海洋性大陆区域 OLR 年际变动与中国长江中上游旱涝的关系. 热带气象学报, 27(4):560-568.
- Song D W, Guan Z Y, Tang W Y. 2011. Variations of OLR in Maritime Continent regions in association with droughts and floods in the upper and middle reaches of Yangtze River of China in boreal summer. J Trop Meteor, 27(4):560-568 (in Chinese)
- 宋洁, 杨辉, 李崇银. 2011. 2009/2010 年冬季云南严重干旱原因的进一步分析. 大气科学, 35(6):1009-1019.
- Song J, Yang H, Li C Y. 2011. A further study of causes of the severe drought in Yunnan province during the 2009/2010 winter. Chinese J Atmos Sci, 35(6):1009-1019 (in Chinese)
- 陶云, 黄玮, 郑建萌等. 2014. 云南冬季降水的演变特征及成因分析. 高原气象, 33(1):130-139.
- Tao Y, Huang W, Zheng J M, et al. 2014. Evolutionary features and its causes of the wintertime precipitation in Yunnan province. Plateau Meteor, 33(1):130-139 (in Chinese)
- 王斌, 李跃清. 2010. 2010 年秋冬季西南地区严重干旱与南支槽关系分析. 高原山地气象研究, 30(4):26-35.
- Wang B, Li Y Q. 2010. Relationship analysis between south branch trough and severe drought of Southwest China during autumn and winter 2009/2010. Plateau Mountain Meteor Res, 30(4):26-35 (in Chinese)
- 张永莉, 范广洲, 周定文等. 2014. 春季南支槽变化特征及其与降水和大气环流的关系. 高原气象, 33(1):97-105.
- Zhang Y L, Fan G Z, Zhou D W, et al. 2014. Variation of springtime southern branch trough and its relationship with precipitation and atmospheric circulation. Plateau Meteor, 33(1):97-105 (in Chinese)
- Chang C P, Wang Z, McBride J, et al. 2005a. Annual cycle of Southeast Asia-Maritime Continent rainfall and the asymmetric monsoon transition. J Climate, 18(2):287-301
- Chang C P, Harr P A, Chen H J. 2005b. Synoptic disturbances over the equatorial South China sea and Western Maritime Continent during boreal winter. Mon Wea Rev, 133(3):489-503
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. Quart J Roy Meteor Soc, 137(656):553-597
- Ding Y H. 1992. Summer monsoon rainfall in China. J Meteor Soc Japan, 70:373-396
- Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. Quart J Roy Meteor Soc, 106(449):447-462
- Hagos S, Zhang C D, Tao W K, et al. 2010. Estimates of tropical diabatic heating profiles: Commonalities and uncertainties. J Climate, 23(3):542-558
- He J H, Wen M, Wang L J, et al. 2006. Characteristics of the onset of the Asian summer monsoon and the importance of Asian-Australian "land bridge". Adv Atmos Sci, 23(6):951-963
- Lau K M, Chan P H. 1983. Short-term climate variability and atmospheric teleconnections from satellite-observed outgoing longwave radiation. Part II: Lagged correlations. J Atmos Sci, 40(12):2751-2767
- Lau K M, Yang S. 1997. Climatology and interannual variability of the Southeast Asian summer monsoon. Adv Atmos Sci, 14(2):141-162
- Li Q, Zhang R H. 2012. Seasonal variation of climatological bypassing flows around the Tibetan Plateau. Adv Atmos Sci, 29(5):1100-1110
- Liebmann B, Smith C A. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. Bull Amer Meteor Soc, 77(6):1275-1277
- Matsumoto J, Murakami T. 2000. Annual changes of tropical convective activities as revealed from equatorial symmetric OLR data. J Meteor Soc Japan, 78:543-561

- Matsumoto J, Murakami T. 2002. Seasonal migration of monsoons between the Northern and Southern Hemisphere as revealed from equatorially symmetric and asymmetric OLR data. *J Meteor Soc Japan*, 80(3):419-437
- McBride J L, Nicholls N. 1983. Seasonal relationships between Australian rainfall and the Southern Oscillation. *Mon Wea Rev*, 111(10):1998-2004
- McBride J L. 1998. Indonesia, Papua New Guinea, and tropical Australia: The southern hemisphere monsoon, in meteorology of the Southern Hemisphere. *Amer Meteor Soc*, 27:89-100
- McBride J L, Haylock M R, Nicholls N. 2003. Relationships between the Maritime Continent heat source and the El Niño-Southern Oscillation phenomenon. *J Climate*, 16(17):2905-2914
- Meehl G A. 1987. The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian ocean regions. *Mon Wea Rev*, 115(1):27-50
- Neale R, Slingo J. 2003. The Maritime Continent and its role in the global climate: A GCM study. *J Climate*, 16(5):834-848
- Qian J H. 2008. Why precipitation is mostly concentrated over islands in the Maritime Continent. *J Atmos Sci*, 65(4):1428-1441
- Qian W H, Lee D K. 2000. Seasonal march of Asian summer monsoon. *Int J Climate*, 20(11):1371-1386
- Ramage C S. 1968. Role of a tropical "Maritime Continent" in the atmospheric circulation. *Mon Wea Rev*, 96(6):365-370
- Rodwell M J, Hoskins B J. 1996. Monsoons and the dynamics of deserts. *Quart J Roy Meteor Soc*, 122(534):1385-1404
- Sardeshmukh P D, Hoskins B J. 1988. The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. *J Atmos Sci*, 45(7):1228-1251
- Schneider U, Becker A, Finger P, et al. 2011. GPCP full data reanalysis version 6.0 at 1.0°: Monthly land-surface precipitation from rain-gauges built on GTS-based and historic data. doi: 10.5676/DWD_GPCC/FD_M_V6_100
- Takaya K, Nakamura H. 1997. A formulation of a wave-activity flux for stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow. *Geophys Res Lett*, 24(23):2985-2988
- Takaya K, Nakamura H. 2001. A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J Atmos Sci*, 58(6):608-627
- Tao S Y, Chen L X. 1988. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China//Tao S Y. *Monsoon Meteorology*. Oxford: Oxford University Press, 60-92
- Wang B, Lin H. 2002. Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. *J Climate*, 15(4):386-398
- Wang B, Lin H, Zhang Y S, et al. 2004. Definition of South China sea monsoon onset and commencement of the East Asia summer monsoon. *J Climate*, 17(4):699-710
- Wang B, Ding Q H. 2008. Global monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics. *Dyn Atmos Oceans*, 44(3-4):165-183
- Yanai M, Li C F, Song Z S. 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. *J Meteor Soc Japan*, 70(1B):319-351
- Zhou T. 2003. Comparison of the global air-sea freshwater exchange evaluated from independent datasets. *Prog Nat Sci*, 13(8):626-631