

青藏高原多种对流层顶的时空分布特征对比分析

梁嘉颖, 陈权亮

(成都信息工程大学大气科学学院 高原大气与环境四川省重点实验室, 四川 成都 610225)

摘要:为研究青藏高原上空多种对流层顶的时空变化特征,基于2008–2016年COSMIC掩星数据及ERA-Interim再分析资料,根据WMO的定义得到第一对流层顶(the first lapse-rate tropopause, LRT1)、第二对流层顶(the second lapse-rate tropopause, LRT2)与温度最低点对流层顶(cold point tropopause, CPT),因LRT1夏季出现频率低于5%,仅讨论LRT2与CPT的空间分布特征及其与温度场的联系,并分析3种对流层顶的时间变化特征。结果表明,7–9月LRT2在LRT对流层顶中占比90%以上;LRT1、LRT2与CPT高度在年内分别表现出双峰型、单峰型及单峰单谷型的特点;LRT1对流层顶在春秋季节较高,夏季最低;LRT2对流层顶夏季高度最高,空间上纬向分布型特征明显;CPT对流层顶则在春冬季较高;且LRT2高度与对流层上层温度呈正相关,CPT高度与100 hPa温度为正相关,这与两种对流层顶的成因不同有关。

关键词:青藏高原;对流层顶;时空分布;气候学;气候变化

中图分类号: P465

文献标志码: A

doi: 10.16836/j.cnki.jcuit.2020.01.010

0 引言

对流层是大气层中与人类活动联系最紧密的一个气层,而对流层顶作为对流层与平流层之间的交界地带,在影响气候变化和人类生产活动中也起到非常关键的作用。在对流层–平流层交换(STE)研究中,对流层顶则是绝不可忽视的关键一环,对流层中的物质与能量要到达平流层,必须冲破对流层顶这一最大阻碍^[1–2]。因此,若要更好地解释上下层大气耦合的过程,首先要全方位地了解对流层顶是如何演变的^[3]。

过去已利用无线探空资料和再分析数据围绕对流层顶做了大量研究,W J Randel等^[4]利用无线电探空数据及NCEP再分析资料对全球对流层顶进行研究,并分析了热带对流层顶的年际变率,比较两种资料分析对流层顶存在的差异,结果表明在1979–1997年NCEP再分析资料得到的对流层顶温度与气压都偏高,但此类偏差在时间上是大致恒定的;BD Santer等^[5]根据两种再分析数据研究了过去40年来全球对流层顶高度为何会增加,结果表明其增加的主要原因在于人为因素而非自然因素;BA Ridley等^[6]则分析了在对流层顶折叠事件中,几种大气成分的相关性变化,研究表明当对流层顶发生折叠时,CO和O₃间的关系为强负相关;LW Uccellini等^[7]根据1979年2月18–19日的常规无线电探空仪数据,根据气旋的发展给出对流层顶折叠发生的证据,并

用欧拉方程和拉格朗日方程建立对流层顶折卷与极地急流及气旋之间的联系;J Thuburn等^[8]通过物理模型和GCM实验分析了热红外辐射对对流层顶高度的影响,并得到了有关辐射的最小定量模型。中国也有许多学者先后对对流层顶进行了探究,王庚辰等^[9]使用2001–2003年的大气探空资料,分析北京地区对流层顶高度的演变特征及其与大气臭氧含量变化的关系,结果表明当第一对流层顶消失时会伴随着下平流层中的臭氧含量减少,但上对流层中的臭氧含量则会升高;吴润等^[10]说明了1948–2004年对流层顶高度的变化特征,还指出东亚区域对流层顶高度呈现波动上升趋势;辛玉姣等^[11]为探究热带对流层顶的结构特征和变化趋势使用再分析数据并结合模式模拟资料,研究提出热带对流层顶未来的变化趋势将是增暖并升高且对流层顶的厚度则会减小。

青藏高原地处副热带至中纬度地区,其主体平均海拔在4000 m以上,作为影响东亚甚至是北半球气候变化的重要启动区域^[12–13],其特殊的动力和热力效应还对全球的气候演变有着不可忽视的作用^[14–16]。因此许多学者也针对高原气候开展了各项工作,李林等^[17]利用高原上66个气象站1961–2007年的气温及降水量等数据,分析了高原不同区域气候变化的差异,指出高原气候呈增暖的趋势;杨双艳等^[18]根据青藏高原地区探空站1979–2008年的温度与气压资料讨论对流层顶高度是如何演变的,并指出对流层顶高度与大气中的臭氧含量存在反相关的关系;夏昕等^[19]则利

用了多套再分析资料,对比分析高原及周边区域对流层顶的分布和演变特征以及热力成因,结果证实夏季青藏高原上空发展起来的巨大热源是主导了对流层顶的演变过程。张致爽等^[20]利用1980–2010年期间的再分析资料分析青藏高原区域对流层顶的时空演变特征以及主要变化周期,结论指出高原区域对流层顶存在两种变化周期分别为3a及11a。

但由于自然因素及其他客观条件的制约,使用无线电探空等传统手段获取青藏高原的温、压、湿等气象要素时存在数据缺测等问题,以至于高原上部分区域缺少足够的有效数据用于研究。而利用GPS(Global Positioning System)掩星探测技术获取青藏高原的气象要素信息则能避免这一情况,它通过在低轨卫星(low earth orbit,LEO)上搭载的GNSS卫星的掩星信号接收机收集由大气变化引起的无线电波信号相位变更信息,并使用相应的反演算法得到从地表至60 km垂直分辨率为100 m的气压、温度、大气折射率等参数廓线,这样的廓线每天可获得大约2000条,并且不受天气、地理条件的限制^[21–23],与再分析数据相比掩星资料更适合用于研究中层大气的结构与变化。Randel等^[24]曾利用GPS资料研究热带区域上对流层和下平流层的温度层结以及演变特征;徐晓华等^[25]则使用掩星弯曲角数据分析对流层顶高度、气压及温度在中国地区上空的变化特征,结果表明对流层顶高度及气压具有较为显著的季节性变化特征;王鑫等^[26]在讨论青藏高原地区的对流层顶有何变化特征时也使用了CHAMP与SAC-C掩星数据进行验证,结果证明由掩星资料所获得的高原上空温度廓线是较为准确及可信的。

1 资料和方法

图1给出了中国区域青藏高原地区站点分布图,图1(a)代表高原地区探空站的分布,图1(b)表示2008年1月COSMIC(constellation observing system for meteorology, ionosphere and climate)掩星任务中发生的掩星事件在青藏高原地区的分布。通过比较可以发现青藏高原地区的探空站站点稀疏并分布不均,主要集中在高原地区的中东部;而COSMIC掩星事件的发生地点具有随机性,观测累积时长为一个月的掩星数据可以很好地覆盖高原上大部分区域,在空间分辨率上要优于传统探空资料。

图2给出了2008年1月20日拉萨站上空的温度垂直廓线,分别由COSMIC掩星数据、FNL(final operational

global analysis)客观分析资料以及美国怀俄明大学提供的探空资料得出。与FNL资料和探空资料相比,掩星数据拥有更高的垂直分辨率,其分辨率可达100 m。

因此将使用COSMIC数据分析与处理中心(the COSMIC data analysis and archive center,CDAAC)提供的2008年1月1日–2016年12月31日青藏高原地区(73°E~105°E,25°N~40°N)上空level 2级的FORMOSAT-3/COSMIC数据以便于更加直观地研究高原地区对流层顶的时间变化趋势与空间分布特征。另外还使用水平分辨率为 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ 共37层的ERA-Interim再分析资料用于研究对流层顶与各层温度是如何相关的。

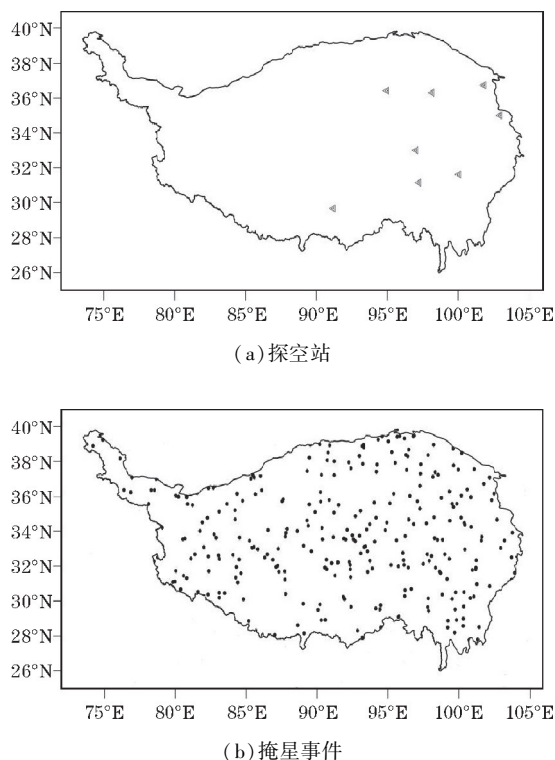


图1 青藏高原地区探空站点与掩星事件分布图

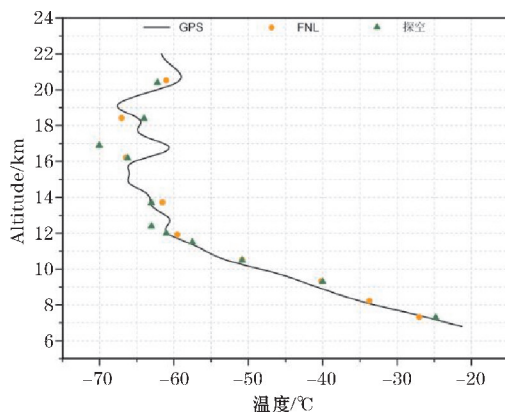


图2 2008年1月20日拉萨站上空的温度垂直廓线

由温度垂直递减率判断的对流层顶也叫做 LRT (lapse rate tropopause)。依据 1957 年 WMO 组织给出的判别标准,在 500 hPa 等压面以上,温度直减率的变化在 $2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 及以下并在此位置上 2 km 以内的温度直减率平均值也小于等于 $2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$,可判断该层次是第一对流层顶 (LRT1) 或称极地对流层顶。在 LRT1 对流层顶上方若出现任何一个高度与该位置上 1 km 之内的温度直减率均值大于 $3\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$,可依照 LRT1 的判定标准再确定出一个第二对流层顶 (LRT2),也称之为热带对流层顶。LRT1 与 LRT2 对流层顶的分界线通常划定在 150 hPa。文中讨论的第三种对流层顶,为 CPT (cold point tropopause),也称之为温度最低点对流层顶,主要是依据温度垂直廓线上最冷点气温所处位置的层结高度来确定。分别对这三种对流层顶的出现频率、时空分布特征及与各层温度之间的关系进行分析。

2 青藏高原区域对流层顶的时空分布特征

2.1 LRT 对流层顶的频率分布

CPT 对流层顶全年都稳定地盘踞于青藏高原的上空,但两类 LRT 对流层顶并不总是同时存在的,为了比较 LRT1 对流层顶及 LRT2 对流层顶出现的频次,分别将 2008–2016 年 LRT1 与 LRT2 每个月出现的次数进行计数,若某一时刻两类对流层顶同时存在便分别累加一次,最终按月使 LRT1 与 LRT2 分别存在的次数与对应时段 LRT1、LRT2 总数的相除即为两种 LRT 对流层顶在各个月份出现的一般频率。

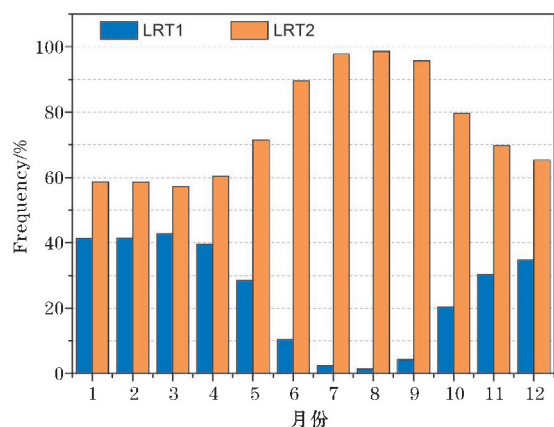


图 3 2008–2016 年两类 LRT 对流层顶各月出现频率分布

图 3 为 2008–2016 年 LRT1 与 LRT2 对流层顶在不同月份出现频率的概况。由图可见,在这 9 年中

LRT2 全年存在的频次都要高于 LRT1,5–11 月 LRT2 在 LRT 对流层顶中的占比均在 70% 以上,频率最高在 8 月,达到 98.58%;而 LRT1 频率全年都不超过 40%,在 7–9 月 LRT1 出现的频率甚至低于 5%,频率最高为 42.73% 出现在 3 月,频率最低在 8 月,仅有 1.42%。这表明在高原上空 LRT2 是一直存在的,且占据了 LRT 总数 50% 以上的比例,而入夏以后 LRT1 对流层顶便几乎不存在于高原上空,因而 LRT2 在两种 LRT 对流层顶中处于首要地位,尤其是在夏秋两季 LRT2 有着绝对优势。

2.2 多种对流层顶的空间分布特征

为了解青藏高原地区对流层顶各个参数是如何随着季节更替而变化的,依照季节分别统计了 2008–2016 年高原地区所有掩星数据而后得到空间分布图。由于高原上 LRT1 对流层顶在夏季出现频率过低,空间样本数量过少,因此此处只讨论 LRT2 对流层顶与 CPT 对流层顶的空间分布特征。

由图 4(a)~(d) 依序表示春季到冬季高原地区 LRT2 对流层顶高度在空间变化的情况。比较可知, LRT2 对流层顶高度先增后减再增加的发展趋势与四季的更替能够相对应,其高度还表现出明显的纬向分布型以及由低纬度向纬度较高的区域递减的特征;夏季 LRT2 对流层顶有着全年最高高度,且高度梯度变化较小,高原大部分区域 LRT2 高度均超过 16.6 km,而西南侧及南侧地区的对流层顶抬升最高,基本在 17.5 km 以上;而春、秋、冬 3 季 LRT2 高度的梯度变化则相对较大,入冬后 LRT2 高度降为全年最低,且低于 14.4 km 的区域主要集中在高原北部地区。

图 4(e)~(h) 则为 CPT 对流层顶高度在高原区域的四季空间分布概况,可知 CPT 对流层顶高度在空间上的季节性变化特征与 LRT2 有明显不同。整体来看, CPT 高度从南向北递减;在春冬两季, CPT 对流层顶有相对较高的位势高度,并显现出纬向波动带状分布的特征,春季 CPT 高值区出现在高原西北侧区域,而在冬季高原东北区域亦有一个明显高值区, CPT 高度最高可达 19 km 以上;在夏秋两季, CPT 则降至较低的位置,夏季 CPT 高度从西北至东南方逐渐降低,高原大部分地区都在 17.6~17.8 km;秋季高原区域 CPT 高度为全年最低,最低值低于 17.2 km 属于高原的东部地区。

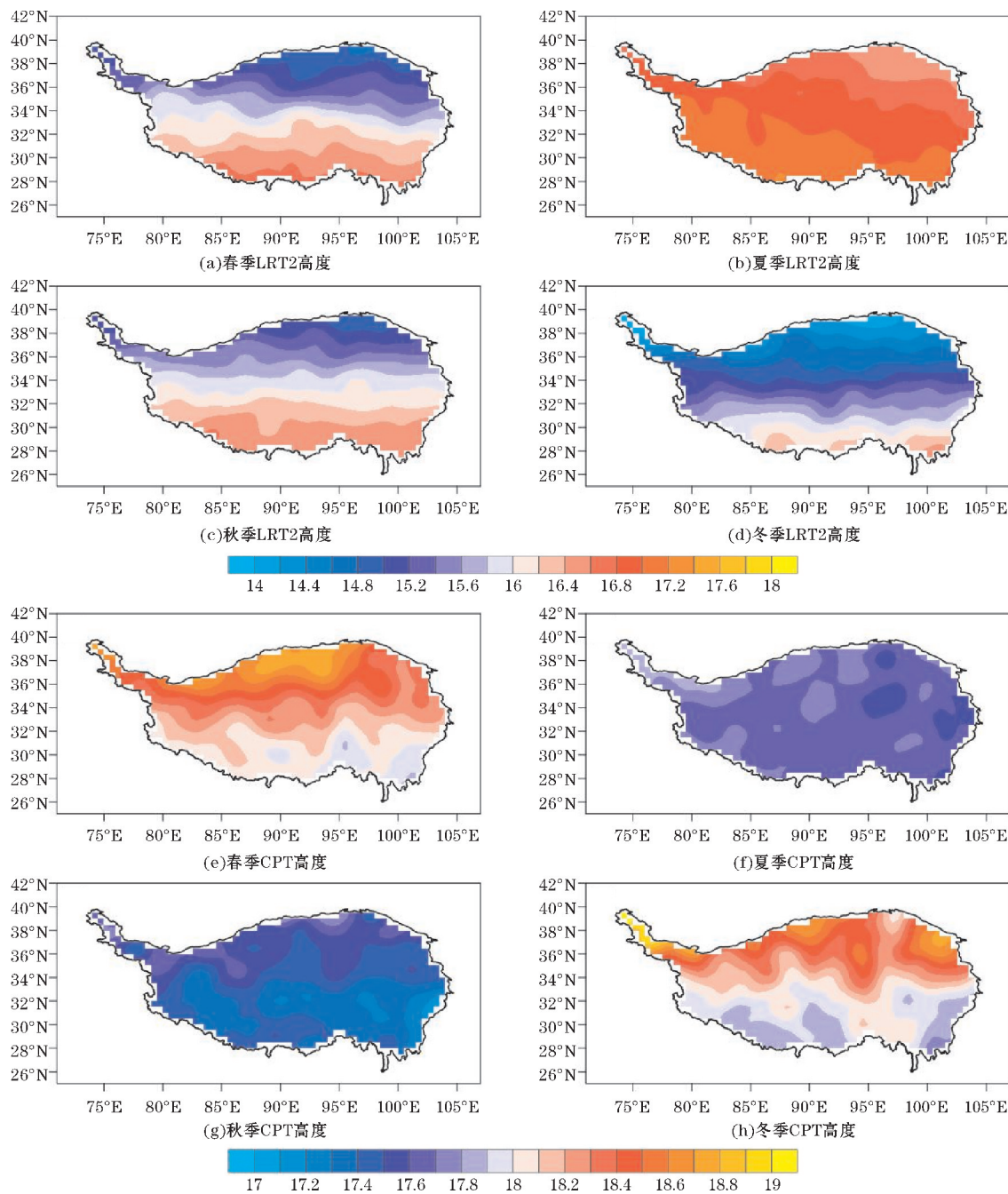


图 4 高原区域 LRT2 与 CPT 对流层顶高度的季节性空间分布

图 5(a) ~ (d) 展示出 4 个季节高原上空 LRT2 对流层顶温度随经纬度的分布, 春秋季高原 LRT2 对流层顶温度在空间上具有较为相似的结构; 而在夏季 LRT2 温度与其他季节相比都大幅降低, 最低温在 -80°C 以下, 并显现出较小的梯度变化; 冬季 LRT2 温度在全年中属于较高温的范畴, 高原北部地区的最高温基本达到 -60°C 以上。由图 5(e) ~ (h) CPT 对流层顶温度在高原上的四季区域分布情况, CPT 对流层顶温度与 LRT2 对流层顶温度在四季空间分布上具有相似性, 均呈纬向带状分布且由南向北温度递增。在夏季, CPT 对流层顶温度最低, 温度梯度与其他季节相比变化较小, 高原大部分地区集中在 $-80^{\circ}\text{C} \sim -70^{\circ}\text{C}$; 在

冬季, 高原北部区域可达 -65°C 以上, 是为四季中最高的 CPT 温度。

由图 6(a) ~ (d) 展示了 2008–2016 年不同季节 LRT2 对流层顶气压在高原区域的变化概况可知, 夏季高原范围内 LRT2 气压基本在 104 hPa 以下, 高原西南侧有最低的气压值; 而冬季 LRT2 气压在高原北部为最大值可达 140 hPa 以上, 为全年最高; 在春秋两季节里, LRT2 气压有相似的空间分布特征, 在 $31^{\circ}\text{N} \sim 36^{\circ}\text{N}$ 气压梯度最大。

由图 6(e) ~ (h) 则为 CPT 对流层顶气压在高原范围内的季节分布可以看出, 在春冬两季, CPT 对流层顶气压相比其他两季来说数值较低, 在 $32^{\circ}\text{N} \sim 36^{\circ}\text{N}$ 对流

层顶气压由南向北急剧降低,高原北部地区气压低于 70 hPa;而在夏秋两季,对流层顶梯度变化较春秋两季

要小,高原大部分地区气压在 84 hPa 以上。总体来说, CPT 对流层顶气压与 LRT2 相比要低 14 ~ 50 hPa。

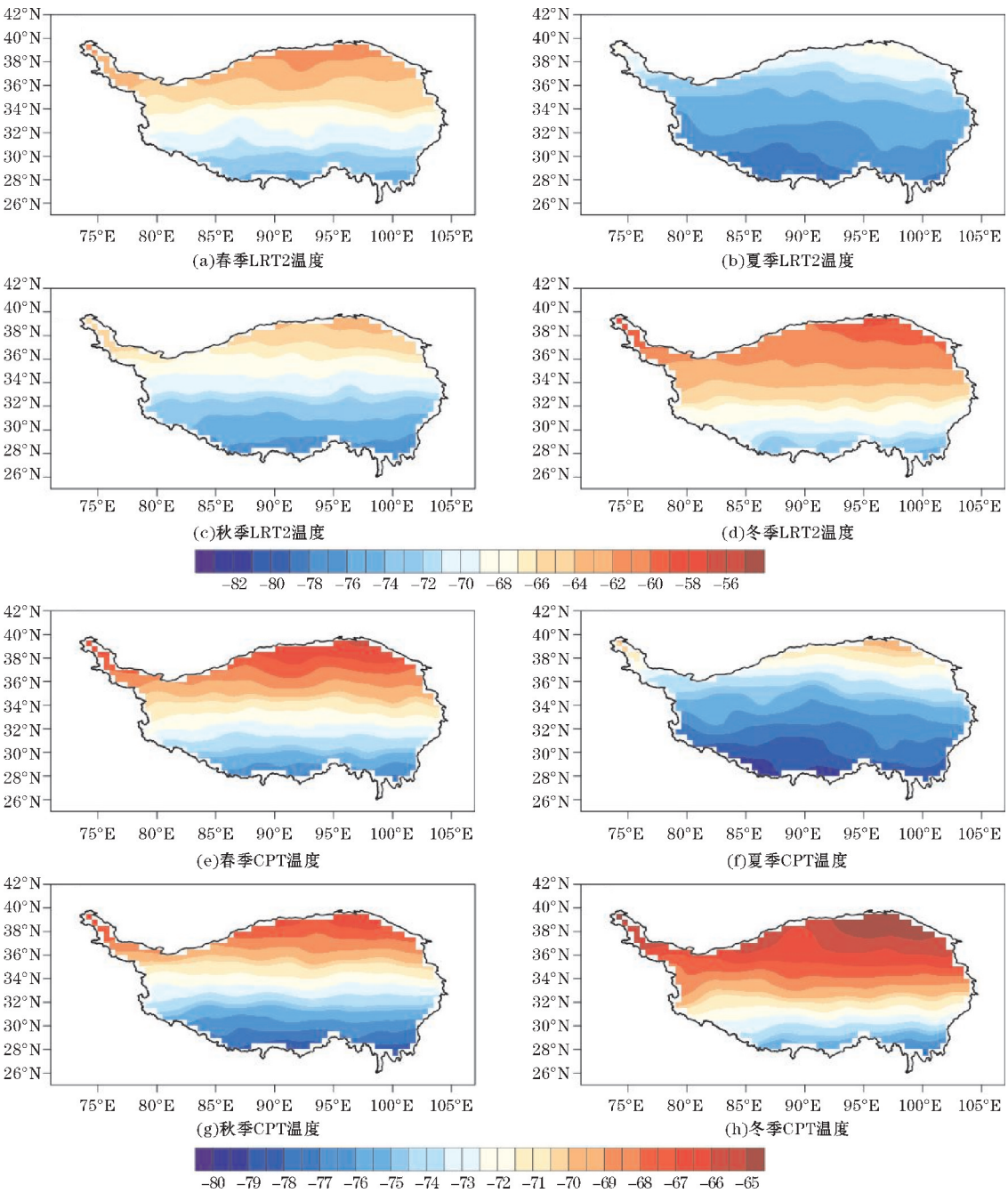


图 5 高原区域 LRT2 与 CPT 对流层顶温度的季节性空间分布

2.3 多种对流层顶的时间变化特征

在分析高原对流层顶要素的时间变化特征时,先对 2008~2016 年两类 LRT 与 CPT 高度进行算术平均,最后得到高原上 9 年平均的 LRT 及 CPT 高度的逐月变化情况。图 7 为高原上空 LRT1、LRT2 与 CPT 的 9 年平均 1~12 月高度分布图。图 7 中蓝色柱状代表 LRT1,可见高原 LRT1 年平均高度在 9 ~ 12 km,9 年平均值为 10.81 km,3~5 月及 9~12 月 LRT1 平均高度基本在 11 km 以上,5 月有全年最高平均高度 11.67 km;LRT1 在 7~8 月平均高度最

低,8 月平均高度仅有 9.05 km;纵观全年,LRT1 年变化幅度超过 2.6 km。总体来看 LRT1 的逐月变化体现出双峰型分布的特征,具体表现在春秋高而夏季最低。高原 LRT2 平均高度的年变化与 LRT1 有着明显区别。高原 LRT2 全年处于 15 ~ 17.5 km,年平均高度达 16.07 km,5~9 月平均高度都在 16.5 km 以上,最高出现在 6 月,为 17.03 km;1 月有 15.31 km 的最低平均高度;LRT2 年变化幅度为 1.72 km,在晚春和初夏为 LRT2 的峰值,而冬季则为低谷值,其年变化表现出的单峰型特征在图上一目了然。高原上 CPT 的年变化与两类 LRT 都不相同。高原

CPT 全年平均高度变化范围在17.25 ~ 18.5 km,1-5 月及 12 月平均高度都超过了18 km,最大高度18.27 km出现在 3 月;而 7-11 月高度较低,最低高度17.3 km出现在 9 月,

年变化幅度仅有0.97 km;简而言之,CPT 在春冬两季为峰值,在夏秋两季为低值,年变化曲线有着明显的单峰单谷型分布特征。

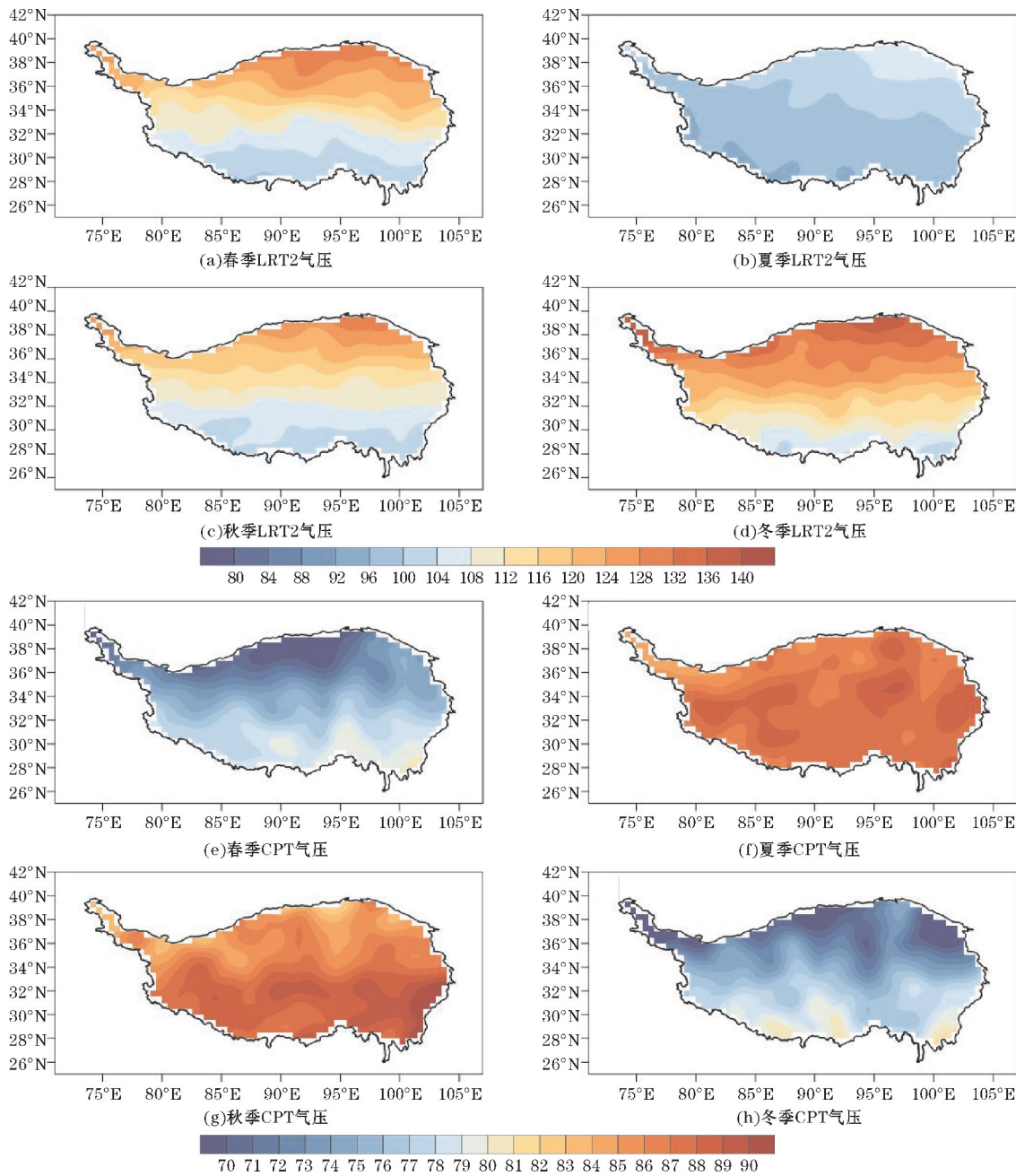


图 6 高原区域 LRT2 与 CPT 对流层顶气压的季节性空间分布

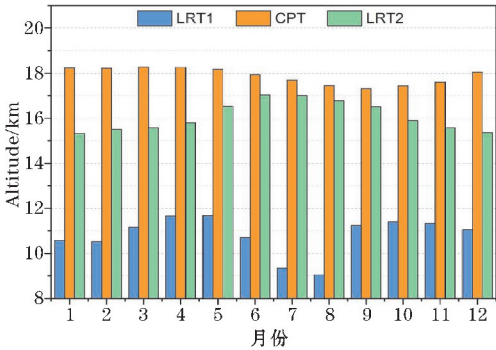


图 7 高原上空对流层顶高度的逐月分布

图 8 (a), (b) 分别表示 2008-2016 年 LRT1 和 LRT2 不同季节的年际变化曲线。由图可见,LRT1 在夏季的平均高度最低,而春秋两季的平均值较高,LRT1 各季节年变化幅度都较大;LRT2 的平均高度则表现出明显的夏季偏高,冬季偏低的特征,且夏季的年变化幅度最小,春秋冬 3 季的年变化幅度较大。图 8 (c)为 CPT 四季的年际变化曲线。由图可见,CPT 在春冬两季的平均高度较高,而在秋季的平均高度则较低,CPT 各季节的年变化幅度都较大。

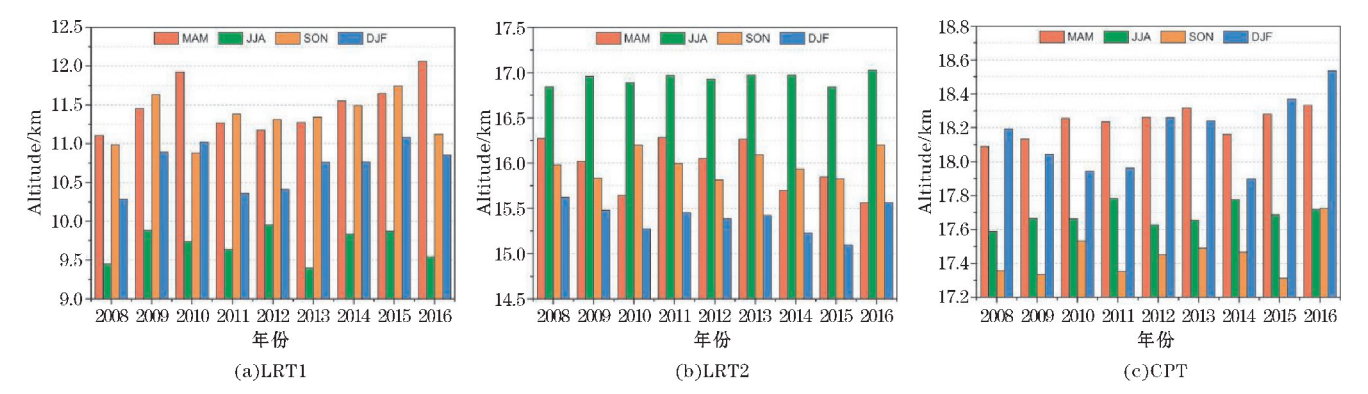


图8 高原上空对流层顶高度四季的年变化曲线

再看高原上空 3 种对流层顶高度(图 9a)与温度(图 9b)的月平均变化。从图 9(a)中可以看出 3 种对流层顶在高度上有较大的跨度,且 LRT2 与 CPT 月平均曲线随着季节更替而变化的趋势更为显著,LRT2 与 CPT 每年都呈单峰型分布特征,LRT1 则表现出双峰型分布特征,这与之前的结论是一致的;除此之外,从图中还可看出 LRT2 高度的最低值大约在 2010 年冬季,CPT 高度最低值大约在 2008 年的夏季,而 LRT1 在 2008 年、2010 年、2011 年、2013 年与 2016 年的夏季平均高度都不足 8 km,最低值出现在 2016 年的夏季。从图 9(b)可以看出 3 类对流层顶的逐月温度曲线都随

季节发展而有显著变化,且一般对流层顶温度升高时往往伴随着对流层顶高度的下降;CPT 与 LRT2 温度的月平均变化有较好的一致性,在年内变化中出现几个最高值,可以看到每年 11 月至次年 4 月 CPT 与 LRT2 温度的高值区,而 6-8 月对流层顶温度较低;相比之下,LRT1 温度是 3 类对流层顶中数值最高的,且每年都有一个明显的峰值,LRT1 温度最高的月份集中在 7、8 月,而在其他月份时 LRT1 温度都相对较低,因此虽然 LRT1 在夏季高原上很少出现,但由于该时令高原地表和大气加热作用非常强,LRT1 的增温情况表现得非常明显。

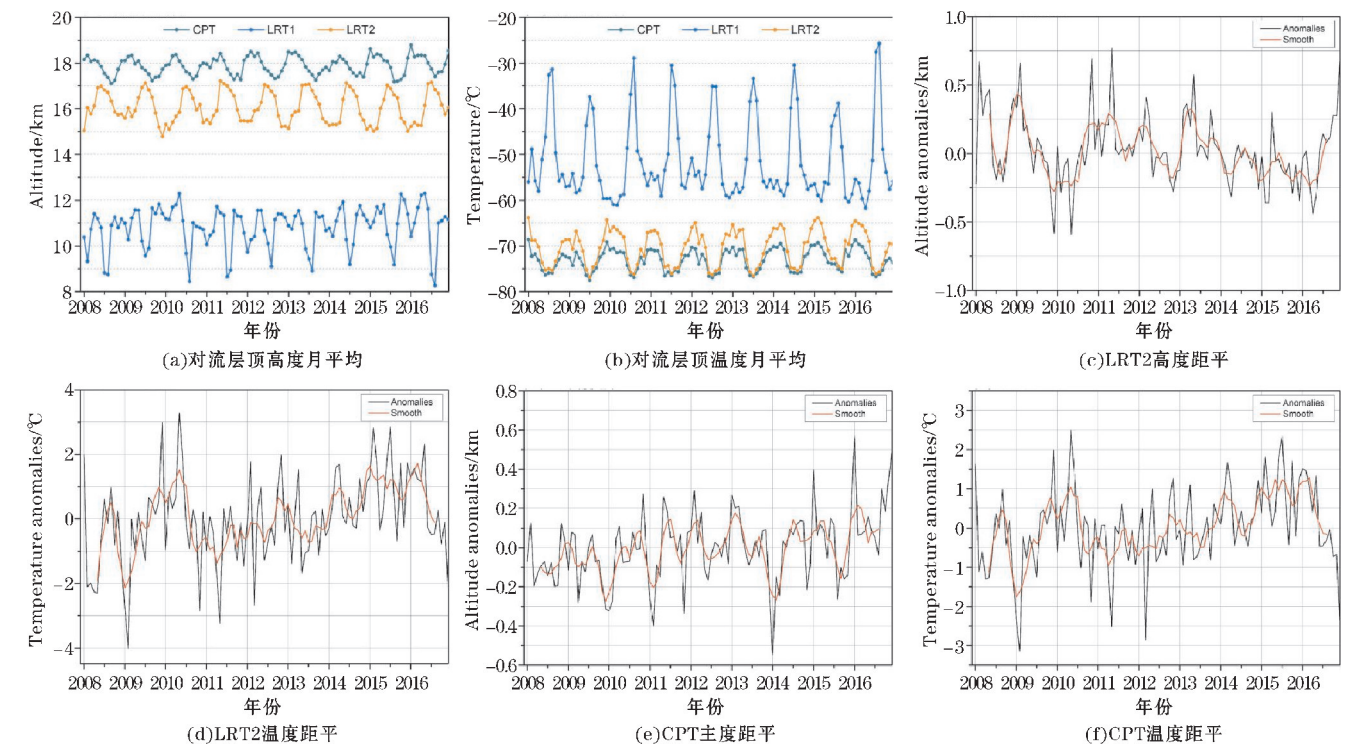


图9 高原区域对流层顶高度与温度的逐年月平均变化

图 9(c)、(d)分别是的 LRT2 月平均高度及温度的距平变化曲线,为更直观地看出这 9 年中 LRT2 参数是如何变化的,对数据进行去除季节性特征的处理。

由图 9(c)可以得出,2009 年 12 月-2010 年 2 月 LRT2 高度处于 9 年中高度最低的时段,而根据 NASA 在其网站 Earth Observatory 板块上公布的 Terra 卫星观测

数据也显示出北半球 2009–2010 年冬季与此前十年的冬季相比异常寒冷,中国大部分地区出现气候变化异常,尤其是青藏高原地区地表温度远低于 2000–2008 年同期月平均温度,表明高原地区 LRT2 温度的降低可能与地表温度降低及气候异常有关。从图 9 (d) 可以看出, LRT2 温度在 2009 年初与其他年份同期温度相比都要低,而后从 2009 年夏季开始 LRT2 对流层顶逐渐升温,在 2009 年冬季与 2010 年春季都明显高于同时段平均 LRT2 温度,自 2010 年 6 月开始 LRT2 温度下降至研究时段同期平均值之下,在 2012–2015 年 LRT2 对流层顶温度从负距平向正距平转变且正距平趋势逐月升高,2015 年 7 月后正距平趋势则逐月下降。

图 9(e)、(f) 代表 CPT 对流层顶高度及温度的逐月距平分布曲线,同样剔除了季节性变化的影响。从图 9(e) 可以看出 2008–2009 年 CPT 高度在 9 年的相同时段中要低于平均值,负距平有随着时间缓慢增加的变化趋势直到 2010 年,从 2010–2014 年负距平经历了先降低而后升高的变化,在 2014 年 1 月对流层顶高度明显低于同期平均值,而后至 2016 年距平变化较大且正距平趋势逐渐上升。由图 9(f) 可见, CPT 温度的距平变化与 LRT2 温度逐月变化曲线相似,总体来看, CPT 温度首先经历了从负距平向正距平的转变,最后又呈显出负距平逐月上升的趋势。

2.4 对流层顶高度与温度场的相关关系

如上对于逐月变化曲线分析中,已了解当对流层

顶所处位置的温度较低时,对应的位置高度则往往比较高,可以认为对流层顶高度与该层温度存在一种关系,主要体现在变化趋势大致是相反的。但单一层次温度的升高或降低并非造成对流层顶高度发生改变的唯—要素,地表和整层大气的加热作用也十分重要。

图 10 为 2008–2016 年青藏高原区域 LRT2 高度与 300 ~ 100 hPa 各层平均温度的相关分布场,其中被散点状图案填充的部分是通过显著性水平 0.01 检验的区域,可见, 300 hPa 及 200 hPa 的温度与 LRT2 高度存在极为明显的正相关关系。这说明对流层中高层大气的加热作用有利于 LRT2 高度的抬升,高原中部的相关系数 0.6 ~ 0.8,高原北部的相关性则不强;而在平流层低部 100 hPa 上, LRT2 高度与该层平均温度的关系则转变为了负相关,负相关在高原南部最明显,有着 -0.85 的相关系数。

图 11 为 2008–2016 年青藏高原地区 CPT 高度与各层温度的空间相关分布情况,图中填充散点的部分表示在 0.05 显著性水平下检验达标的区域。与 LRT2 不同的是, 300 hPa 及 200 hPa 上的大气温度与 CPT 高度表现出负相关关系,尤其是在 300 hPa 高原 33 °N 以南的地区,存在较强的负相关关系,最大相关系数超过了 -0.6, 200 hPa 上的负相关与 300 hPa 相比较弱,负相关突出的地区主要集中在高原上 92 °E ~ 99 °E 南侧和北侧;而 CPT 高度与 100 hPa 平流层低部的温度则存在着正相关关系,相关系数最大可达 0.65。

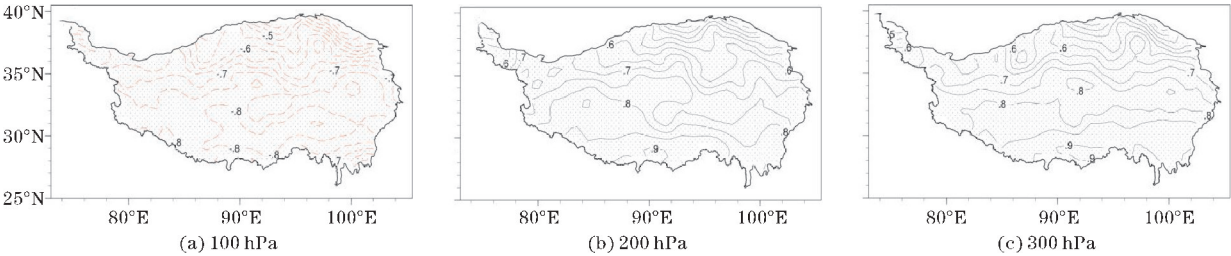


图 10 高原区域 LRT2 对流层顶高度与温度场的相关系数分布(阴影部分为通过 0.01 显著性检验的区域)

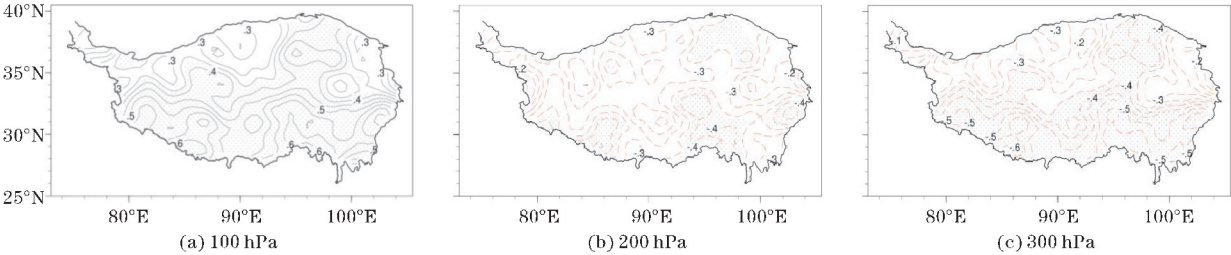


图 11 高原区域 CPT 对流层顶高度与温度场的相关系数分布(阴影部分为通过 0.05 显著性检验的区域)

由此可见, LRT2 高度及 CPT 高度和各层大气温度之间有着截然不同的关系,当对流层中上部温度升

高时会有利于 LRT2 高度的抬升,而 CPT 高度的增加则与平流层下部 100 hPa 温度的升高联系在一起。并

且对流层顶各项要素的变化还要考虑地表升温加热、大气层中热量与动量的传播及地形地貌对流体的强迫作用等因素的影响,不尽相同的物理机制造就了LRT2与CPT对流层顶,LRT2高度主要受对流层中上部及地面感热的影响,而CPT对流层顶的变化则更多属于平流层辐射加热的结果。

3 结论

利用2008–2016年高分辨率的COSMIC掩星数据及ERA-Interim再分析资料以青藏高原区域多种对流层顶为研究对象,主要分析了其时空分布一演变特征,并分析了LRT2和CPT高度与温度的相关情况,得到以下结论。

(1)在空间分布上,LRT2高度与CPT高度均由南向北递减,且LRT2在夏季高原东北部高度最高的同时温度也处于低值区,冬季高原南部LRT2高度降至最低值而温度升至最高;CPT高度则表现春冬两季高原北部地区高度最高,秋季高原中部及南部地区高度最低的分布规律,LRT2高度与气压表现出的纬向分布型特征要比CPT更为明显。

(2)通过统计LRT出现的相对频率及LRT和CPT算术平均等结果,证实在两种LRT中,LRT2对流层顶在高原上(尤其是夏季)有主导优势;LRT1对流层顶年变化为春秋季节较高而夏季偏低,呈双峰型分布;LRT2高度在夏季最高,春冬季则下降,呈单峰型分布;CPT高度在春冬季上升,而在夏秋季下降,呈单峰单谷型分布。

(3)对流层与平流层中不同层次温度的升高或是下降对高原上LRT2与CPT高度的影响也有所不同。当对流层中上部存在增温趋势时,LRT2高度也随之增高,而CPT高度随之降低;而当平流层下部温度变化表现为上升时,LRT2高度表现下降的趋势,但CPT高度会随之增加。

青藏高原上不同对流层顶的成因与变化机制是非常复杂的,对流层顶的时空分布特征是热力与动力的共同结果,本文只简单讨论了一下热力成因中对流层顶与不同层次温度的影响关系,下一步应结合多种资料深入探讨高原对流层顶形成与变化的物理机制。

参考文献:

- [1] Holton J R, Haynes P H, McIntyre M E, et al. Stratosphere-Troposphere Exchange[J]. *Reviews of Geophysics*, 1995, 33(4): 403–440.
- [2] Shepherd T G. The middle atmosphere[J]. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2000, 62(17–18): 1587–1601.
- [3] Thuburn J, Craig G C. On the temperature structure of the tropical stratosphere[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2002, 107(D2): 4017–4026.
- [4] Randel W J, Wu F, Gaffen D J. Interannual variability of the tropical tropopause derived from radio-sonde data and NCEP reanalyzes[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2000, 105(D12): 15509–15523.
- [5] BDSanter, MF Wehner, TM Wigley, et al. Contributions of Anthropogenic and Natural Forcing to Recent Tropopause Height Changes[J]. *Science*, 2003, 301(5632): 479–483.
- [6] Ridley B A, Anne C M, Gregory G L, et al. NO and NO₂ in the troposphere: Technique and measurements in regions of a folded tropopause[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1988, 93(D12): 15813–15830.
- [7] Uccellini L W, Keyser D, Brill K F, et al. The Presidents' Day Cyclone of 18–19 February 1979: Influence of Upstream Trough Amplification and Associated Tropopause Folding on Rapid Cyclogenesis[J]. *Monthly Weather Review*, 2009, 113(6): 962–988.
- [8] Thuburn J, Craig G C. Stratospheric Influence on Tropopause Height: The Radiative Constraint[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1998, 57(1): 17–28.
- [9] 王庚辰, 孔琴心, 陈洪滨. 北京地区对流层顶变化及其对上对流层/下平流层区域臭氧变化的影响[J]. *大气科学*, 2006, 30(4): 587–595.
- [10] 吴润, 杨茜, 符淙斌, 等. 全球变暖背景下东亚对流层顶高度演变特征的研究[J]. *热带气象学报*, 2007, 23(6): 595–600.
- [11] 辛玉姣, 田文寿. 热带对流层顶层结构的变化特征和趋势[J]. *气候与环境研究*, 2011, 16(3): 378–388.
- [12] 冯松, 汤懋苍, 王冬梅. 青藏高原是我国气候变化启动区的新证据[J]. *科学通报*, 1998, 43(6): 633–636.
- [13] Liu Xiaodong, Chen Baode. Climatic warming in the Tibetan plateau during recent decades[J]. *International Journal of Climatology*, 2015, 20(14):

- 1729–1742.
- [14] 吴国雄,刘屹岷,刘新,等. 青藏高原加热如何影响亚洲夏季的气候格局[J]. 大气科学, 2005,29(1):47–56.
- [15] 吴国雄. 我国青藏高原气候动力学研究的近期进展[J]. 第四纪研究,2004,24(1):1–9.
- [16] 梁满云,刘屹岷,吴国雄. 青藏高原隆升对春、夏季亚洲大气环流的影响[J]. 高原气象, 2005, V24(6):837–845.
- [17] 李林,陈晓光,王振宇,等. 青藏高原区域气候变化及其差异性研究[J]. 气候变化研究进展, 2010,6(3):181–186.
- [18] 杨双艳,周顺武,张人禾,等. 青藏高原对流层顶高度与臭氧总量及上升运动的耦合关系[J]. 大气科学学报,2012,35(4):438–447.
- [19] 夏昕,任荣彩,吴国雄,等. 青藏高原周边对流层顶的时空分布、热力成因及动力效应分析[J]. 气象学报,2016,74(4):525–541.
- [20] 张致爽,陈权亮,蔡宏珂. 青藏高原地区对流层顶的时空变化特征[J]. 干旱区研究,2016,33(4):690–697.
- [21] Liou Y A, Pavelyev A G, Liu S F, et al. FORMO-SAT-3/COSMIC GPS Radio Occultation Mission: Preliminary Results [J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2007, 45(11): 3813–3826.
- [22] Kursinski ER, Hajj GA, Schofield J T, et al. Observing Earth's atmosphere with radio occultation measurements using the Global Positioning System [J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 1997, 102(D19):23429–23465.
- [23] Anthes R, Rocken C, Kuo Y H. Application of COSMIC to Meteorology and Climate [J]. Terrestrial Atmospheric & Oceanic Sciences, 2000, 11(1):115–156.
- [24] Randel, William J. Thermal variability of the tropical tropopause region derived from GPS/MET observations [J]. Journal of Geophysical Research, 2003, 108(D1):4024–4031.
- [25] 徐晓华,高攀,张小红. 利用 COSMIC 掩星弯曲角数据分析中国区域对流层顶结构变化[J]. 地球物理学报, 2013, 56(8):2531–2541.
- [26] 王鑫,吕达仁. 利用 GPS 掩星数据分析青藏高原对流层顶结构变化[J]. 自然科学进展, 2007, 17(7):913–919.

Analysis of Temporal and Spatial Distribution Characteristics of Multiple Tropopauses over the Tibetan Plateau

LIANG Jiaying, CHEN Quanliang

(College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Plateau Atmospheric and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu, 610225, China)

Abstract: In order to figure out temporal and spatial variations of tropopause over the Tibetan Plateau, based on the COSMIC (Constellation Observing System for Meteorology Ionosphere and Climate) data from 2008 to 2016, the ERA-Interim reanalysis data and the definition of WMO, the paper obtains LRT1 (the first lapse-rate tropopause), LRT2 (the second lapse-rate tropopause) and CPT (cold point tropopause). The occurrence of LRT1 in summer is less than 5%, therefore, the paper just discusses the spatial distribution characteristics of LRT2 and CPT as well as their relationship with temperature field, and analyzes the temporal variations of three tropopause. The results show that LPT2 accounts for over 90% in LPT from July to September; the height of LRT1, LRT2 and CPT presents the bimodal type, single-peak type and single peak-valley type respectively during the year; LPT1 is higher in spring and autumn but lowest in summer; LPT2 is highest in summer with the distinct latitudinal distribution in space; CPT is relatively higher in spring and winter; the height of LRT2 is positively correlated with the upper tropospheric temperature, so is the CPT height with the temperature of 100 hPa, which is related to the different formation of these two tropopause.

Keywords: Tibetan Plateau; tropopause; spatial and temporal distribution; climatology; climate change