

# 2 夏季南亚高压东-西振荡过程中青藏高原及周边上对 3 流层水汽的分布和传输特征

4 唐南军<sup>1,2,6</sup>, 任荣彩<sup>1,3</sup>, 祝传栋<sup>1,4</sup>, 吴国雄<sup>1,5</sup>

5 1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

6 2 福建省气象台, 福州 350001

7 3 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, 南京 210044

8 4 湖北省气象服务中心, 武汉 430205

9 5 中国科学院大学, 北京 100049

10 6 福建省灾害天气重点实验室, 福州 350001

11 **摘要:** 夏季南亚高压的“双模态”分布对应着其中心位置在 10~20 天准双周时间  
12 尺度上的东-西振荡, 对青藏高原及周边上对流层的水汽分布和传输有显著影响。

13 本文利用夏季 7~8 月逐日的 ERAI 再分析资料, 通过基于南亚高压东-西振荡指数  
14 的位相合成分析发现, 当南亚高压呈青藏高原模态时, 青藏高原(伊朗高原)地  
15 区上对流层水汽含量异常偏高(低), 伊朗高原模态时则相反; 伴随南亚高压中心  
16 位置由青藏高原向西移至伊朗高原上空, 上对流层水汽含量正异常中心亦自青藏  
17 高原东侧向西逐渐传播到伊朗高原以西地区。进一步诊断表明, 除了在青藏高原  
18 北侧和南侧水汽经向绝热输送异常有抵消作用外, 两高原地区上对流层水汽倾向  
19 异常主要由水汽纬向绝热输送异常及其辐合辐散异常所贡献, 而青藏高原地区对  
20 流活动引起的垂直非绝热输送异常在上对流层则主要与剩余项(水汽的凝结和蒸  
21 发)相抵消。因此, 青藏高原(伊朗高原)上对流层为水汽含量正异常时对应着  
22 青藏高原上空的对流活动异常偏弱(强)。而南亚高压中心位置和上对流层水汽含  
23 量正异常中心自青藏高原向伊朗高原移动的过程, 对应着青藏高原地区的对流活

---

收稿日期 2022-04-15 网络预出版日期

作者简介 唐南军, 男, 1987 年出生, 博士, 主要从事对流层平流层物质传输研究。E-mail: tangnanjun@sina.com

通讯作者 任荣彩, 研究员, 主要从事气候动力学、平流层环流动力学研究。E-mail: rrc@lasg.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 91837311、42075052, 中国科学院战略性先导科技专项 A 类项目  
XDA17010105

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 91837311, 42075052), Strategic Priority Research  
Program of Chinese Academy of Sciences (Grant XDA17010105)

24 动异常和垂直向上的水汽非绝热输送异常不断增强，同时上对流层水汽凝结异常  
25 也不断增强。此外，南亚高压向西移动过程中，上对流层水汽绝热辐合（辐散）  
26 异常主要发生在其西（东）侧，这是造成水汽含量异常中心纬向传播的主要原因。

27 **关键词：**南亚高压东–西振荡；青藏高原周边；上对流层水汽；分布与传输

28 **文章编号** 2022066B

29 **doi:**10.3878/j.issn.1006-9895.2207.22066

## 30 **Distribution and transport of the upper tropospheric water 31 vapor over the Tibetan Plateau area during the east–west 32 oscillation of the South Asian high in summer**

33 TANG Nanjun<sup>1,2,6</sup>, REN Rongcui<sup>1,3</sup>, ZHU Chuandong<sup>1,4</sup>, WU Guoxiong<sup>1,5</sup>

34 1 State Key Laboratory of Numerical Modeling of Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid  
35 Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

36 2 Fujian Provincial Meteorological Observatory, Fuzhou 350001

37 3 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Metrological Disasters (CIC-FEMD),  
38 Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

39 4 Hubei Meteorological Service Center, Wuhan 430205

40 5 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

41 6 Fujian Key Laboratory of Severe Weather, Fuzhou 350001

42 **Abstract** The bimodal distribution of the South Asian high (SAH) corresponds to the east–west  
43 oscillation of its center locations on a quasi-biweekly timescale of 10–20 days in summer, which has  
44 significant impact on the water vapor distribution and transport in the upper troposphere over the Tibetan  
45 Plateau (TP) area. In this study, we used the daily averaged European Centre for Medium-Range Weather  
46 Forecasts Interim Re-Analysis (ERA5) datasets, and the phases composited analysis method which bases  
47 on the east–west oscillation indexes of the SAH in July–August. The results show that, for the TP mode  
48 of the SAH, the water vapor content is abnormal high (low) in the upper troposphere over the TP (Iranian  
49 Plateau, IP). For the IP mode of the SAH, the opposite occurs. In association with the centers of the SAH  
50 moving westward from the TP to the IP, the centers of positive anomaly of the water vapor content in the  
51 upper troposphere also gradually propagate westward from the eastern TP to the west of IP. Further

52 diagnosis shows that, in the upper troposphere, except the abnormal meridional adiabatic transport plays a  
53 counteract effect in the northern and southern TP, the water vapor tendency anomalies over the two  
54 plateaus are mainly contributed by the abnormal zonal adiabatic water vapor transport and their  
55 convergence and divergence anomalies. While the abnormal upward diabatic water vapor transport due to  
56 convective over the TP are mainly counteracted by the residual term (water vapor condensation and  
57 evaporation). Therefore, when the water vapor content anomaly is positive in the upper troposphere over  
58 the TP (IP), there are abnormally weak (strong) convective over the TP. Corresponding to the center  
59 locations of the SAH and the centers of positive anomaly of the water vapor content in the upper  
60 troposphere moving from the TP to the IP, both the abnormal convective and upward diabatic water vapor  
61 transport continuously enhanced over the TP. Meanwhile, the water vapor condensation anomaly in the  
62 upper troposphere also continuously enhanced. Furthermore, with the SAH moving westward, the  
63 abnormal convergence (divergence) of the adiabatic water vapor transport in the upper troposphere  
64 mainly occur to its west (east) sides, which is the main reason for leading to the zonal propagation of the  
65 centers of water vapor content anomaly.

66 **Key words** East–west oscillation of the South Asian high; Tibetan Plateau; upper tropospheric water  
67 vapor; distribution and transport

## 68 1 引言

69 夏季亚洲季风区（Asian Summer Monsoon, ASM）对平流层水汽有重要贡献，  
70 并以青藏高原及周边地区的贡献最大（Fu et al., 2006; 卞建春等, 2011; Ploeger et  
71 al., 2013; Rolf et al., 2018）。研究表明，夏季青藏高原及周边地区上空不仅水汽  
72 含量高，被称为“高原水塔”（Xu et al., 2014），同时也是对流层物质向平流层传  
73 输的高效通道（Yu et al., 2017; Nützel et al., 2019; Yan et al., 2019; 陈权亮等,  
74 2022）。

75 南亚高压是北半球夏季上对流层重要的行星尺度反气旋系统，其和深对流是  
76 影响 ASM 上空水汽分布和传输的主要因子（Park et al., 2007; Wright et al., 2011;  
77 田红瑛等, 2014; 曹治强和吕达仁, 2015; Randel et al., 2015; 黄莹等, 2017;  
78 Vogel et al., 2019）。研究表明，夏季青藏高原及其南侧地区深对流活跃，引起的  
79 穿越等熵面（即等位温面）的强垂直非绝热输送类似“烟囱”，能将对流层低层的  
80 水汽迅速抬升到上对流层（Park et al., 2009; 陈斌等, 2012; Pan et al., 2016; Chen

et al., 2019)。南亚高压反气旋环流不仅将垂直输送上来的水汽向周边地区输送,还能将水汽“围困”在其内部 3~4 周时间,不易流出,从而在 ASM 上对流层-下平流层形成和维持高水汽分布(陈斌等, 2011; Garny and Randel, 2016; Santee et al., 2017; Legras and Bucci, 2020)。而在青藏高原上空等熵面显著下凹而对流层顶明显抬升的背景下(任荣彩等, 2014; 夏昕等, 2016),伴随南亚高压的动力变化,发生涡流分离和罗斯贝波破碎(Kunz et al., 2015; Fadnavis and Chattpadhyay, 2017; Ma et al., 2022),水汽可以通过沿等熵面的绝热输送,从青藏高原北侧、东北和南侧地区进入中纬度和热带平流层(唐南军等, 2019, 2020b; Bian et al., 2020)。

夏季南亚高压中心经度的频次分布在青藏高原和伊朗高原地区为两个高值区,呈双模态分布特征,当高压中心位于这两个地区时,分别称为青藏高原模态和伊朗高原模态(Zhang et al., 2002)。研究表明,南亚高压的双模态变化存在多时间尺度特征(Nützel et al., 2016; Yang and Li, 2016),但在不同时间尺度上,其和对流活动对 ASM 上对流层水汽分布的影响有所不同。平均而言,夏季 100 hPa 上南亚高压呈青藏高原(伊朗高原)模态时,青藏高原地区的水汽含量偏高(低),伊朗高原地区的水汽含量偏低(高)(Yan et al., 2011)。已有研究认为这是南亚高压的“围困”作用所导致(Fan et al., 2017; Yang et al., 2019)。类似地,年际时间尺度上,夏季南亚高压中心位置偏向伊朗高原的年份,青藏高原及周边上对流层水汽也呈现西多/东少异常分布(唐南军等, 2020a)。而诊断结果表明,青藏高原西部(中东部)上空异常偏强(弱)的对流活动和垂直向上的非绝热输送,是造成这种异常分布的主要原因。

受青藏高原上空大气非绝热加热(王黎娟和葛静, 2016; 吴国雄等, 2018; Zhu et al., 2018)、中纬度大气波动(Dethof et al., 1999; Wang et al., 2018)和热带气旋的影响(Li et al., 2017, 2020),夏季南亚高压具有显著的季节内振荡特征(Garny and Randel, 2013; Vogel et al., 2015)。其中在 10~20 天(准双周)时间尺度上,南亚高压中心位置在青藏高原到伊朗高原地区存在东西方向上的纬向振荡(简称南亚高压东-西振荡)(Ren et al., 2019; Wei et al., 2019; Amemiya and Kaoru, 2020)。个例分析的结果表明,在季节内时间尺度上,夏季伴随南亚高压的动力变化,青藏高原及周边上对流层有东西方向的位涡和示踪物质传输(Pan et

110 al., 2016; Luo et al., 2018; Honomichl and Pan, 2020; Fujiwara et al., 2021)。  
111 基于大气红外探测器反演水汽数据的分析结果表明, 准双周尺度是夏季青藏高原  
112 及周边上对流层水汽季节内变化的显著振荡周期, 在该时间尺度上, 水汽也存在  
113 东西方向的纬向振荡传播 (Randel and Park, 2006; 占瑞芬和李建平, 2008)。准  
114 双周尺度是夏季青藏高原及周边地区大气环流系统显著的周期振荡信号, 可直接  
115 影响上空的水汽分布和传输。然而由于水汽观测数据的数量和质量不足, 环流振  
116 荡与水汽分布变化的具体关系还不十分明确, 缺少系统性分析。在准双周尺度上,  
117 伴随南亚高压东-西振荡, 上对流层水汽振荡的过程和特征是怎样的? 南亚高压与  
118 对流活动变化引起的水平和垂直(绝热和非绝热)输送又有怎样的贡献? 对此本  
119 文将系统性分析, 研究结果将为加深认识 ASM 上空物质分布和传输的季节内变化  
120 提供重要参考。

121 本文的框架如下: 第 2 部分介绍所用资料和研究方法。第 3 部分为南亚高压  
122 东-西振荡与水汽分布多年平均的结果。第 4 部分为准双周时间尺度上的分析结果。  
123 第 5 部分总结全文并讨论。

## 124 2 资料和方法

### 125 2.1 所用资料

126 本文所用的卫星观测数据为 4.2 版本的 Aura 卫星微波临边观测 (Microwave  
127 Limb Sounder, MLS) 的逐日水汽二级产品。所用时段为 2005~2018 年, 垂直范  
128 围为 316~68 hPa 共 9 层, 水平分辨率为 168~198 km, 垂直分辨率为 1.3~3.1 km,  
129 水汽数据的精度在 25% 以内 (Livesey et al., 2015)。为便于分析, 将 MLS 水汽数  
130 据匹配到  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  的水平网格上。

131 大气三维风场、位势高度、温度、比湿和地面气压等要素来自 European Centre  
132 for Medium-Range Weather Forecasts Interim Re-Analysis (ERA5) 再分析资料 (Dee  
133 et al., 2011)。所用时段为 1979~2018 年, 时间分辨率为 6 h, 水平分辨率为  $1^{\circ} \times$   
134  $1^{\circ}$ , 垂直范围为 1000~1 hPa 共 37 层。利用 MLS 水汽数据对多套再分析资料水汽  
135 数据的评估结果表明, ERA5 能较好的表征青藏高原及周边上对流层水汽的时空分  
136 布特征 (Jiang et al., 2015; 唐南军等, 2020c)。

137 本文还用到同时段逐日的 NOAA 向外大气长波辐射 (Outgoing Longwave

138 Radiation, OLR) 资料 (Liebmann and Smith, 1996), 用以表征对流活动, 水平分  
139 辨率为  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。以及 Climate Prediction Center (CPC) 全球格点逐日降水数据  
140 (Xie et al., 2007), 水平分辨率为  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 。

141 本文选择夏季 7~8 月 (后文简称夏季) 作为研究时段, 此时南亚高压的双模  
142 态特征最为显著 (Nützel et al., 2016; 祝传栋和任荣彩, 2021), 青藏高原及周边  
143 上空的水汽含量也达最高 (唐南军等, 2019)。将所用数据处理成逐日平均, 用于  
144 下文的计算和分析。

## 145 2.2 绝热和非绝热要素的计算

146 本文沿用前期研究的方法 (Yu et al., 2014; 唐南军等, 2019, 2020a) 计算得  
147 到水汽质量绝热和非绝热传输要素。首先, 利用 ERAI 水平网格点上的地面气压  $p_s$ ,  
148 将气柱在垂直方向上质量等分为 500 层, 对应 501 个气压面, 每层的单位面积质  
149 量  $m_a = p_s / (g \times 500)$ 。其次, 将 ERAI 等压面上的纬向风  $u$ 、经向风  $v$ 、比湿  $q$ 、位  
150 温  $\theta$  和计算得到的非绝热加热率  $\dot{\theta} = d\theta / dt$  线性插值到气压面上。最后, 利用式  
151 (2.1) ~ (2.4) 计算各层的水汽质量  $m_q$  及其通量  $f_u$ 、 $f_v$  和  $f_\theta$ , 并按气压面上的  
152 位温进行累加, 得到相邻两个等熵面  $\theta_i$  和  $\theta_{i+1}$  之间的水汽质量  $M_q$ 、水汽质量通量纬  
153 向和经向绝热分量  $F_u$  和  $F_v$ , 并用较低的等熵面标号  $\theta_i$  表示该等熵层。类似地, 得到  
154 相邻两个等熵面  $\theta_{i-1/2}$  和  $\theta_{i+1/2}$  之间的水汽质量通量非绝热分量  $F_\theta$ , 用以表示穿越等  
155 熵面  $\theta_i$  的水汽质量非绝热输送。

$$156 m_q = m_a q R^2 \cos \phi d\lambda d\phi \quad (2.1)$$

$$157 f_u = m_a q u R \cos \phi d\lambda \quad (2.2)$$

$$158 f_v = m_a q v R d\phi \quad (2.3)$$

$$159 f_\theta = m_a q \dot{\theta}_m R^2 \cos \phi d\lambda d\phi \quad (2.4)$$

160  $\theta_i$  为 300 K 到 400 K 以 10 K 为间隔共 11 个等熵面,  $\theta_{i+1/2}$  为 295 K 到 395 K 以  
161 10 K 为间隔共 10 个等熵面。 $\dot{\theta}_m$  为质量权重平均的非绝热加热率,  $R$  为地球半径,

162 其它符号同惯例。

163 至于散度要素，水汽质量通量纬向和经向绝热散度  $[F_u]$  和  $[F_v]$  分别为相邻两个格

164 点上的水汽质量通量纬向和经向绝热分量的差值，水汽质量通量非绝热散度  $[F_\theta]$

165 为相邻两个等熵面上的水汽质量通量非绝热分量的差值。水汽质量时间倾向  $[M_q]$ ,

166 定义为前后两天水汽质量的差值并除以 3600 s。由此水汽质量收支方程表示为：

$$167 [M_q]_t = -([F_u] + [F_v]) - [F_\theta] + S \quad (2.5)$$

168  $[F_u] + [F_v]$  为水汽质量通量绝热散度。 $S$  为源汇项，主要为水汽凝结蒸发的贡

169 献 (Schneider et al., 2006)，大于 (小于) 0 时为蒸发 (凝结)。至于等熵层上的

170 某个变量，则定义为相邻两个等熵面  $\theta_i$  和  $\theta_{i+1}$  之间所有气压面上该变量的算术平

171 均。

## 172 2.3 南亚高压东-西振荡指数

173 基于 Ren et al. (2019) 的定义得到南亚高压东-西振荡指数 (后文简称 SAHI)，

174 即 200 hPa 上青藏高原 ( $25^\circ\text{--}35^\circ\text{N}$ ,  $73^\circ\text{--}93^\circ\text{E}$ ) 和伊朗高原 ( $25^\circ\text{--}35^\circ\text{N}$ ,  $45^\circ\text{--}$

175  $65^\circ\text{E}$ ) 区域平均的位势高度的差值，并标准化。用 ERAI 的位势高度数据得到 SAHI，

176 其大于 1 (小于 -1) 时，南亚高压中心位于青藏高原 (伊朗高原) 地区，称为青藏

177 高原 (伊朗高原) 模态。图 1a 给出了夏季 SAHI 功率谱的多年平均结果，由图可

178 见 SAHI 的时间振荡周期在 10~30 天是显著的，而各时间周期的功率谱超过 95%

179 显著性的频次在 10~20 天最多，这表明准双周尺度是夏季南亚高压东-西振荡的

180 主要时间周期。

## 181 2.4 准双周循环过程

182 准双周时间尺度信号的提取方法如下：首先去掉逐日数据的历年逐日平均，

183 并做 5 天滑动平均去除高频扰动，得到逐日异常值。然后对逐日异常值做 10~20

184 天的带通滤波，得到准双周时间尺度上的异常值。

185 用滤波后的位势高度异常值得到准双周时间尺度上的南亚高压东-西振荡指

186 数 (后文简称  $\text{SAHI}_B$ )，并以  $\text{SAHI}_B$  的值大于 1 (小于 -1) 为标准，挑选出 114 (99)

187 个正 (负) 事件。定义正 (负) 事件中  $\text{SAHI}_B$  最大 (小) 那天为峰 (谷) 值位相。

188 对挑选的事件按照峰（谷）值位相及其前后 3 天进行合成，并将正事件的合成结  
189 果与负事件的合成结果，两者前后相接组合，得到 SAHI<sub>B</sub> 及所有要素的 14 天准双  
190 周循环过程。图 1b 给出了准双周循环过程中 SAHI<sub>B</sub> 和 200 hPa 上南亚高压中心位  
191 置的经度随位相的变化。由图 1b 中黑色实线可见，第 4（11）位相 SAHI<sub>B</sub> 达到峰  
192 （谷）值，第 2、6（9、13）位相 SAHI<sub>B</sub> 量值接近峰（谷）值一半。至于南亚高  
193 压中心位置的变化，由图 1b 中蓝色实线可见，南亚高压中心位置在第 1~3 位相  
194 位于青藏高原中部 89°E，第 4~11 位相自东向西移动到伊朗高原 50°E，第 12~13  
195 位相稳定在 50°E 附近，第 14 位相回到青藏高原。可见基于 SAHI<sub>B</sub> 得到的准双周  
196 循环过程可以表征南亚高压中心位置的东-西振荡过程。

197 为了保证准双周循环过程的完整性，我们在带通滤波和合成中也使用了 6 月  
198 和 9 月的数据。利用 Bretherton et al. (1999) 的方法得到有效自由度，用于 *t* 检验  
199 方法中进行显著性检验。本文选择热力对流层顶进行分析。为了方便分析，下文  
200 中大气水汽含量用体积混合比  $q_v$ （单位，ppmv； $1 \text{ ppmv} = 10^{-6}$ ）表征。水汽含量  
201 相对多年平均的偏差百分比定义为  $(q_v - \bar{q}_v) / \bar{q}_v \times 100$ ， $\bar{q}_v$  为多年平均值。

202  
203 图 1 (a) 1979~2018 年 7~8 月 SAHI 功率谱的平均值（黑色实线）以及各时间周期的功率  
204 谱超过 95% 置信水平检验的频次（蓝色实线）；黑色和红色虚线分别表示 95% 置信水平检验和  
205 Markov 红噪声谱；横坐标为时间周期（单位：天），右侧纵坐标为频次。(b) 准双周循环过程  
206 中 SAHI<sub>B</sub>（黑色实线）和 200 hPa 上南亚高压中心位置的经度（蓝色实线）随位相的变化

207 Fig.1 (a) The averaged power spectrum (black solid lines) of the SAHI, and the frequency (blue solid  
208 lines) with which the power spectrum of each time period exceeds the significant at the 95%  
209 confidence level in July–August from 1979 to 2018. The black and red dash lines denote the  
210 significant at the 95% confidence level and the Markov red noise spectrum respectively. The  
211 abscissa shows the time period (units: day), and the right ordinate shows the frequency. (b) Phases  
212 evolution of the SAHI<sub>B</sub> (black solid lines) and the longitudes of the centers of the South Asian high  
213 (blue solid lines) in the quasi-biweekly cycle

214

215 **3 南亚高压双模态影响青藏高原及周边水汽分布的平均特征**

216 由于 MLS 水汽数据的时间连续性不足，不能表征完整的时间周期振荡，这里  
217 基于南亚高压双模态，给出其多年平均的结果，并与同时段 ERAI 的结果对比。

218 图 2 给出了基于南亚高压双模态合成的水汽含量相对多年平均的偏差百分比  
219 沿青藏高原纬度带 ( $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ ) 的垂直分布。由图可见，两个高原地区上对流层  
220 的水汽含量有相反的变化。南亚高压呈青藏高原模态时，MLS 资料中在青藏高原  
221  $70^{\circ}\sim 95^{\circ}\text{E}$  (伊朗高原  $30^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{E}$ ) 经度带的上对流层 316 hPa 到对流层顶附近，水  
222 汽含量偏差百分比主要为正 (负) 值，水汽含量异常偏高 (低) (图 2a)。其中水  
223 汽含量正偏差百分比在  $215\sim 178$  hPa 气压层达最大，约为 30%，而水汽含量负偏  
224 差百分比随高度变小。类似地，ERAI 资料中上对流层 350 hPa 到对流层顶附近，  
225 青藏高原 (伊朗高原) 地区水汽含量偏差百分比主要为正 (负) 值 (图 2c)。但水  
226 汽含量正偏差百分比在上对流层相对较小，在 15% 以下，而水汽含量负偏差百分  
227 比在  $250\sim 200$  hPa 气压层达最小，约为 -35%。南亚高压呈伊朗高原模态时，MLS  
228 和 ERAI 中水汽含量偏差百分比有近乎相反的分布 (图 2b、d)。由此可知，对应  
229 南亚高压的双模态变化，青藏高原及周边上对流层的水汽含量有一致的变化，并  
230 且水汽含量的变化在  $350\sim 125$  hPa 气压层 (对应  $340\sim 360$  K 等熵层) 最大。

231  
232 图 2 2005~2018 年 7~8 月南亚高压呈 (a, c) 青藏高原模态和 (b, d) 伊朗高原模态时合成  
233 的水汽含量相对气候平均的偏差百分比 (填色，单位：%) 沿青藏高原纬度带 ( $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ )  
234 的气压一经度剖面，其中 MLS 资料 (左列)，ERAI 资料 (右列)。黑色和粉红色实线分别表  
235 示位温 (单位：K) 和对流层顶的位置。打点区域表明水汽含量偏差通过了 90% 置信水平检验  
236 的区域

237 Fig2. Height-longitude cross sections of percentage differences in water vapor content relative to  
238 climate mean (shading) over the Tibetan Plateau latitude belts ( $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ ), for (a, c) the Tibetan  
239 Plateau mode and (b, d) the Iranian Plateau mode of the South Asia high respective, based on MLS  
240 data (left column) and ERAI data (right column) in July–August from 2005 to 2018. The black and  
241 pink solid lines denote the potential temperature (units: K) and the tropopause locations respective.  
242 Black dots indicate the differences in the water vapor content significant at the 90% confidence level

243  
244 而在水平方向上，图 3 给出了基于南亚高压双模态合成的上对流层水汽含量相

对多年平均的差值。由图可见，两个高原地区上对流层的水汽分布也有相反的变化。南亚高压呈青藏高原模态时，MLS 资料中上对流层 316~121 hPa，高压中心所在的青藏高原（高压中心以西的伊朗高原到阿拉伯半岛）地区，水汽含量偏差主要为正（负）值，并在青藏高原中部（阿拉伯半岛南部）有水汽含量偏差正（负）值中心（图 3a）。此时青藏高原中部有对流活动中心（OLR 小于  $195 \text{ W m}^{-2}$ ）。ERA1 资料中上对流层 350~125 hPa 有类似的结果，但水汽含量正偏差的高值区偏北，青藏高原南侧地区（ $20^{\circ}\text{--}30^{\circ}\text{N}$ ）水汽含量偏差主要为显著的负值（图 3c）。南亚高压呈伊朗高原模态时，MLS 和 ERA1 中的水汽含量偏差都有相反的分布（图 3b、d）。但与 ERA1 类似地，MLS 中青藏高原南侧地区主要为水汽含量正偏差，同时在孟加拉湾北侧有对流活动中心（图 3b）。

总之，多年平均的结果，南亚高压呈青藏高原模态时，MLS 和 ERA1 资料都表征上对流层在青藏高原（伊朗高原）地区水汽含量偏高（低），南亚高压呈伊朗高原模态时相反。同时青藏高原地区上对流层水汽分布的变化与对流活动中心的位置关系密切。接下来将利用再分析资料，在等熵坐标系下，选择上对流层水汽含量变化最大的 340~360 K 等熵层，在准双周尺度上进行分析。

图 3 2005~2018 年 7~8 月南亚高压呈（a, c）青藏高原模态和（b, d）伊朗高原模态时合成的上对流层水汽含量相对气候平均的差值（填色，单位：ppmv），其中 MLS 为 316~121 hPa 气压层平均（左列），ERA1 为 350~125 hPa 气压层平均（右列）。红色等值线和实心圆分别表示 200 hPa 上的位势高度（单位： $10^3 \text{ gpm}$ ）和南亚高压的中心位置，蓝色等值线表示 OLR（单位： $\text{W m}^{-2}$ ）；打点区域表明水汽含量偏差通过了 90% 置信水平检验的区域

Fig3. Difference in the composited upper tropospheric water vapor content relative to climate mean (shading, units: ppmv), for (a, c) the Tibetan Plateau mode and (b, d) the Iranian Plateau mode of the South Asian high respective, based on MLS data averaged for 316–121 hPa pressure layers (left column) and ERAI data averaged for 350–125 hPa pressure layers (right column) in July–August from 2005 to 2018. Red contours and dots denote the potential height (units:  $10^3 \text{ gpm}$ ) and the center locations of the SAH at 200 hPa respective. Blue contours denote the OLR (units:  $\text{W m}^{-2}$ ). Black dots indicate the differences in the water vapor content significant at the 90% confidence level

274 4 淮双周循环过程中青藏高原及周边上空的水汽分布和传输

275 4.1 上对流层水汽的淮双周振荡特征

276 图 4 给出了淮双周循环过程中上对流层水汽含量异常的水平分布随位相的变化。由图可见，青藏高原及周边上对流层水汽含量异常有明显的纬向振荡传播。  
277 具体地，360 K 等熵层，第 2 位相南亚高压中心位于青藏高原中部，青藏高原北部  
278 东部（青藏高原中西部到伊朗高原）地区水汽含量异常为正（负）值，水汽含量  
279 异常偏高（低），水汽含量正（负）异常中心位于南亚高压中心东北（西南）侧（图  
280 4a<sub>1</sub>）。伴随南亚高压中心向西移动，第 4、6 位相，水汽含量正异常中心向西向南  
281 传播并增强，其中心位置逐步与南亚高压中心重合，水汽含量负异常中心则西传  
282 到伊朗高原西侧地区并逐步减弱（图 4a<sub>2</sub>~a<sub>3</sub>）。同时青藏高原东北部出现新的水汽  
283 含量负异常中心（图 4a<sub>3</sub>）。第 9、11、13 位相，伴随南亚高压中心西移到伊朗高  
284 原，水汽含量正异常中心也西传到伊朗高原西侧地区并逐步减弱，而新出现的水  
285 汽含量负异常中心向西向南传播到整个青藏高原地区并增强（图 4a<sub>4</sub>~a<sub>6</sub>）。此外，  
286 第 13 位相也是在青藏高原东北部出现新的水汽含量正异常，但较弱，这对应新一  
287 轮向西传播过程。由图 4b<sub>1</sub>~b<sub>6</sub> 可见，340 K 与 360 K 等熵层有相似的结果，但在  
288 青藏高原南侧地区（20°~30°N），水汽含量异常的变化与青藏高原主体地区相反，  
289 尤其是在第 4、11 位相，这与气候平均的结果类似（图 3c~d）。

291

292 图 4 基于淮双周循环过程合成的第 2, 4, 6, 9, 11, 13 位相 (a<sub>1</sub>~a<sub>6</sub>) 360 K 和 (b<sub>1</sub>~b<sub>6</sub>) 340  
293 K 等熵层水汽含量异常（填色，单位：ppmv）的水平分布。红色实线由内向外依次为 200 hPa  
294 上的 12560 gpm、12530 gpm、12500 gpm 位势高度等值线。红色实心圆表示 200 hPa 上南亚高  
295 压的中心位置。打点区域表明水汽含量异常值通过了 90% 置信水平检验的区域

296 Fig.4 Horizontal distributions of water vapor content anomalies (shading, units: ppmv) at (a<sub>1</sub>~a<sub>6</sub>) 360  
297 K and (b<sub>1</sub>~b<sub>6</sub>) 340 K isentrope layer composited in phases 2, 4, 6, 9, 11, 13, based on the  
298 quasi-biweekly cycle. Red solid lines from the inside to the outside denote the 12560 gpm, 12530  
299 gpm, 12500 gpm potential height isolines at 200 hPa respective. Red dots denote the center locations  
300 of the South Asian high at 200 hPa. Black dots indicate the water vapor content anomalies  
301 significant at the 90% confidence level

302

303 为了进一步说明上述水汽含量异常的传播特征，图 5 给出了准双周循环过程  
304 中上对流层水汽含量异常的纬向和经向位相演变。在青藏高原纬度带（ $20^{\circ}$ ~  
305  $40^{\circ}$ N），由图 5a 可见，360 K 等熵层，第 1 位相从青藏高原东侧  $100^{\circ}$ E 开始，水汽  
306 含量正异常自东向西传播，到第 7 位相，南亚高压中心离开青藏高原时，水汽含  
307 量正异常在  $80^{\circ}$ E 达到最大，此后向西传的水汽含量正异常开始逐步减弱，并能到  
308 达  $20^{\circ}$ E 以西地区。水汽含量负异常有类似的向西传播过程。340 K 等熵层上水汽  
309 含量异常的西传过程与 360 K 等熵层相似，但水汽含量异常在  $80^{\circ}$ ~ $100^{\circ}$ E 的西传  
310 速度要慢些，且水汽含量正、负异常都在  $70^{\circ}$ E 达到极值（图 5b）。

311 而在青藏高原中东部经度带（ $80^{\circ}$ ~ $100^{\circ}$ E），由图 5c 可见，360 K 等熵层，第  
312 1 位相从青藏高原北侧  $40^{\circ}$ N 开始，有水汽含量正异常自北向南传播；到第 6 位相、  
313  $30^{\circ}$ N 后，向南传的水汽含量正异常随位相逐步减弱，并在第 10 位相到达  $20^{\circ}$ N 附  
314 近。水汽含量负异常向南的传播过程类似。相比而言，340 K 等熵层水汽含量正、  
315 负异常自  $37^{\circ}$ N 开始向南传播，南传的速度要慢些，但传播的距离更远，可以到达  
316  $10^{\circ}$ N 附近（图 5d）。

317 总之，准双周循环过程中，伴随南亚高压中心由青藏高原西移到伊朗高原，  
318 青藏高原及周边上对流层水汽含量异常主要呈现自东向西的纬向振荡传播，而在  
319 青藏高原中东部上对流层水汽含量异常还存在自北向南的经向振荡传播，但不同  
320 等熵层存在差异。

321

322 图 5 基于准双周循环过程平均的青藏高原纬度带（ $20^{\circ}$ ~ $40^{\circ}$ N；左列）和青藏高原中东部经度  
323 带（ $80^{\circ}$ ~ $100^{\circ}$ E；右列）(a, c) 360 K、(b, d) 340 K 等熵层水汽含量异常（填色，单位：ppmv）  
324 的经度-位相演变和纬度-位相演变。其中第 15~21 位相为第 1~7 位相的重复。打点区域表  
325 明水汽含量异常值通过了 90% 置信水平检验的区域

326 Fig5. Longitude phases evolution and latitude phases evolution of water vapor content anomalies  
327 (shading, units: ppmv) averaged over the Tibetan Plateau latitude belts ( $20^{\circ}$ ~ $40^{\circ}$ N; left column) and  
328 the central and eastern Tibetan Plateau longitude belts ( $80^{\circ}$ ~ $100^{\circ}$ E; right column) at (a, c) 360 K and  
329 (b, d) 340 K isentrope layer, respectively, based on the quasi-biweekly cycle. The phase 15~21 are  
330 repetitions of the phase 1~7. Black dots indicate the water vapor content anomalies significant at the

331 90% confidence level

332

## 333 4.2 青藏高原地区对流活动和垂直非绝热输送的准双周变化

334 平均而言，夏季青藏高原（伊朗高原）地区上空对流活动强（弱），降水充沛  
335 （稀少），主要为垂直向上（向下）的非绝热输送（唐南军等，2019；Liu et al.,  
336 2020）。而准双周循环过程中，青藏高原及周边地区对流活动和垂直输送的异常变  
337 化与南亚高压向西的移动密切相关。

338 图 6 给出了准双周循环过程中 OLR 异常和降水异常的水平分布随位相的变化。  
339 由图 6a<sub>1</sub>~a<sub>6</sub>可见，青藏高原和孟加拉湾地区的 OLR 异常有相反的变化。第 2  
340 位相青藏高原中南部 22°~35°N（孟加拉湾 10°~22°N）的 OLR 异常为正（负）  
341 值，对流活动异常偏弱（强）。伴随南亚高压中心向西移动，第 4 位相青藏高原地  
342 区的 OLR 异常大多为正值，但在（90°E, 30°N）有明显的负异常值，孟加拉湾地  
343 区的 OLR 负异常则减弱（图 6a<sub>2</sub>）。第 6、9 位相，青藏高原中南部地区的 OLR 异  
344 常逐步变为负值，孟加拉湾地区的 OLR 异常则变为正值并增强（图 6a<sub>3</sub>~a<sub>4</sub>）。到  
345 第 11 位相，南亚高压西移到伊朗高原时，OLR 异常的分布与第 4 位相相反，即青  
346 藏高原地区的对流活动变为异常偏强，而孟加拉湾地区的 OLR 正异常减弱（图  
347 6a<sub>5</sub>）。而后第 13 位相，青藏高原中部 30°N（孟加拉湾）地区的 OLR 异常变为正  
348 （负）值，由此青藏高原地区的对流活动再次开始向异常偏弱转变（图 6a<sub>6</sub>）。

349 由图 6b<sub>1</sub>~b<sub>6</sub>可见，青藏高原地区的降水异常与 OLR 异常有相反的分布。具  
350 体地，第 2 位相青藏高原地区的降水异常主要为负值，降水异常偏少（图 6b<sub>1</sub>）。  
351 伴随南亚高压中心西移到伊朗高原，第 4~11 位相，也是自青藏高原中部 30°N 地  
352 区，青藏高原地区的降水异常逐步变为正值，即降水变为异常偏多（6b<sub>2</sub>~b<sub>5</sub>）。第  
353 13 位相也是在青藏高原中部降水异常再次出现负值，青藏高原地区的降水异常开  
354 始向异常偏少转变（图 6b<sub>6</sub>）。不过第 9~13 位相随着南亚高压中心西移到伊朗高  
355 原，青藏高原地区对流活动处于异常增强阶段，一些地区的 OLR 异常与降水异常  
356 并没有相反，两者的对应性偏弱，例如第 9、11 位相（90°E, 30°N）地区。原因  
357 可能有两方面：一是夏季青藏高原地区的对流活动和降水会受到局地地形的影响，  
358 可导致表征对流活动的 OLR 数据与降水数据存在误差；二是夏季该地区的 OLR  
359 值主要取决于云顶的温度，其与降水值并不一定是完全对应的。至于确切的原因，

360 还需要更多的分析来给出。

361

362 图 6 基于准双周循环过程合成的第 2, 4, 6, 9, 11, 13 位相 ( $a_1 \sim a_6$ ) OLR 异常 (填色, 单  
363 位:  $W m^{-2}$ ) 和 ( $b_1 \sim b_6$ ) 降水异常 (填色, 单位: mm) 的水平分布。红色实线和实心圆同图  
364 4; 打点区域表明 OLR 异常值或降水异常值通过了 90% 置信水平检验的区域

365 Fig.6 Horizontal distributions of ( $a_1 \sim a_6$ ) OLR anomalies (shading, units:  $W m^{-2}$ ) and ( $b_1 \sim b_6$ )  
366 precipitation anomalies (shading, units: mm) composited in phases 2, 4, 6, 9, 11, 13, based on the  
367 quasi-biweekly cycle. Red solid lines and dots are same as fig.4. Black dots indicate the OLR  
368 anomalies and precipitation anomalies significant at the 90% confidence level

369

370 图 7 给出了准双周循环过程中水汽质量非绝热输送异常沿青藏高原纬度带  
371 ( $20^{\circ} \sim 40^{\circ}N$ ) 的纬向垂直变化。由图可见, 两个高原地区上空的水汽质量非绝热  
372 通量异常有一致的变化。第 2 位相, 青藏高原  $70^{\circ} \sim 100^{\circ}E$  上空 (以西到伊朗高原  
373  $40^{\circ} \sim 70^{\circ}E$  上空  $330 \sim 370 K$  等熵层) 水汽质量非绝热通量异常主要为负 (正) 值,  
374 为异常垂直向下 (上) 的水汽质量非绝热输送 (图 7a)。伴随南亚高压中心向西移  
375 动, 第 4 位相, 两个高原上空的水汽质量非绝热通量异常都有所增强, 但  $100^{\circ} \sim$   
376  $105^{\circ}E$  上空变为水汽质量非绝热通量正异常 (图 7b)。第 6 位相, 除了  $90^{\circ}E$  地区  
377 上空  $360 K$  等熵层以下, 青藏高原上空大多变为水汽质量非绝热通量正异常, 同  
378 时伊朗高原上空的水汽质量非绝热通量正异常也开始减弱 (图 7c)。第 9、11 位相  
379 与第 2、4 位相相反, 即随着南亚高压西移到伊朗高原地区, 青藏高原 (伊朗高原)  
380 上空变为异常垂直向上 (下) 的水汽质量非绝热输送并增强 (图 7d、e)。第 13 位相  
381, 青藏高原西部  $75^{\circ} \sim 85^{\circ}E$  上空的水汽质量非绝热通量异常变为负值, 而伊朗高  
382 原上空的水汽质量非绝热通量负异常也减弱, 由此两个高原上空的水汽质量非绝  
383 热输送分别再次开始向异常垂直向下和向上转变 (图 7f)。

384 可见, 准双周循环过程中, 伴随南亚高压中心由青藏高原西移到伊朗高原,  
385 青藏高原地区的对流活动异常和垂直向上的水汽质量非绝热输送异常都不断增  
386 强, 降水也异常增多, 他们的异常变化总体是互相对应的。

387

388 图 7 基于准双周循环过程合成的第 2, 4, 6, 9, 11, 13 位相沿青藏高原纬度带 ( $20^{\circ} \sim 40^{\circ}N$ )

389 水汽质量非绝热通量异常（填色，单位： $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ ）的等熵一经度剖面。粉红色实线表示对流  
390 层顶的位置。打点区域表明水汽质量非绝热通量异常值通过了 90% 置信水平检验的区域  
391 Fig7. Height-longitude cross sections of diabatic water vapor mass fluxes anomalies (shading, units:  
392  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ ) over the Tibetan Plateau latitude belts ( $20^{\circ}$ – $40^{\circ}\text{N}$ ) composited in phases 2, 4, 6, 9, 11, 13,  
393 based on the quasi-biweekly cycle. Pink solid lines denote the tropopause locations. Black dots  
394 indicate the diabatic water vapor mass fluxes anomalies significant at the 90% confidence level  
395

### 396 4.3 绝热和非绝热过程对上对流层水汽输送的贡献及振荡成因分析

397 接下来通过上述环流异常引起的水汽质量输送异常分析水汽异常纬向振荡的  
398 成因。图 8 给出了上对流层  $340\text{--}360\text{ K}$  等熵层水汽质量传输要素异常的水平分布  
399 随位相的变化。由图可见，准双周循环过程中，水汽质量倾向异常与水汽质量绝  
400 热散度异常有相反的分布。具体地，第 2 位相，青藏高原东北部和伊朗高原（青  
401 藏高原中西部和南侧）地区水汽质量倾向异常为负（正）值，水汽质量异常减少  
402 （增加）（图 8a<sub>1</sub>）。而水汽质量绝热散度异常在上述地区主要为正（负）值，即异  
403 常的水汽质量绝热辐散（辐合），贡献水汽质量倾向负（正）异常（图 8b<sub>1</sub>）。此时  
404 水汽质量绝热通量异常在青藏高原中东部（以西到伊朗高原）地区呈反气旋（气  
405 旋）环流。由图 8c<sub>1</sub> 可见，水汽质量非绝热散度异常在青藏高原中南部（孟加拉湾）  
406 为正（负）值，且量值明显大于水汽质量倾向异常值和水汽质量绝热散度异常值，  
407 为强的异常水汽质量非绝热辐散（辐合）。而在青藏高原西部到伊朗高原地区水汽  
408 质量非绝热散度异常主要为负值，量值则与水汽质量倾向正异常值相当。

409 随着南亚高压中心向西移动，第 4 位相，青藏高原东北部（南侧）的水汽质  
410 量倾向负（正）异常中心向西南传播并增强，而青藏高原中西部到伊朗高原地  
411 区的水汽质量倾向正异常中心主要向西传播（图 8a<sub>2</sub>）。水汽质量绝热通量异常反  
412 气旋、气旋则向西移动，分别位于青藏高原和伊朗高原地区，并在青藏高原东部  
413 北部和伊朗高原西侧（青藏高原中西部到伊朗高原）有自北向南（自南向北）的  
414 异常水汽质量经向绝热输送和水汽质量绝热散度正（负）异常，后者与水汽质量  
415 倾向异常的分布相反且量值接近（图 8b<sub>2</sub>）。此时青藏高原（伊朗高原）地区主要  
416 为水汽质量非绝热散度正（负）异常，但青藏高原东侧有明显的水汽质量非绝热  
417 散度负异常（图 8c<sub>2</sub>），对该地区上空异常垂直向上的水汽质量非绝热输送（图

418 7b)。相比第 2 位相, 青藏高原中南部(孟加拉湾)地区的水汽质量非绝热散度正  
419 (负)异常有所减弱, 但量值依然明显大于另外两项。

420 到第 6 位相, 水汽质量倾向正(负)异常中心主要位于两个高原南侧(青藏  
421 高原主体)地区, 并都有所减弱(图 8a<sub>3</sub>)。水汽质量绝热散度异常也有所减弱,  
422 并继续与水汽质量倾向异常有相反的分布(图 8b<sub>3</sub>)。此时青藏高原中部 30°N 地区  
423 有强的水汽质量非绝热散度负异常, 孟加拉湾地区的水汽质量非绝热散度异常由  
424 负值变为正值, 伊朗高原地区的水汽质量非绝热散度负异常也有所减弱(图 8c<sub>3</sub>)。

425 随着南亚高压中心西移到伊朗高原, 第 9、11、13 位相的水汽质量传输要素  
426 异常分别与第 2、4、6 位相有近乎相反的分布。由图 8a<sub>4</sub>~a<sub>6</sub>可见, 水汽质量倾向  
427 正(负)异常中心西传到 20°E 以西(伊朗高原)地区。青藏高原东北部出现新的  
428 水汽质量倾向正异常中心(图 8a<sub>4</sub>), 并向西南传播到青藏高原主体地区, 青藏  
429 高原南侧则变为水汽质量倾向负异常。水汽质量绝热通量异常反气旋则西移到伊  
430 朗高原地区, 青藏高原东侧出现新的水汽质量绝热通量异常气旋, 并西移到青藏  
431 高原地区, 由此造成的水汽质量绝热散度异常仍与水汽质量倾向异常相反(图  
432 8b<sub>4</sub>~b<sub>6</sub>)。

433 至于水汽质量非绝热散度异常的变化, 由图 8c<sub>4</sub>~c<sub>6</sub>可见, 青藏高原地区主要  
434 为负异常值, 但自青藏高原中部 30°N 地区逐步变为正异常值。孟加拉湾地区的水  
435 汽质量非绝热散度异常则由正值变为负值。而在伊朗高原地区, 水汽质量非绝热  
436 散度异常主要为正值, 其量值也与水汽质量倾向异常的量值相近。

437 由此可见, 准双周循环过程中, 伴随南亚高压中心由青藏高原西移到伊朗高  
438 原, 340~360 K 等熵层的水汽质量倾向异常也主要呈现自东向西的纬向传播。至  
439 于水汽质量传输异常的贡献, 异常反气旋和气旋向西移动造成的水汽质量绝热输  
440 送异常的贡献与水汽质量倾向异常的变化对应的更好, 水汽质量非绝热输送异常  
441 则在伊朗高原地区对水汽质量倾向异常的变化有一定贡献, 而在青藏高原地区的  
442 贡献将在下文中确定。

443

444 图 8 基于准双周循环过程合成的第 2, 4, 6, 9, 11, 13 位相 340~360 K 等熵层(a<sub>1</sub>~a<sub>6</sub>)水  
445 汽质量倾向异常(填色, 单位:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ )、(b<sub>1</sub>~b<sub>6</sub>)水汽质量绝热通量异常(箭头, 单位:  
446  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ )及其散度异常(填色, 单位:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ )、(c<sub>1</sub>~c<sub>6</sub>)水汽质量通量非绝热散度异常

447 (填色, 单位:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ ) 的水平分布。红色等值线和实心圆同图 4, 粉红色实线表示对流层  
448 顶的位置。打点区域表明水汽质量倾向异常值或散度异常值通过了 90% 置信水平检验的区域  
449 Fig8. Horizontal distributions of ( $a_1-a_6$ ) water vapor mass tendency anomalies (shading, units:  $10^4$   
450  $\text{kg s}^{-1}$ ), and ( $b_1-b_6$ ) the vectors of adiabatic water mass fluxes anomalies (vectors, units:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ )  
451 and their divergences (shading, units:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ ), and ( $c_1-c_6$ ) the divergences of the diabatic water  
452 vapor mass fluxes anomalies (shading, units:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ ) over the 340–360 K isentrope layers  
453 composed in phases 2, 4, 6, 9, 11, 13, based on the quasi-biweekly cycle. Red solid lines and dots  
454 are same as fig.4, and pink solid lines denote the tropopause locations. Black dots indicate the water  
455 vapor mass tendency anomalies or the divergence anomalies significant at the 90% confidence level  
456

457 为了更好的说明各传输要素异常在纬向传播过程中的对应关系, 图 9 给出了  
458 它们沿青藏高原纬度带 ( $20^\circ\text{--}40^\circ\text{N}$ ) 的位相演变。由图 9a 可见, 第 1 (8) 位相  
459 自青藏高原东侧  $110^\circ\text{E}$  有水汽质量倾向负 (正) 异常中心自东向西传播到  $20^\circ\text{E}$  以  
460 西地区。与之对应地, 水汽质量绝热散度正 (负) 异常也有自东向西的传播, 两  
461 者接近同步, 但在  $90^\circ\text{E}$  以西地区, 西传的水汽质量绝热散度正 (负) 异常落后水  
462 汽质量倾向负 (正) 异常约 1~2 天。结合南亚高压的中心位置, 可见水汽质量倾  
463 向正 (负) 异常和水汽质量绝热散度负 (正) 异常主要位于南亚高压中心西 (东)  
464 侧, 即南亚高压西移过程中, 其中心西 (东) 侧上对流层总有异常的水汽质量增  
465 加 (减少) 和异常的水汽质量绝热辐合 (辐散), 从而导致水汽质量倾向异常中心  
466 向西传播。

467 由图 9b 可见, 水汽质量非绝热散度正 (负) 异常在  $70^\circ\text{E}$  以西地区也有自东  
468 向西的纬向传播, 但要超前水汽质量倾向负 (正) 异常 3 天左右, 两者存在明显  
469 的位相差。而在  $70^\circ\text{E}$  以东地区, 尽管在  $90^\circ\text{--}100^\circ\text{E}$  经度带, 水汽质量非绝热散度  
470 异常与水汽质量倾向异常反号, 但前者的量值明显要更大。

471  
472 图 9 基于准双周循环过程平均的青藏高原纬度带 ( $20^\circ\text{--}40^\circ\text{N}$ )  $340\text{--}360 \text{ K}$  等熵层的 (a) 水  
473 汽质量通量绝热散度异常 (填色, 单位:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ )、(b) 水汽质量通量非绝热散度异常 (填  
474 色, 单位:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ ) 的经度-位相演变。其中黑色等值线表示水汽质量倾向异常 (单位:  $10^4$   
475  $\text{kg s}^{-1}$ ), 第 15~21 位相为第 1~7 位相的重复。红色实心圆为各位相  $200 \text{ hPa}$  上南亚高压中心

476 位置的经度  
477 Fig9. Longitude phases evolution of (a) the divergences of the adiabatic water vapor mass fluxes  
478 anomalies (shading, units:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ ), and (b) the divergences of the diabatic water vapor mass  
479 fluxes anomalies (shading, units:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ ), and the water vapor mass tendency anomalies (black  
480 contour, units:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ ) averaged over the Tibetan Plateau latitude belts ( $20^\circ\text{--}40^\circ\text{N}$ ) at 340–360 K  
481 isentrope layers, based on the quasi-biweekly cycle. The phase 15–21 are repetitions of the phase  
482 1–7. Red dots denote the center locations of the South Asian high at 200 hPa in different phases

483  
484 进一步基于水汽质量收支方程，通过收支分析确定两个高原地区的水汽质量  
485 传输要素异常对水汽质量倾向异常变化的相对贡献。

486 图 10 给出了准双周期循环过程中，青藏高原 ( $80^\circ\text{--}100^\circ\text{E}$ ,  $20^\circ\text{--}40^\circ\text{N}$ ) 和伊  
487 朗高原 ( $40^\circ\text{--}60^\circ\text{E}$ ,  $20^\circ\text{--}40^\circ\text{N}$ ) 地区上空 340–360 K 等熵层的水汽质量收支。  
488 由图 10a 可见，在青藏高原地区，水汽质量倾向异常与水汽质量绝热散度异常、  
489 水汽质量非绝热散度异常与剩余项，随位相反向变化且量值相近，但后两者的量  
490 值明显更大。这表明确实是水汽质量绝热输送异常的贡献主导了水汽质量倾向异  
491 常的变化。第 1~5 (6~13) 位相剩余项为负 (正) 值，为异常蒸发 (凝结)，其  
492 中第 3 (10) 位相最小 (大)。这表明南亚高压中心偏向青藏高原 (伊朗高原) 时，  
493 虽然青藏高原地区的对流活动异常偏弱 (强)、降水异常偏少 (多)，但在上对流  
494 层有异常的蒸发 (凝结) 平衡水汽质量非绝热输送异常的负 (正) 贡献。

495 由图 10c 可见，在伊朗高原地区，水汽质量倾向异常随位相的变化与各水汽  
496 质量传输要素异常都存在位相差。具体地，水汽质量倾向正异常在第 6 位相达到  
497 最大，水汽质量绝热 (非绝热) 散度负异常则在第 8 (4) 位相达到最小，落后 (超  
498 前) 前者。但从量值来看，水汽质量倾向异常与水汽质量绝热散度异常相近，并  
499 且要大于另外两项。因此，该地区水汽质量倾向异常的变化，水汽质量绝热输送  
500 异常的贡献更为重要。

501 至于绝热分量的相对贡献，由图 10b、d 可见，两个高原地区的水汽质量绝热  
502 散度异常都是与水汽质量纬向 (经向) 绝热散度异常随位相的变化一致 (相反)。  
503 其中在青藏高原地区，水汽质量纬向绝热散度异常的量值要大于水汽质量倾向异  
504 常和水汽质量经向绝热散度异常 (图 10b)。而在伊朗高原地区，水汽质量纬向绝

505 热散度异常的量值与水汽质量倾向异常接近，并远大于水汽质量经向绝热散度异  
506 常（图 10d）。这表明两个高原地区的水汽质量绝热散度异常的变化都主要取决于  
507 纬向分量。

508

509 图 10 基于准双周循环过程平均的青藏高原( $80^{\circ}\sim100^{\circ}\text{E}$ ,  $20^{\circ}\sim40^{\circ}\text{N}$ ; 左列)和伊朗高原( $40^{\circ}\sim$   
510  $60^{\circ}\text{E}$ ,  $20^{\circ}\sim40^{\circ}\text{N}$ ; 右列)地区  $340\sim360\text{ K}$  等熵层 (a, c) 水汽质量倾向异常 (黑色实线)、  
511 水汽质量通量绝热 (红色实线) 和非绝热 (蓝色实线) 散度异常以及剩余项 (黄色实线), (b,  
512 d) 水汽质量通量纬向 (粉色实线) 和经向 (粉色虚线) 绝热散度异常随位相的变化。各要素  
513 的单位都为  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ , 图 b (d) 中的红色实线同图 a (c)

514 Fig10. Phases evolution of (a, c) the water vapor mass tendency anomalies (black solid lines), the  
515 divergences of the adiabatic (red solid lines), the diabatic (blue solid lines) water vapor mass fluxes  
516 anomalies, and (b, d) the divergences of zonal (pink solid lines) and meridional (pink dash lines)  
517 adiabatic water vapor mass fluxes anomalies, and the residual term (yellow solid lines) averaged  
518 over the Tibetan Plateau ( $80^{\circ}\sim100^{\circ}\text{E}$ ,  $20^{\circ}\sim40^{\circ}\text{N}$ ; left column) and the Iranian Plateau ( $40^{\circ}\sim60^{\circ}\text{E}$ ,  
519  $20^{\circ}\sim40^{\circ}\text{N}$ ; right column) at  $340\sim360\text{K}$  isentrope layers, based on the quasi-biweekly cycle. The  
520 units are all  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ . The red solid lines in Fig.b (d) are same as Fig.a (c)

521

522 由上文的分析可知，青藏高原南北两侧的水汽质量异常随位相的变化有明显  
523 的差异，图 11 给出了准双周循环过程中，这两个地区水汽质量的收支结果。由图  
524 11a、c 可见，青藏高原北侧 ( $80^{\circ}\sim100^{\circ}\text{E}$ ,  $30^{\circ}\sim40^{\circ}\text{N}$ ) 和南侧 ( $80^{\circ}\sim100^{\circ}\text{E}$ ,  $20^{\circ}\sim$   
525  $30^{\circ}\text{N}$ ) 地区也是水汽质量倾向异常与水汽质量绝热散度异常 (水汽质量非绝热散  
526 度异常与剩余项) 随位相反向变化、量值相近。其中，青藏高原北侧各要素异常  
527 的位相变化与青藏高原地区相近，但要超前  $1\sim2$  天 (图 11a)。而在青藏高原南侧，  
528 虽然水汽质量非绝热散度异常和剩余项的位相变化与青藏高原地区同步，但两者  
529 并没有完全平衡抵消，前者的量值要更大些，同时水汽质量绝热散度异常的量值  
530 也要大于水汽质量倾向异常 (图 11b)。这表明青藏高原南侧地区水汽质量倾向异  
531 常的变化，水汽质量非绝热输送异常也有一定的贡献。

532 青藏高原南北两侧地区绝热分量的贡献也有明显差异。由图 11b 可见，在青  
533 藏高原北侧，水汽质量经向绝热散度异常的位相变化与水汽质量绝热散度异常同

534 步，两者的量值也相近，而水汽质量纬向绝热散度异常的量值相对较小。这表明  
535 该地区水汽质量绝热输送异常的变化主要取决于经向分量。结合上文的分析，第 2、  
536 4、6（9、11、13）位相，青藏高原北侧的水汽质量绝热散度正（负）异常主要是  
537 自北向南（自南向北）的水汽质量经向绝热输送所造成（图 8b<sub>1</sub>~b<sub>6</sub>）。而在青藏高  
538 原南侧，水汽质量纬向和经向绝热散度异常随位相反向变化、量值相当，说明该  
539 地区的水汽质量绝热散度异常是纬向和经向分量相抵消后的结果（11d）。

540

541 图 11 图例同图 10，但（a-b）为青藏高原北侧地区（80°~100°E, 30°~40°N；左列），（c-d）  
542 为青藏高原南侧地区（80°~100°E, 20°~30°N；右列）

543 Fig.11 Same as Fig.10, but for (a-b) the northern Tibetan Plateau (80°–100°E, 30°–40°N; left  
544 column), and (c-d) the southern Tibetan Plateau (80°–100°E, 20°–30°N; right column) respective

545

## 546 5 结论和讨论

547 本文利用夏季 7~8 月的南亚高压东-西振荡指数，通过带通滤波和位相合成  
548 方法，构建准双周循环过程，进而分析了青藏高原及周边上对流层水汽分布和传  
549 输的准双周振荡，主要结论如下：

550 （1）准双周循环过程中，伴随南亚高压中心由青藏高原西移到伊朗高原，青  
551 藏高原及周边地区上对流层水汽含量异常中心也呈现自东向西的纬向振荡传播。  
552 其中南亚高压呈青藏高原模态时，青藏高原（伊朗高原）地区上对流层水汽含量  
553 异常偏高（低），南亚高压呈伊朗高原模态时有相反的结果。同时上对流层在高压  
554 中心西侧（东侧）总是存在水汽的绝热辐合（辐散）异常，这是造成水汽含量正  
555 异常中心纬向传播的主要原因。

556 （2）上对流层水汽收支分析的结果表明，除局部区域外，两个高原地区水汽  
557 异常的变化主要取决于水汽纬向绝热输送异常。青藏高原北侧水汽异常的变化主  
558 要取决于南北方向的水汽经向绝热输送异常，南侧水汽异常的变化则是较大的水  
559 汽纬向和经向绝热输送异常相抵消后的结果。

560 （3）青藏高原地区对流活动异常引起的垂直向上的水汽非绝热输送异常，在  
561 上对流层总是与剩余项（水汽的凝结和蒸发）相抵消，因而对水汽异常的变化贡  
562 献不大。南亚高压中心和上对流层水汽含量正异常中心自青藏高原向伊朗高原西

563 移的过程，对应着青藏高原地区对流活动和垂直向上的水汽非绝热输送异常的不  
564 断增强，同时上对流层的水汽凝结异常也不断增强。

565 至于水汽向平流层的传输异常，随着南亚高压中心向西移动，由图 7 可见，  
566 异常的水汽向平流层非绝热传输的主要区域由青藏高原东侧西移到伊朗高原上  
567 空。而异常的水汽向平流层绝热传输的主要区域也由青藏高原北部西移到伊朗高  
568 原北部（图 8b<sub>1</sub>~b<sub>6</sub>）。但对此还需要通过轨迹模拟试验进一步分析和验证。

569 本文系统分析了准双周时间尺度上，夏季青藏高原及周边上对流层水汽分布  
570 和传输变化的主要过程和特征，得到的研究结果有助于加深认识 ASM 环流系统对  
571 上空示踪物质季节内变化的影响。本文的分析结果表明，与年际以上尺度不同，  
572 由于水汽的凝结和蒸发在准双周时间尺度上的重要作用，对流垂直输送不再是南  
573 亚高压中心区域水汽辐合辐散的主要贡献者。未来我们将进一步借助多源观测数  
574 据和大气水汽循环模式，深入揭示其中的过程。

575  
576 致谢 感谢 JPL 提供的 MLS 卫星反演数据。感谢 ECMWF 提供的 ERAI 再分析资  
577 料。感谢 NOAA 和 CPC 分别提供的 OLR 数据和降水数据。

578

## 579 参考文献

- 580 Amemiya A, Sato K. 2020. Characterizing quasi-biweekly variability of the Asian  
581 monsoon anticyclone using potential vorticity and large-scale geopotential height  
582 field [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 20(22): 13857–13876. doi:  
583 10.5194/acp-20-13857-2020.
- 584 Bian J C, Li D, Bai Z X, et al. 2020. Transport of Asian surface pollutants to the global  
585 stratosphere from the Tibetan Plateau region during the Asian summer monsoon [J].  
586 National Science Review, 7: 516–533. doi: 10.1093/nsr/nwaa005.
- 587 卞建春, 严仁端, 陈洪滨. 2011. 亚洲夏季风是低层污染物进入平流层的重要途径  
588 [J]. 大气科学, 35(5): 897–902. Bian Jianchun, Yan RENCHANG, Chen Hongbin.  
589 2011. Tropospheric pollutant transport to the stratosphere by Asian summer  
590 monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese),  
591 35(5):897–902. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.05.09

- 592 Bretherton C S, Widmann M, Dymnikov V P, et al. 1999. The effective number of  
593 spatial degrees of freedom of a time-varying field [J]. *Journal of Climate*, 12(7):  
594 1990–2009. doi: 10.1175/1520-0442(1999)012<1990:tenosd>2.0.co;2.
- 595 曹治强, 吕达仁. 2015. 两次强对流背景下的对流层向平流层输送特征模拟与分析  
596 [J]. *大气科学*, 39(5): 875–884. Cao Zhiqiang, Lü Daren. 2015. Simulation and  
597 analysis of troposphere-to-stratosphere transport caused by two severe convection  
598 events [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 39(5): 875–884.  
599 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1411.14175
- 600 陈斌, 徐祥德, 施晓晖. 2011. 南亚高压对亚洲季风区夏季对流层上层水汽异常分  
601 布的动力效应 [J]. *气象学报*, 69(3): 464–471. Chen Bin, Xu Xiangde, Shi  
602 Xiaohui. 2011. A study of the dynamic effect of the South Asian high on the upper  
603 troposphere water vapor abnormal distribution over the Asian monsoon region in  
604 boreal summer [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 69(3): 464–471.
- 605 陈斌, 徐祥德, 杨帅, 等. 2012. 夏季青藏高原地区近地层水汽进入平流层的特征  
606 分析 [J]. *地球物理学报*, 55(2): 406–414. Chen Bin, Xu Xiangde, Yang Shuai, et  
607 al. 2012. On the characteristics of water vapor transport from atmosphere boundary  
608 layer to stratosphere over Tibetan Plateau regions in summer [J]. *Chinese Journal  
609 of Geophysics (in Chinese)*, 55(2): 406–414.
- 610 Chen Q L, Gao G L, Li Y, et al. 2019. Main detrainment height of deep convection  
611 systems over the Tibetan Plateau and its southern slope [J]. *Advances in  
612 Atmospheric Sciences*, 36(10): 1078–1088. doi: 10.1007/s00376-019-9003-3.
- 613 陈权亮, 高国路, 李扬. 2022. 青藏高原深对流及其在对流层—平流层物质输送中  
614 作用的研究进展 [J]. *大气科学*, 46(5): 1198–1208. Chen Quanliang, Gao Guolu,  
615 Li Yang. 2022. Advances in Studies of Deep Convection over the Tibetan Plateau  
616 and Its Effect on Stratospheric–Tropospheric Material Transport [J]. *Chinese  
617 Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 46(5): 1198–1208. doi:  
618 10.3878/j.issn.1006-9895.2201.21118.
- 619 Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis:  
620 configuration and performance of the data assimilation system [J]. *Quarterly*

- 621       Journal of the Royal Meteorological Society, 137(656): 553–597. doi:  
622       10.1002/qj.828.
- 623       Dethof A, O'neill A, Slingo J, et al. 1999. A mechanism for moistening the lower  
624       stratosphere involving the Asian summer monsoon [J]. Quarterly Journal of the  
625       Royal Meteorological Society, 125(556): 1079–1106. doi:  
626       10.1002/qj.1999.49712555602.
- 627       Fadnavis S, Chattopadhyay R. 2017. Linkages of subtropical stratospheric intraseasonal  
628       intrusions with Indian summer monsoon deficit rainfall [J]. Journal of Climate,  
629       30(13): 5083–5095. doi: 10.1175/jcli-d-16-0463.1.
- 630       Fujiwara M, Sakai T, Nagai T, et al. 2021. Lower-stratospheric aerosol measurements in  
631       eastward-shedding vortices over Japan from the Asian summer monsoon  
632       anticyclone during the summer of 2018 [J]. Atmospheric Chemistry and Physics,  
633       21(4): 3073–3090. doi: 10.5194/acp-21-3073-2021.
- 634       Fan Q J, Bian J C, Pan L L. 2017. Stratospheric entry point for upper-tropospheric air  
635       within the Asian summer monsoon anticyclone [J]. Science China (Earth Sciences),  
636       60(09): 1685–1693. doi: 10.1007/s11430-016-9073-5
- 637       Fu R, Hu Y, Wright J S, et al. 2006. Short circuit of water vapor and polluted air to the  
638       global stratosphere by convective transport over the Tibetan Plateau [J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America,  
639       103(15): 5664–5569. doi: 10.1073/pnas.0601584103.
- 641       Garny H, Randel W J. 2013. Dynamic variability of the Asian monsoon anticyclone  
642       observed in potential vorticity and correlations with tracer distributions [J]. Journal  
643       of Geophysical Research: Atmospheres, 118(24): 13421–13433. doi:  
644       10.1002/2013jd020908.
- 645       Garny H, Randel W J. 2016. Transport pathways from the Asian monsoon anticyclone  
646       to the stratosphere [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 16(4): 2703–2718. doi:  
647       10.5194/acp-16-2703-2016.
- 648       Honomichl S B, Pan L L. 2020. Transport from the Asian summer monsoon anticyclone  
649       over the Western Pacific [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,

- 650 125(13): e2019JD032094. doi: 10.1029/2019JD032094.
- 651 黄莹, 郭栋, 周顺武, 等. 2017. 夏季南亚高压与邻近上对流层下平流层区水汽变化  
652 的联系 [J]. 气象学报, 75(6): 934–942. Huang Ying, Guo Dong, Zhou Shunwu, et  
653 al. 2017. The relationship between South Asia high and water vapor variation in  
654 the upper troposphere and lower stratosphere in summer [J]. Acta Meteorologica  
655 Sinica (in Chinese), 75(6): 934–942. doi: 10.11676/qxxb2017.065
- 656 Jiang J H, Su H, Zhai C X, et al. 2015. An assessment of upper troposphere and lower  
657 stratosphere water vapor in MERRA, MERRA2, and ECMWF reanalyses using  
658 Aura MLS observations [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,  
659 120(22): 11468–11485. doi: 10.1002/2015JD023752.
- 660 Kunz A, Sprenger M, Wernli H. 2015. Climatology of potential vorticity streamers and  
661 associated isentropic transport pathways across PV gradient barriers [J]. Journal of  
662 Geophysical Research: Atmospheres, 120(9): 3802–3821. doi:  
663 10.1002/2014jd022615.
- 664 Legras B, Bucci S. 2020. Confinement of air in the Asian monsoon anticyclone and  
665 pathways of convective air to the stratosphere during the summer season [J].  
666 Atmospheric Chemistry and Physics, 20(18): 11045–11064. doi:  
667 10.5194/acp-20-11045-2020.
- 668 Li D, Vogel B, Bian J C, et al. 2017. Impact of typhoons on the composition of the  
669 upper troposphere within the Asian summer monsoon anticyclone: the SWOP  
670 campaign in Lhasa 2013 [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 17(7):  
671 4657–4672. doi: 10.5194/acp-17-4657-2017.
- 672 Li D, Vogel B, Müller R, et al. 2020. Dehydration and low ozone in the tropopause layer  
673 over the Asian monsoon caused by tropical cyclones: Lagrangian transport  
674 calculations using ERA-Interim and ERA5 reanalysis data [J]. Atmospheric  
675 Chemistry and Physics, 20(7): 4133–4152. doi: 10.5194/acp-20-4133-2020.
- 676 Liebmann B, Smith C A. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing  
677 longwave radiation dataset [J]. Bulletin of the American Meteorological Society,  
678 77(6): 1275–1277.

- 679 Liu Y M, Lu M M, Yang H J, et al. 2020. Land–atmosphere–ocean coupling associated  
680 with the Tibetan Plateau and its climate impacts [J]. National Science Review, 7(3):  
681 534–552. doi: 10.1093/nsr/nwaa011.
- 682 Livesey N J, Read W G, Wanger P A, et al. 2015. Earth Observing System (EOS)  
683 Microwave Limb Sounder (MLS) version 4.2 x level 2 data quality and description  
684 document [R]. Pasadena: Jet Propulsion Laboratory.
- 685 Luo J L, Pan L L, Honomichl S B, et al. 2018. Space–time variability in UTLS chemical  
686 distribution in the Asian summer monsoon viewed by limb and nadir satellite  
687 sensors [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 18(16): 12511–12530. doi:  
688 10.5194/acp-18-12511-2018.
- 689 Ma D Y, Bian J C, Li D, et al. 2022. Mixing characteristics within the tropopause  
690 transition layer over the Asian summer monsoon region based on ozone and water  
691 vapor sounding data. Atmospheric Research, 271: 106093. doi:  
692 10.1016/j.atmosres.2022.106093.
- 693 Nützel M, Dameris M, Garny H. 2016. Movement, drivers and bimodality of the South  
694 Asian high [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 16(22): 14755–14774. doi:  
695 10.5194/acp-16-14755-2016.
- 696 Nützel M, Podglajen A, Garny H, et al. 2019. Quantification of water vapour transport  
697 from the Asian monsoon to the stratosphere [J]. Atmospheric Chemistry and  
698 Physics, 19(13): 8947–8966. doi: 10.5194/acp-19-8947-2019.
- 699 Pan L L, Honomichl S B, Kinnison D E, et al. 2016. Transport of chemical tracers from  
700 the boundary layer to stratosphere associated with the dynamics of the Asian  
701 summer monsoon [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 121(23):  
702 14159–14174. doi: 10.1002/2016JD025616.
- 703 Park M, Randel W J, Gettelman A, et al. 2007. Transport above the Asian summer  
704 monsoon anticyclone inferred from Aura Microwave Limb Sounder tracers [J].  
705 Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 112(D16309). doi:  
706 10.1029/2006jd008294.
- 707 Park M, Randel W J, Emmons L K, et al. 2009. Transport pathways of carbon monoxide

- 708 in the Asian summer monsoon diagnosed from Model of Ozone and Related  
709 Tracers (MOZART) [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,  
710 114(D08303). doi: 10.1029/2008jd010621.
- 711 Ploeger F, Günther G, Konopka P, et al. 2013. Horizontal water vapor transport in the  
712 lower stratosphere from subtropics to high latitudes during boreal summer [J].  
713 Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 118(14): 8111–8127. doi:  
714 10.1002/jgrd.50636.
- 715 Randel W J, Park M. 2006. Deep convective influence on the Asian summer monsoon  
716 anticyclone and associated tracer variability observed with Atmospheric Infrared  
717 Sounder (AIRS) [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 111(D12314).  
718 doi: 10.1029/2005jd006490.
- 719 Randel W J, Zhang K, Fu R. 2015. What controls stratospheric water vapor in the NH  
720 summer monsoon regions? [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,  
721 120(15): 7988–8001. doi: 10.1002/2015jd023622.
- 722 任荣彩, 吴国雄, Cai Ming, 等. 2014. 平流层一对流层相互作用研究进展:等熵位涡  
723 理论的应用及青藏高原影响 [J]. 气象学报, 72(5): 853–868. Ren Rongcai, Wu  
724 Guoxiong, Cai Ming, et al. 2014. Progress in research of stratosphere-troposphere  
725 interactions: Application of isentropic potential vorticity dynamics and the effects  
726 of the Tibetan Plateau [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 72(5): 853–868.  
727 doi: 10.11676/qxxb2014.076.
- 728 Ren R C, Zhu C D, Cai M. 2019. Linking quasi-biweekly variability of the South Asian  
729 high to atmospheric heating over Tibetan Plateau in summer [J]. Climate Dynamics,  
730 53(5): 3419–3429. doi: 10.1007/s00382-019-04713-4.
- 731 Rolf C, Vogel B, Hoor P, et al. 2018. Water vapor increase in the lower stratosphere of  
732 the Northern Hemisphere due to the Asian monsoon anticyclone observed during  
733 the TACTS/ESMVal campaigns [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 18(4):  
734 2973–2983. doi: 10.5194/acp-18-2973-2018.
- 735 Santee M L, Manney G L, Livesey N J, et al. 2017. A comprehensive overview of the  
736 climatological composition of the Asian summer monsoon anticyclone based on 10

- 737 years of Aura microwave limb sounder measurements [J]. Journal of Geophysical  
738 Research: Atmospheres, 122(10): 5491–5514. doi: 10.1002/2016JD026408.
- 739 Schneider T, Smith K L, O'gorman P A, et al. 2006. A climatology of tropospheric  
740 zonal-mean water vapor fields and fluxes in isentropic coordinates [J]. Journal of  
741 Climate, 19(22): 5918–5933. doi: 10.1175/JCLI3931.1.
- 742 唐南军, 任荣彩, 邹晓蕾, 等. 2019. 夏季青藏高原地区水汽向平流层的等熵绝热  
743 和非绝热传输的气候学特征及其与落基山地区的对比 [J]. 大气科学, 43(1):  
744 183–201. Tang Nanjun, Ren Rongcai, Zou Xiaolei, et al. 2019. Characteristic of  
745 adiabatic and diabatic water vapor transport from the troposphere to the  
746 stratosphere over the Tibetan Plateau and its comparison with the Rocky  
747 Mountains in the summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in  
748 Chinese), 43(1): 183–201. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1804.17255
- 749 唐南军, 任荣彩, 吴国雄, 等. 2020a. 夏季青藏高原及周边上对流层水汽质量及其  
750 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.  
751 Tang Nanjun, Ren Rongcai, Wu Guoxiong, et al. 2020a. Interannual anomalies of  
752 upper tropospheric water vapor mass and its transport into the stratosphere over the  
753 Tibetan Plateau area in summer. Part I: Leading patterns of water-vapor-mass  
754 anomalies [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(2):  
755 239–256. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1905.18267
- 756 唐南军, 任荣彩, 吴国雄, 等. 2020b. 夏季青藏高原及周边上对流层水汽质量及其  
757 向平流层传输年际异常.II: 向平流层的绝热和非绝热传输 [J]. 大气科学, 44(3):  
758 503–518. Tang Nanjun, Ren Rongcai, Wu Guoxiong, et al. 2020b. Interannual  
759 anomalies of upper tropospheric water vapor mass and its transport into the  
760 stratosphere over the Tibetan Plateau area in summer. Part II: Adiabatic and  
761 diabatic transport into the stratosphere [J]. Chinese Journal of Atmospheric  
762 Sciences (in Chinese), 44(3): 503–518. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1905.18268
- 763 唐南军, 任荣彩, 吴国雄. 2020c. 青藏高原及周边 UTLS 水汽时空特征的多源资料  
764 对比 [J]. 大气科学学报, 43(2): 275–286. Tang Nanjun, Ren Rongcai, Wu  
765 Guoxiong. 2020c. Comparison of upper troposphere and lower stratosphere water

- 766 vapor spatial and temporal distribution between reanalysis data and MLS  
767 observations over the Tibetan Plateau [J]. Transactions of Atmospheric Sciences (in  
768 Chinese), 43(2): 275–286. doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.20170706001.
- 769 田红瑛, 田文寿, 雒佳丽, 等. 2014. 青藏高原地区上对流层一下平流层区域水汽分  
770 布和变化特征 [J]. 高原气象, 33(1): 1–13. Tian Hongying, Tian Wenshou, Luo  
771 Jiali, et al. Characteristics of water vapor distribution and variation in upper  
772 troposphere and lower stratosphere over Qinghai-Xizang Plateau [J]. Plateau  
773 Meteorology (in Chinese), 33(1): 1–13. doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2013.00074.
- 774 Vogel B, Günther G, Müller R, et al. 2015. Impact of different Asian source regions on  
775 the composition of the Asian monsoon anticyclone and of the extratropical  
776 lowermost stratosphere [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 15(23):  
777 13699–13716. doi: 10.5194/acp-15-13699-2015.
- 778 Vogel B, Müller R, Günther G, et al. 2019. Lagrangian simulations of the transport of  
779 young air masses to the top of the Asian monsoon anticyclone and into the tropical  
780 pipe [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 19(9): 6007–6034. doi:  
781 10.5194/acp-19-6007-2019.
- 782 Wang M R, Wang J, Duan A M, et al. 2018. Coupling of the quasi-biweekly oscillation  
783 of the Tibetan Plateau summer monsoon with the Arctic Oscillation [J].  
784 Geophysical Research Letters, 45(15): 7756–7764. doi: 10.1029/2018GL077136.
- 785 王黎娟, 葛静. 2016. 夏季青藏高原大气热源低频振荡与南亚高压东西振荡的关系  
786 [J]. 大气科学, 40(4): 853-863. Wang Lijuan, Ge Jing. 2016. Relationship between  
787 low-frequency oscillations of atmospheric heat source over the Tibetan Plateau and  
788 longitudinal oscillations of the South Asia high in the summer [J]. Chinese Journal  
789 of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40(4): 853–863,  
790 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1509.15164.
- 791 Wei W, Zhang R H, Yang S, et al. 2019. Quasi-biweekly oscillation of the South Asian  
792 high and its role in connecting the Indian and East Asian summer rainfalls [J].  
793 Geophysical Research Letters, 46(24): 14742–14750. doi:  
794 10.1029/2019GL086180.

- 795 Wright J S, Fu R, Fueglistaler S, et al. 2011. The influence of summertime convection  
796 over Southeast Asia on water vapor in the tropical stratosphere [J]. *Journal of*  
797 *Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D12): D12302. doi:  
798 10.1029/2010jd015416.
- 799 吴国雄, 刘屹岷, 何编, 等. 2018. 青藏高原感热气泵影响亚洲夏季风的机制 [J].  
800 *大气科学*, 42(3): 488–504. Wu Guoxiong, Liu Yimin, He Bian, et al. 2018.  
801 Review of the impact of the Tibetan Plateau sensible heat driven air-pump on the  
802 Asian summer monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*,  
803 42(3): 488–504. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1801.17279
- 804 夏昕, 任荣彩, 吴国雄, 等. 2016. 青藏高原周边对流层顶的时空分布、热力成因及  
805 动力效应分析 [J]. *气象学报*, 74(4): 525–541. Xia Xin, Ren Rongcai, Wu  
806 Guoxiong, et al. 2016. An analysis on the spatio-temporal variations and dynamic  
807 effects of the tropopause and the related stratosphere-troposphere coupling  
808 surrounding the Tibetan Plateau area [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*,  
809 74(4): 525–541. doi: 10.11676/qxxb2016.036
- 810 Xie P P, Chen M Y, Yang S, et al. 2007. A gauge-based analysis of daily precipitation  
811 over East Asia [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 8(3): 607–626. doi:  
812 10.1175/JHM583.1.
- 813 Xu X D, Zhao T L, Lu C G, et al. 2014. An important mechanism sustaining the  
814 atmospheric "water tower" over the Tibetan Plateau [J]. *Atmospheric Chemistry  
815 and Physics*, 14(20): 11287–11295. doi: 10.5194/acp-14-11287-2014.
- 816 Yan R C, Bian J C, Fan Q J. 2011. The impact of the South Asia high bimodality on the  
817 chemical composition of the upper troposphere and lower stratosphere [J].  
818 *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 4(4): 229–234. doi:  
819 10.1080/16742834.2011.11446934.
- 820 Yan X L, Konopka P, Ploeger F, et al. 2019. The efficiency of transport into the  
821 stratosphere via the Asian and North American summer monsoon circulations [J].  
822 *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(24): 15629–15649. doi:  
823 10.5194/acp-19-15629-2019.

- 824 Yang S, Wei Z, Chen B, et al. 2019. Influences of atmospheric ventilation on the  
825 composition of the upper troposphere and lower stratosphere during the two  
826 primary modes of the South Asia high [J]. Meteorology and Atmospheric Physics,  
827 132(4): 559–570. doi: 10.1007/s00703-019-00706-4.
- 828 Yang S Y, Li T. 2016. Zonal shift of the South Asian high on the subseasonal time-scale  
829 and its relation to the summer rainfall anomaly in China [J]. Quarterly Journal of  
830 the Royal Meteorological Society, 142(699): 2324–2335. doi: 10.1002/qj.2826.
- 831 Yu P F, Rosenlof K H, Liu S, et al. 2017. Efficient transport of tropospheric aerosol into  
832 the stratosphere via the Asian summer monsoon anticyclone [J]. Proceedings of the  
833 National Academy of Sciences of the United States of America, 114(27):  
834 6972–6977. doi: 10.1073/pnas.1701170114.
- 835 Yu Y Y, Ren R C, Hu J G, et al. 2014. A mass budget analysis on the interannual  
836 variability of the polar surface pressure in the winter season [J]. Journal of the  
837 Atmospheric Sciences, 71(9): 3539–3553. doi: 10.1175/jas-d-13-0365.1.
- 838 占瑞芬, 李建平. 2008. 青藏高原地区大气红外探测器 (AIRS) 资料质量检验及揭  
839 示的上对流层水汽特征 [J]. 大气科学, 32(2): 242–260. Zhan Ruifen, Li  
840 Jianping. 2008. Validation and characteristics of upper tropospheric water vapor  
841 over the Tibetan Plateau from AIRS satellite retrieval [J]. Chinese Journal of  
842 Atmospheric Sciences (in Chinese), 32(2): 242–260, doi:  
843 10.3878/j.issn.1006-9895.2008.02.05
- 844 Zhang Q, Wu G X, Qian Y F. 2002. The bimodality of the 100 hPa South Asia high and  
845 its relationship to the climate anomaly over East Asia in summer [J]. Journal of the  
846 Meteorological Society of Japan, 80(4): 733–744. doi: 10.2151/jmsj.80.733.
- 847 Zhu C D, Ren R C, Wu G X. 2018. Varying Rossby wave trains from the developing to  
848 decaying period of the upper atmospheric heat source over the Tibetan Plateau in  
849 boreal summer [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 35(9): 1114–1128. doi:  
850 10.1007/s00376-017-7231-y.
- 851 祝传栋, 任荣彩. 2022. 夏季南亚高压两类东-西振荡过程的联系及其天气效应对  
852 比 [J]. 大气科学, 待刊. Zhu Chuandong, Ren Rongcai. 2022. Relationship

853 between two types of east-west oscillation of the South Asian high and their  
854 different influences on weather [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, in  
855 press, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2106.21075.

856  
857  
858  
859  
860  
861  
862  
863  
864  
865  
866  
867  
868  
869  
870  
871  
872  
873  
874  
875  
876  
877  
878  
879  
880  
881

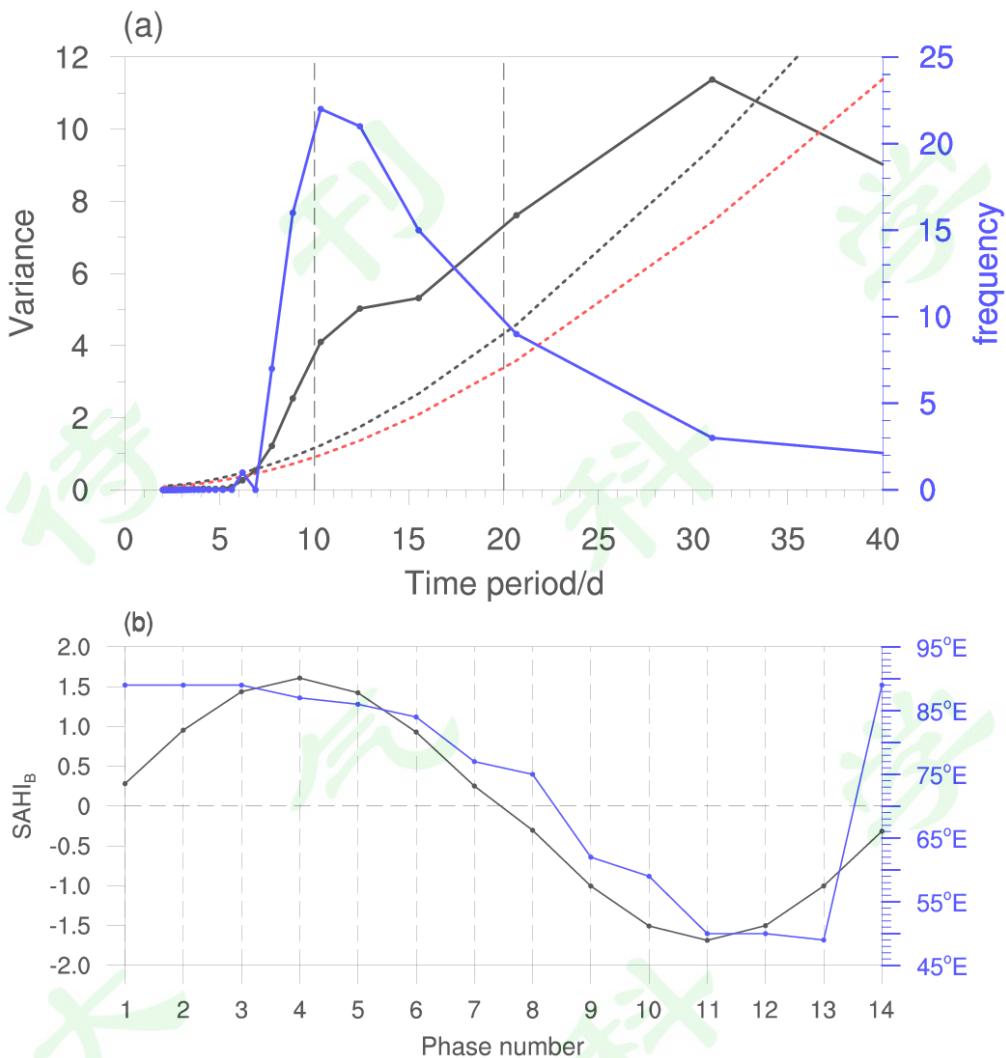
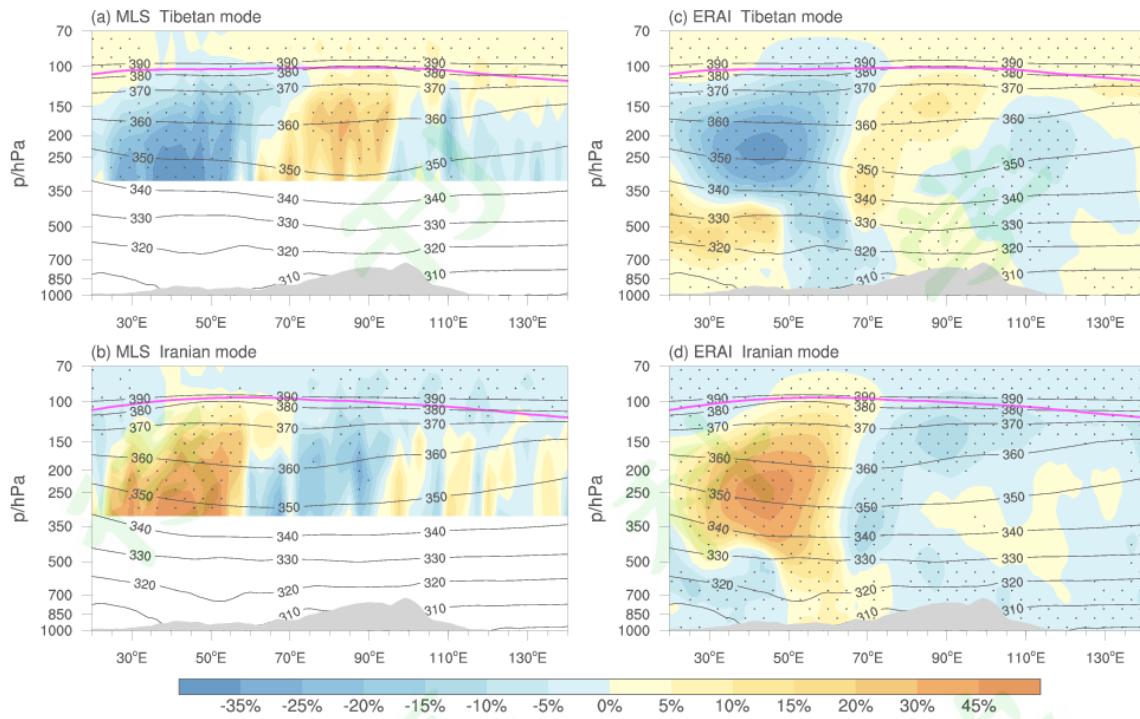


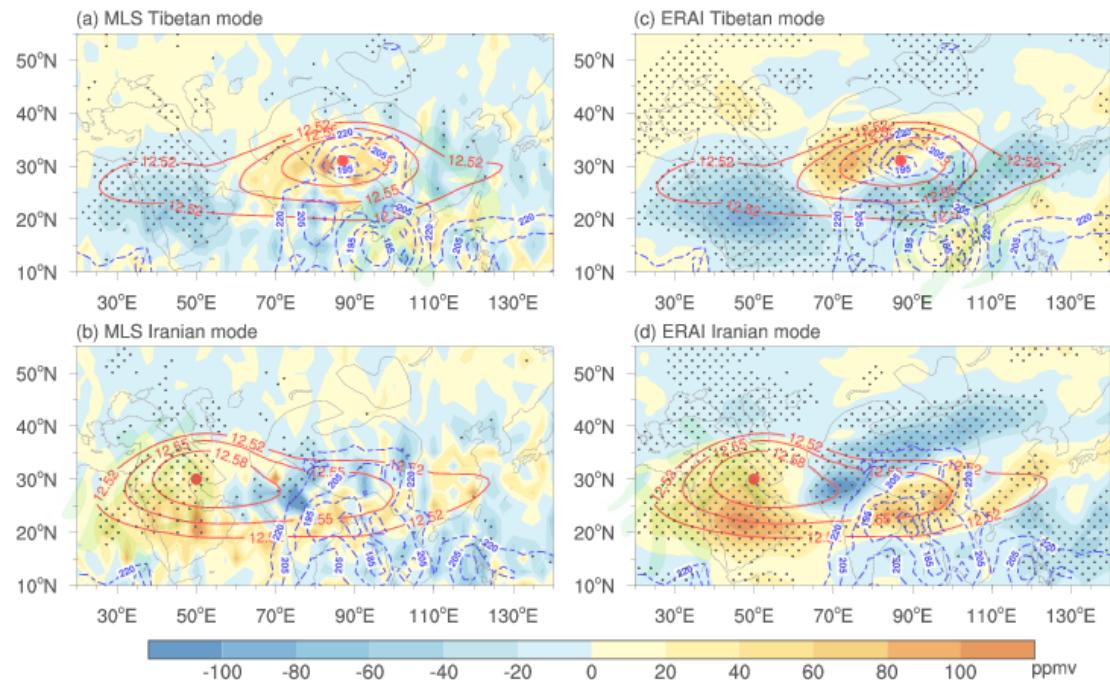
图 1 (a) 1979~2018 年 7~8 月 SAHI 功率谱的平均值（黑色实线）以及各时间周期的功率  
884 谱超过 95% 置信水平检验的频次（蓝色实线）；黑色和红色虚线分别表示 95% 置信水平检验和  
885 Markov 红噪声谱；横坐标为时间周期（单位：天），右侧纵坐标为频次。（b）准双周循环过程  
886 中 SAHI<sub>B</sub>（黑色实线）和 200 hPa 上南亚高压中心位置的经度（蓝色实线）随位相的变化  
887

Fig.1 (a) The averaged power spectrum (black solid lines) of the SAHI, and the frequency (blue solid  
888 lines) with which the power spectrum of each time period exceeds the significant at the 95%  
889 confidence level in July–August from 1979 to 2018. The black and red dash lines denote the  
890 significant at the 95% confidence level and the Markov red noise spectrum respectively. The  
891 abscissa shows the time period (units: day), and the right ordinate shows the frequency. (b) Phases  
892 evolution of the SAHI<sub>B</sub> (black solid lines) and the longitudes of the centers of the South Asian high  
893 (blue solid lines) in the quasi-biweekly cycle  
894



897 图 2 2005~2018 年 7~8 月南亚高压呈 (a, c) 青藏高原模态和 (b, d) 伊朗高原模态时合成  
 898 的水汽含量相对气候平均的偏差百分比 (填色, 单位: %) 沿青藏高原纬度带 ( $20^{\circ}$ ~ $40^{\circ}$ N)  
 899 的气压一经度剖面, 其中 MLS 资料 (左列), ERAI 资料 (右列)。黑色和粉红色实线分别表  
 900 示位温 (单位: K) 和对流层顶的位置。打点区域表明水汽含量偏差通过了 90% 置信水平检验  
 901 的区域

902 Fig.2. Height-longitude cross sections of percentage differences in water vapor content relative to  
 903 climate mean (shading) over the Tibetan Plateau latitude belts ( $20^{\circ}$ ~ $40^{\circ}$ N), for (a, c) the Tibetan  
 904 Plateau mode and (b, d) the Iranian Plateau mode of the South Asia high respective, based on MLS  
 905 data (left column) and ERAI data (right column) in July–August from 2005 to 2018. The black and  
 906 pink solid lines denote the potential temperature (units: K) and the tropopause locations respective.  
 907 Black dots indicate the differences in the water vapor content significant at the 90% confidence level



915

916 图 3 2005~2018 年 7~8 月南亚高压呈 (a, c) 青藏高原模态和 (b, d) 伊朗高原模态时合成  
 917 的上对流层水汽含量相对气候平均的差值 (填色, 单位: ppmv), 其中 MLS 为 316~121 hPa  
 918 气压层平均 (左列), ERAI 为 350~125 hPa 气压层平均 (右列)。红色等值线和实心圆分别表  
 919 示 200 hPa 上的位势高度 (单位:  $10^3$  gpm) 和南亚高压的中心位置, 蓝色等值线表示 OLR (单  
 920 位:  $W m^{-2}$ ); 打点区域表明水汽含量偏差通过了 90% 置信水平检验的区域

921 Fig3. Difference in the composited upper tropospheric water vapor content relative to climate mean  
 922 (shading, units: ppmv), for (a, c) the Tibetan Plateau mode and (b, d) the Iranian Plateau mode of the  
 923 South Asian high respective, based on MLS data averaged for 316–121 hPa pressure layers (left  
 924 column) and ERAI data averaged for 350–125 hPa pressure layers (right column) in July–August  
 925 from 2005 to 2018. Red contours and dots denote the potential height (units:  $10^3$  gpm) and the center  
 926 locations of the SAH at 200 hPa respective. Blue contours denote the OLR (units:  $W m^{-2}$ ). Black  
 927 dots indicate the differences in the water vapor content significant at the 90% confidence level

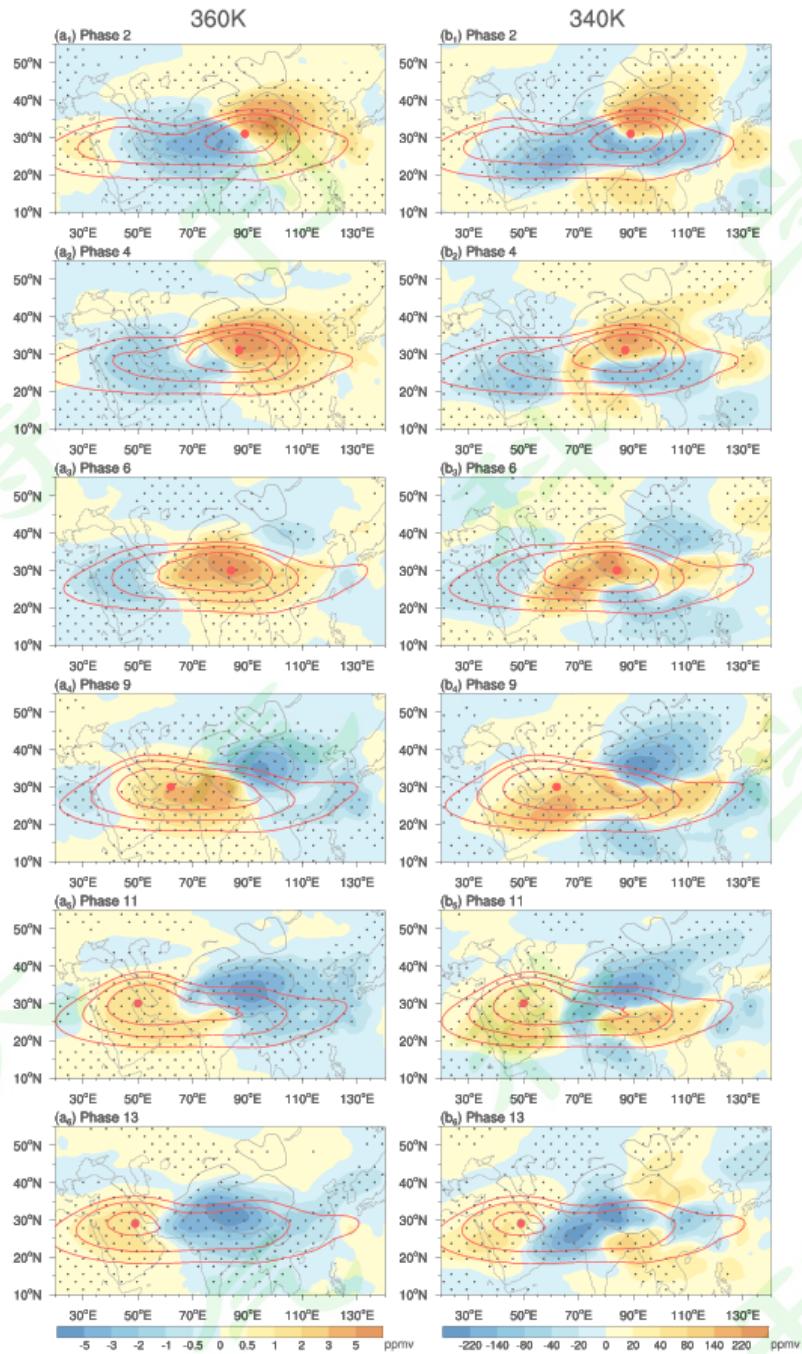
928

929

930

931

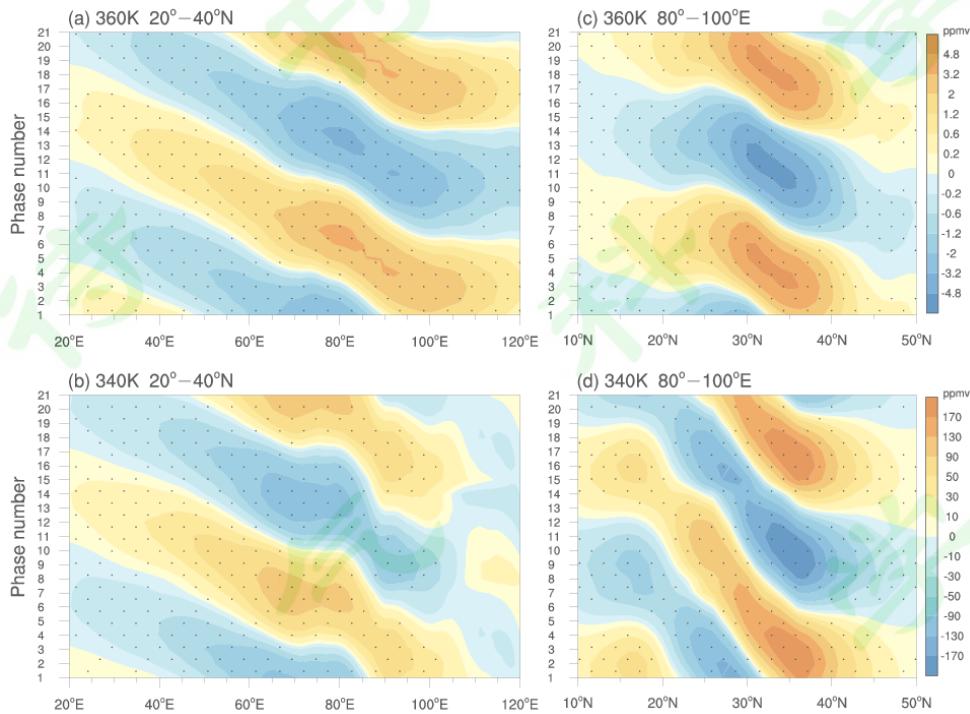
932



935 图 4 基于准双周循环过程合成的第 2, 4, 6, 9, 11, 13 位相 ( $a_1 \sim a_6$ ) 360 K 和 ( $b_1 \sim b_6$ ) 340  
936 K 等熵层水汽含量异常 (填色, 单位: ppmv) 的水平分布。红色实线由内向外依次为 200 hPa  
937 上的 12560 gpm、12530 gpm、12500 gpm 位势高度等值线。红色实心圆表示 200 hPa 上南亚高  
938 压的中心位置。打点区域表明水汽含量异常值通过了 90% 置信水平检验的区域  
939 Fig.4 Horizontal distributions of water vapor content anomalies (shading, units: ppmv) at ( $a_1 \sim a_6$ ) 360  
940 K and ( $b_1 \sim b_6$ ) 340 K isentrope layer composited in phases 2, 4, 6, 9, 11, 13, based on the  
941 quasi-biweekly cycle. Red solid lines from the inside to the outside denote the 12560 gpm, 12530

942 gpm, 12500 gpm potential height isolines at 200 hPa respective. Red dots denote the center locations  
943 of the South Asian high at 200 hPa. Black dots indicate the water vapor content anomalies  
944 significant at the 90% confidence level

945



946  
947 图 5 基于准双周循环过程平均的青藏高原纬度带 ( $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ ; 左列) 和青藏高原中东部经度  
948 带 ( $80^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$ ; 右列) (a, c) 360 K、(b, d) 340 K 等熵层水汽含量异常 (填色, 单位: ppmv)  
949 的经度-位相演变和纬度-位相演变。其中第 15~21 位相为第 1~7 位相的重复。打点区域表  
950 明水汽含量异常值通过了 90% 置信水平检验的区域

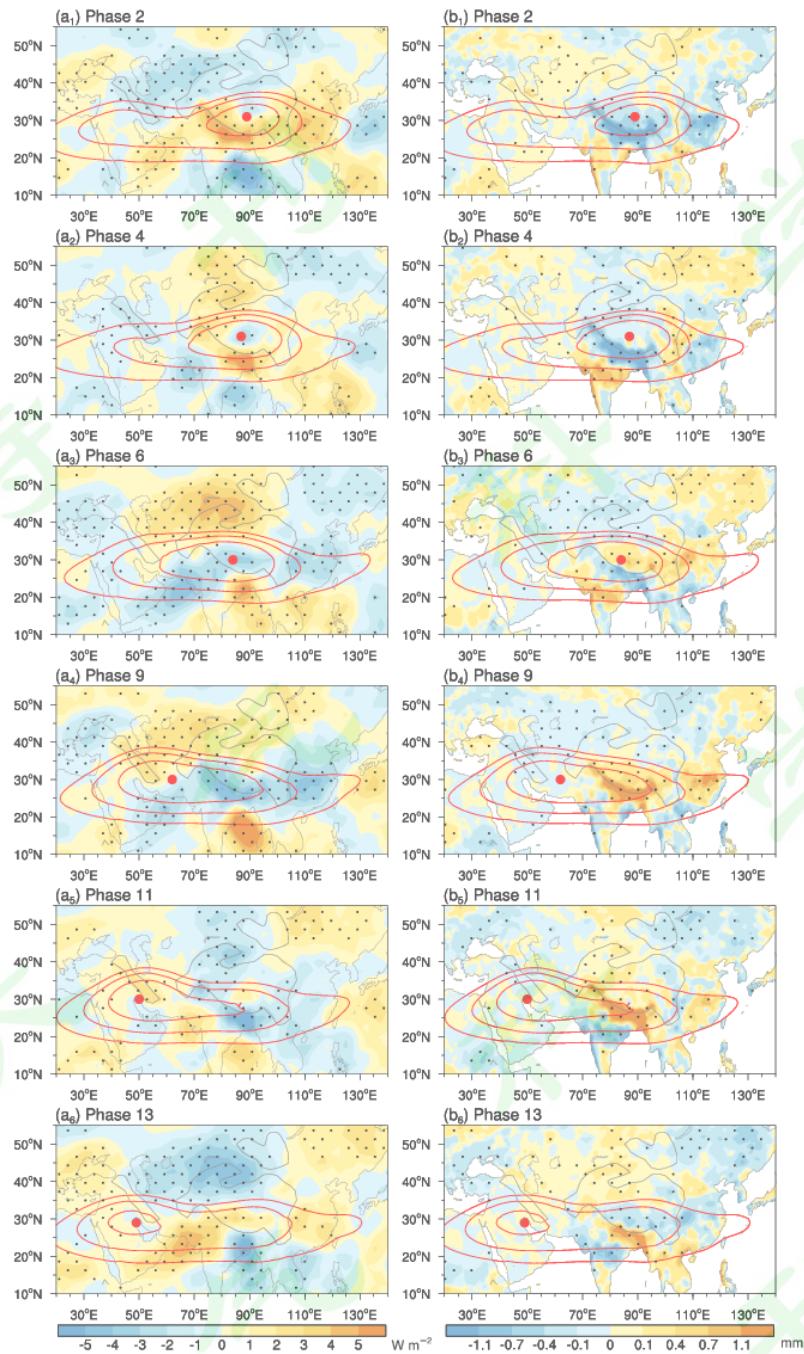
951 Fig5. Longitude phases evolution and latitude phases evolution of water vapor content anomalies  
952 (shading, units: ppmv) averaged over the Tibetan Plateau latitude belts ( $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ ; left column) and  
953 the central and eastern Tibetan Plateau longitude belts ( $80^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$ ; right column) at (a, c) 360 K and  
954 (b, d) 340 K isentrope layer, respectively, based on the quasi-biweekly cycle. The phase 15–21 are  
955 repetitions of the phase 1–7. Black dots indicate the water vapor content anomalies significant at the  
956 90% confidence level

957

958

959

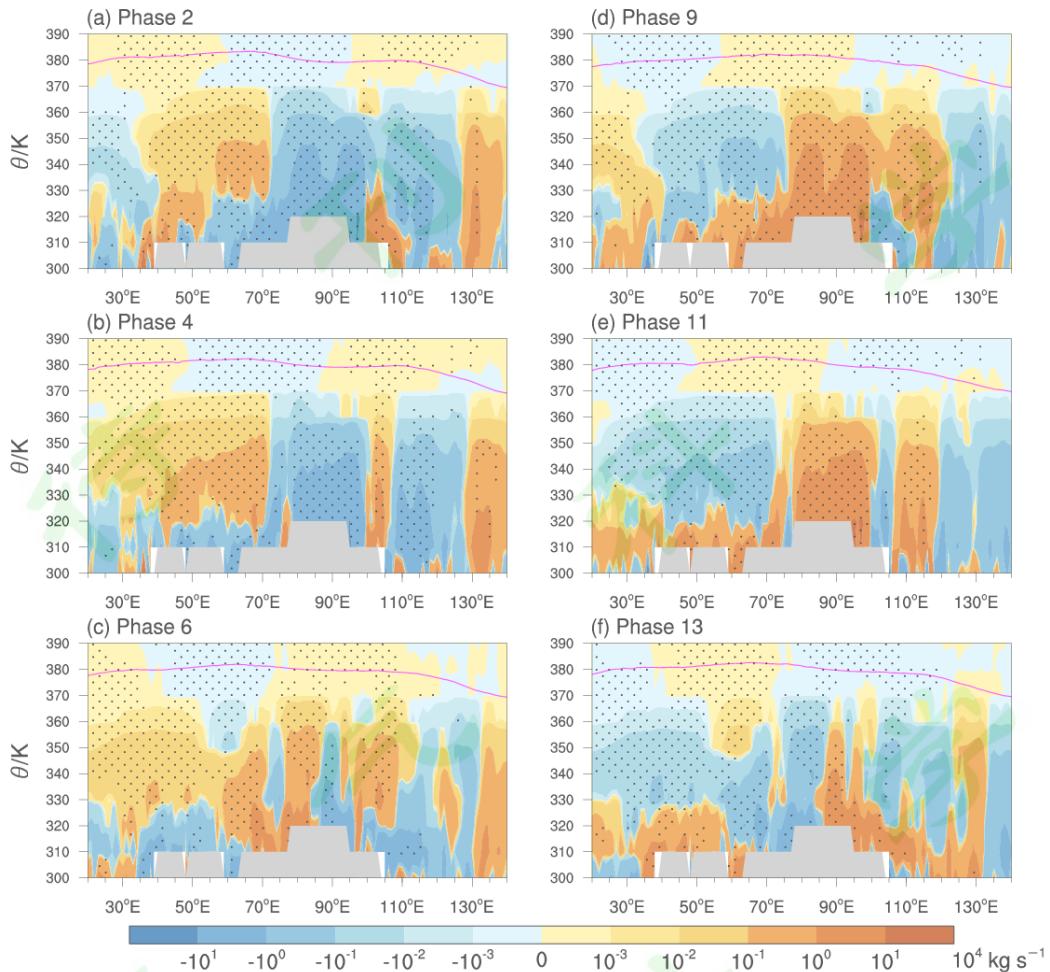
960



963 图 6 基于准双周循环过程合成的第 2, 4, 6, 9, 11, 13 位相 (a<sub>1</sub>~a<sub>6</sub>) OLR 异常 (填色, 单  
964 位:  $\text{W m}^{-2}$ ) 和 (b<sub>1</sub>~b<sub>6</sub>) 降水异常 (填色, 单位: mm) 的水平分布。红色实线和实心圆同图  
965 4; 打点区域表明 OLR 异常值或降水异常值通过了 90% 置信水平检验的区域

966 Fig.6 Horizontal distributions of (a<sub>1</sub>~a<sub>6</sub>) OLR anomalies (shading, units:  $\text{W m}^{-2}$ ) and (b<sub>1</sub>~b<sub>6</sub>)  
967 precipitation anomalies (shading, units: mm) compositing in phases 2, 4, 6, 9, 11, 13, based on the  
968 quasi-biweekly cycle. Red solid lines and dots are same as fig.4. Black dots indicate the OLR  
969 anomalies and precipitation anomalies significant at the 90% confidence level

970



971

图 7 基于准双周循环过程合成的第 2, 4, 6, 9, 11, 13 位相沿青藏高原纬度带 ( $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ )

972 水汽质量非绝热通量异常 (填色, 单位:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ ) 的等熵一经度剖面。粉红色实线表示对流  
973 层顶的位置。打点区域表明水汽质量非绝热通量异常值通过了 90% 置信水平检验的区域  
974

975 Fig7. Height-longitude cross sections of diabatic water vapor mass fluxes anomalies (shading, units:  
976  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ ) over the Tibetan Plateau latitude belts ( $20^{\circ}\text{--}40^{\circ}\text{N}$ ) composited in phases 2, 4, 6, 9, 11, 13,  
977 based on the quasi-biweekly cycle. Pink solid lines denote the tropopause locations. Black dots  
978 indicate the diabatic water vapor mass fluxes anomalies significant at the 90% confidence level  
979

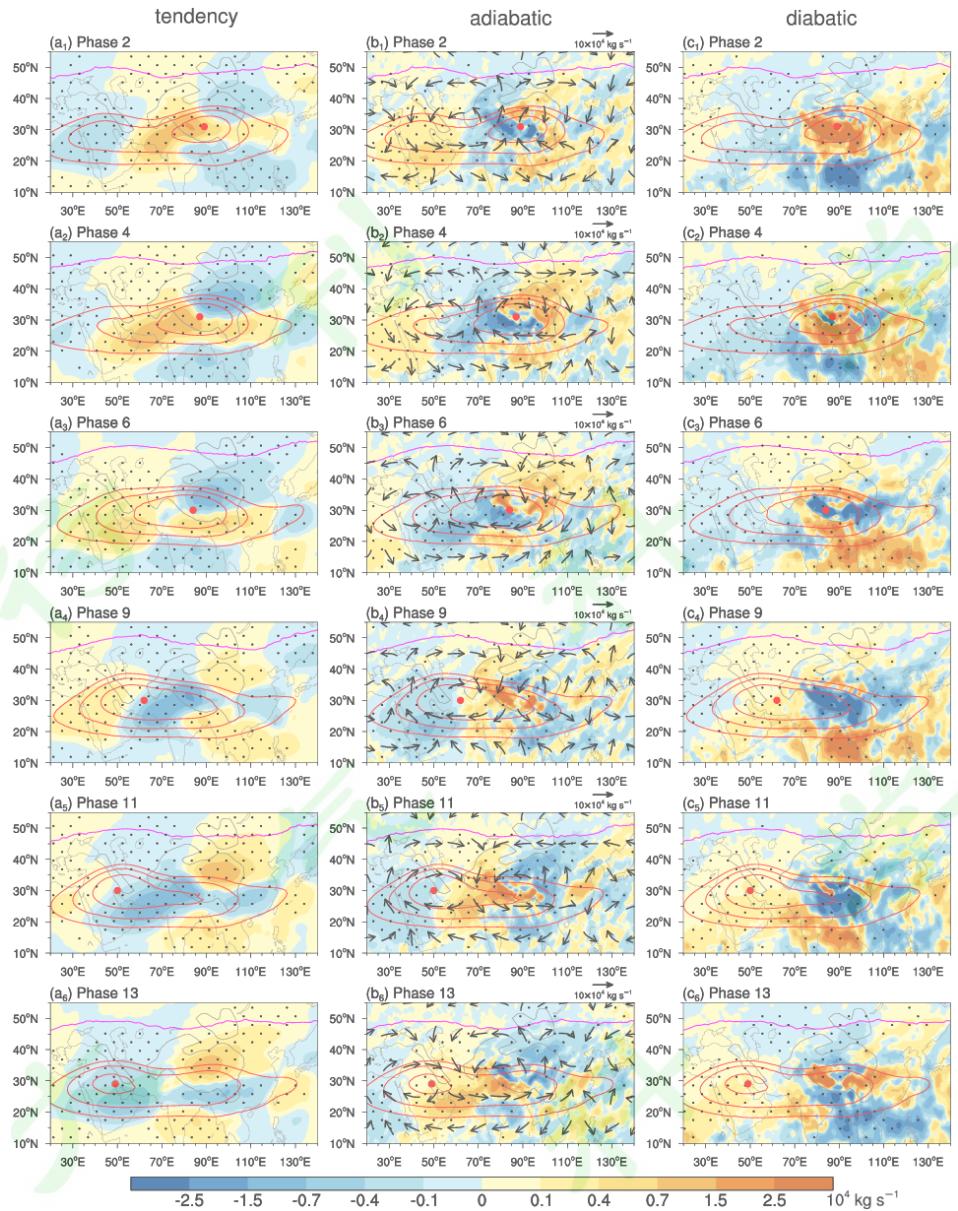
980

981

982

983

984



985

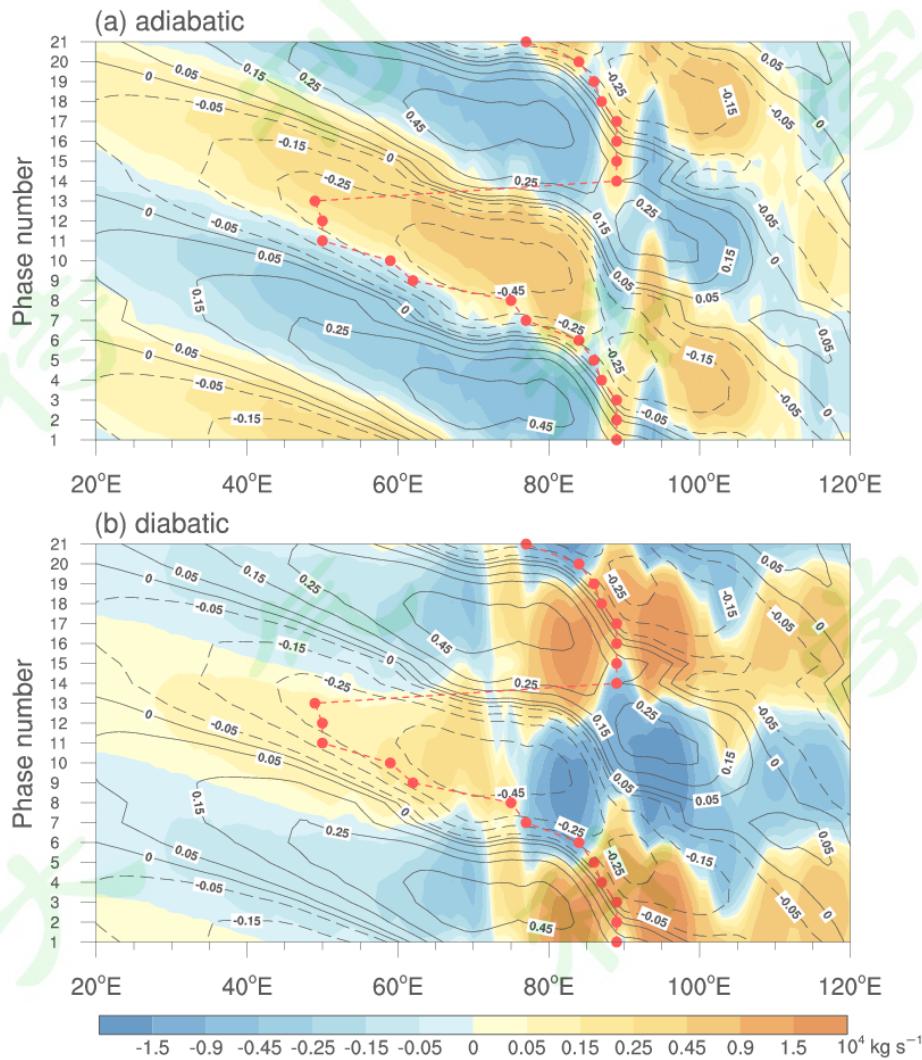
986 图 8 基于准双周循环过程合成的第 2, 4, 6, 9, 11, 13 位相 340~360 K 等熵层 (a<sub>1</sub>~a<sub>6</sub>) 水987 汽质量倾向异常 (填色, 单位:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ )、(b<sub>1</sub>~b<sub>6</sub>) 水汽质量绝热通量异常 (箭头, 单位:988  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ ) 及其散度异常 (填色, 单位:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ )、(c<sub>1</sub>~c<sub>6</sub>) 水汽质量通量非绝热散度异常989 (填色, 单位:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ ) 的水平分布。红色等值线和实心圆同图 4, 粉红色实线表示对流层

990 顶的位置。打点区域表明水汽质量倾向异常值或散度异常值通过了 90% 置信水平检验的区域

991 Fig8. Horizontal distributions of (a<sub>1</sub>~a<sub>6</sub>) water vapor mass tendency anomalies (shading, units:  $10^4$ 992  $\text{kg s}^{-1}$ ), and (b<sub>1</sub>~b<sub>6</sub>) the vectors of adiabatic water mass fluxes anomalies (vectors, units:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ )993 and their divergences (shading, units:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ ), and (c<sub>1</sub>~c<sub>6</sub>) the divergences of the diabatic water994 vapor mass fluxes anomalies (shading, units:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ ) over the 340–360 K isentrope layers

995 compositing in phases 2, 4, 6, 9, 11, 13, based on the quasi-biweekly cycle. Red solid lines and dots

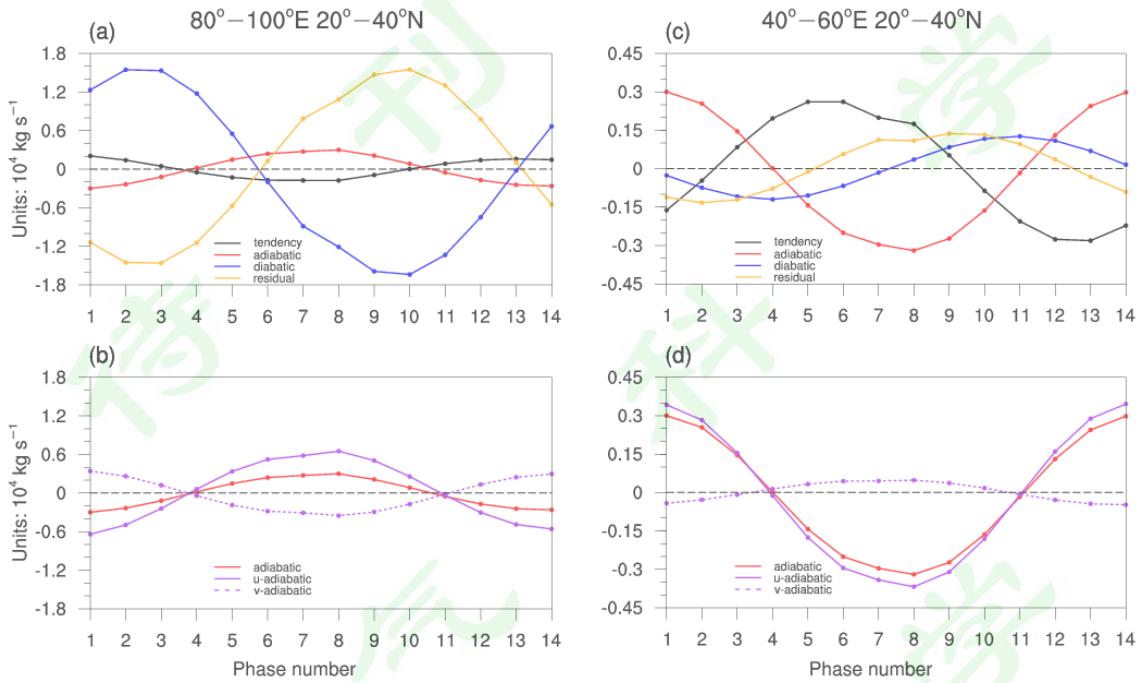
996 are same as fig.4, and pink solid lines denote the tropopause locations. Black dots indicate the water  
 997 vapor mass tendency anomalies or the divergence anomalies significant at the 90% confidence level  
 998



999  
 1000 图 9 基于准双周循环过程平均的青藏高原纬度带 ( $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ )  $340\sim 360\text{ K}$  等熵层的 (a) 水  
 1001 汽质量通量绝热散度异常 (填色, 单位:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ )、(b) 水汽质量通量非绝热散度异常 (填  
 1002 色, 单位:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ ) 的经度-位相演变。其中黑色等值线表示水汽质量倾向异常 (单位:  $10^4$   
 1003  $\text{kg s}^{-1}$ ), 第 15~21 位相为第 1~7 位相的重复。红色实心圆为各位相 200 hPa 上南亚高压中心  
 1004 位置的经度

1005 Fig9. Longitude phases evolution of (a) the divergences of the adiabatic water vapor mass fluxes  
 1006 anomalies (shading, units:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ ), and (b) the divergences of the diabatic water vapor mass  
 1007 fluxes anomalies (shading, units:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ ), and the water vapor mass tendency anomalies (black  
 1008 contour, units:  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ ) averaged over the Tibetan Plateau latitude belts ( $20^{\circ}\text{--}40^{\circ}\text{N}$ ) at  $340\text{--}360\text{ K}$

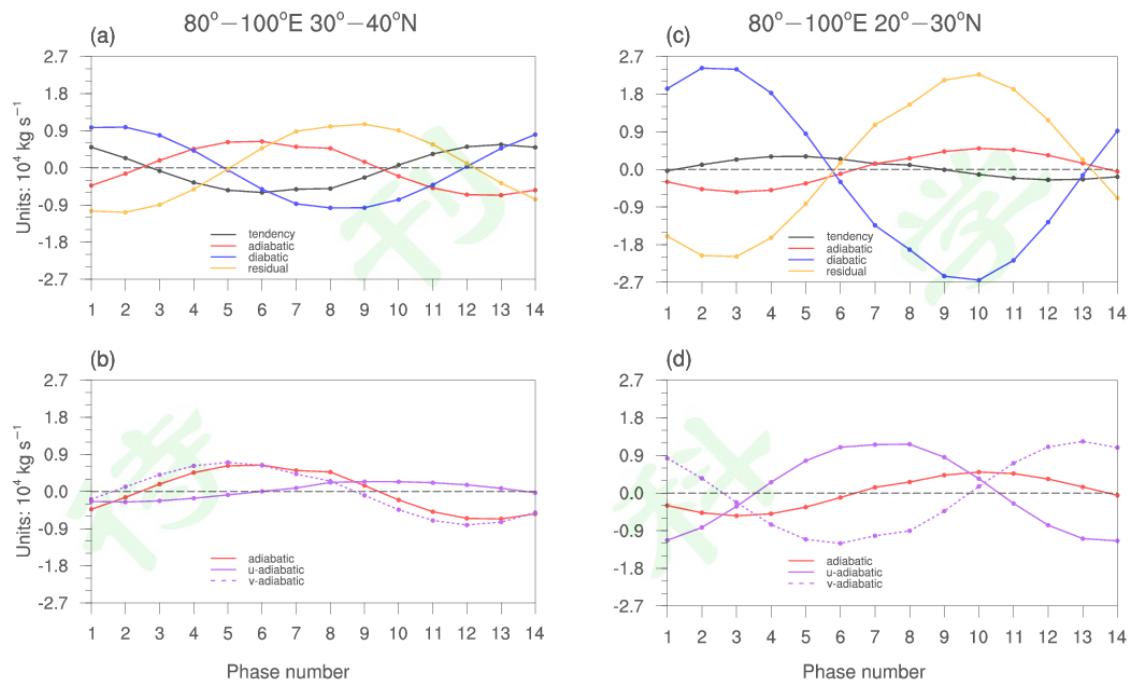
1009 isentrope layers, based on the quasi-biweekly cycle. The phase 15–21 are repetitions of the phase  
 1010 1–7. Red dots denote the center locations of the South Asian high at 200 hPa in different phases  
 1011



1012  
 1013 图 10 基于准双周循环过程平均的青藏高原( $80^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$ ,  $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ ; 左列)和伊朗高原( $40^{\circ}\sim$   
 1014  $60^{\circ}\text{E}$ ,  $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ ; 右列)地区  $340\sim 360\text{ K}$  等熵层 (a, c) 水汽质量倾向异常 (黑色实线)、  
 1015 水汽质量通量绝热 (红色实线) 和非绝热 (蓝色实线) 散度异常以及剩余项 (黄色实线), (b,  
 1016 d) 水汽质量通量纬向 (粉色实线) 和经向 (粉色虚线) 绝热散度异常随位相的变化。各要素  
 1017 的单位都为  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ , 图 b (d) 中的红色实线同图 a (c)

1018 Fig10. Phases evolution of (a, c) the water vapor mass tendency anomalies (black solid lines), the  
 1019 divergences of the adiabatic (red solid lines), the diabatic (blue solid lines) water vapor mass fluxes  
 1020 anomalies, and (b, d) the divergences of zonal (pink solid lines) and meridional (pink dash lines)  
 1021 adiabatic water vapor mass fluxes anomalies, and the residual term (yellow solid lines) averaged  
 1022 over the Tibetan Plateau ( $80^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$ ,  $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ ; left column) and the Iranian Plateau ( $40^{\circ}\sim$   
 1023  $60^{\circ}\text{E}$ ,  $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ ; right column) at  $340\sim 360\text{K}$  isentrope layers, based on the quasi-biweekly cycle. The  
 1024 units are all  $10^4 \text{ kg s}^{-1}$ . The red solid lines in Fig.b (d) are same as Fig.a (c)

1025  
 1026  
 1027



1029

1030 图 11 图例同图 10, 但 (a-b) 为青藏高原北侧地区 ( $80^{\circ}\text{--}100^{\circ}\text{E}$ ,  $30^{\circ}\text{--}40^{\circ}\text{N}$ ; 左列), (c-d)  
1031 为青藏高原南侧地区 ( $80^{\circ}\text{--}100^{\circ}\text{E}$ ,  $20^{\circ}\text{--}30^{\circ}\text{N}$ ; 右列)

1032 Fig.11 Same as Fig.10, but for (a-b) the northern Tibetan Plateau ( $80^{\circ}\text{--}100^{\circ}\text{E}$ ,  $30^{\circ}\text{--}40^{\circ}\text{N}$ ; left  
1033 column), and (c-d) the southern Tibetan Plateau ( $80^{\circ}\text{--}100^{\circ}\text{E}$ ,  $20^{\circ}\text{--}30^{\circ}\text{N}$ ; right column) respective

1034