

夏季青藏高原及周边上对流层水汽质量及其向平流层传输年际异常 II：向平流层的绝热和非绝热传输

唐南军^{1,2} 任荣彩^{2,1} 吴国雄^{2,3} 虞越越^{4,1}

1 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

2 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

3 中国科学院大学, 北京 100049

4 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室, 南京 210044

摘要 夏季 7~8 月青藏高原及周边地区上对流层水汽质量的年际异常分布为整体异常型和东西偶极型所主导。本文基于 ERA-Interim 再分析资料并利用 HYSPLIT 轨迹模式, 分析了两个主导分布型对应的水汽质量向平流层绝热和非绝热传输的异常特征, 结果表明: 青藏高原上空水汽质量整体偏多(少)时, 对应南亚高压和青藏高原地区垂直向上的水汽质量非绝热输送偏强(弱), 青藏高原及周边水汽质量向平流层的绝热和非绝热传输均偏强(弱)。水汽质量整体偏多与偏少年, 水汽质量向平流层绝热和非绝热传输的主要区域和层次相近, 只是水汽质量整体偏多年, 水汽质量向平流层非绝热传输的层次略高。当青藏高原上空水汽质量呈西多/东少分布时, 对应南亚高压偏西, 青藏高原西北、东北侧水汽质量向中纬度平流层的绝热传输偏强, 青藏高原南侧高层水汽质量向热带平流层的经向绝热输送也偏强, 而青藏高原北侧水汽质量向中纬度平流层的经向绝热输送明显减弱。同时青藏高原上空水汽质量向平流层的非绝热输送偏强, 而青藏高原南侧高层和北侧低层水汽质量向平流层的非绝热输送偏弱。水汽质量呈西少/东多分布时有相反的结果。轨迹模式模拟的结果证实了水汽质量整体偏多年, 青藏高原及周边地区绝热进入平流层的轨迹频率偏多; 也证实了水汽质量呈西多/东少分布时, 青藏高原西北、东北和南侧绝热进入平流层的轨迹频次偏多, 而青藏高原北侧绝热进入平流层的轨迹频次偏少。

关键词 青藏高原 水汽质量传输 绝热和非绝热 HYSPLIT

文章编号 2018268B

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1905.18268

Interannual variations of the upper tropospheric water vapor

收稿日期 2018-12-12; **网络预出版日期**

作者简介 唐南军, 男, 1987 年出生, 博士研究生, 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 中国科学院战略性先导科技专项(A类)项目 XDA17010105, 国家自然科学基金项目 91437105、41575041、91837311, 中国科学院前沿科学重点研究项目 QYZDY-SSW-DQC018

29 **and its transport into the stratosphere over the Tibetan Plat-**
30 **eau area in summer, Part II: adiabatic and diabatic transport**
31 **into the stratosphere**

32 **TANG Nanjun^{1,2}, REN Rongcai^{2,1}, WU Guoxiong^{2,3}, YU Yueyue^{4,1}**

33 1 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Metrological Disasters (CIC-FEMD),
34 Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

35 2 State Key Laboratory of Numerical Modeling of Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dy-
36 namics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

37 3 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

38 4 Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME)/ Joint International Re-
39 search Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC), Nanjing University of Information
40 Science & Technology, Nanjing 210044

41 **Abstract** The interannually geographic pattern of the upper tropospheric water vapor mass anomaly is
42 dominated by the uniform mode and the east-west dipole mode over the Tibetan Plateau (TP) regions in
43 July–August. In this paper, the relationship between the two leading modes and the adiabatic and diabatic
44 water vapor mass transport from the troposphere to the stratosphere are analyzed based on the European
45 Centre for Medium-Range Weather Forecasts Interim Re-Analysis (ERA-Interim) datasets and the Hy-
46 brid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory (HYSPPLIT) trajectory model. Results show when
47 the water vapor mass is dominated by the positive (negative) phase of the uniform mode, namely more
48 (less) water vapor mass over the entire TP area, the intensity of the South Asian High (SAH) and the
49 upward diabatic water vapor mass transport are enhanced (weakened), thus both adiabatic and diabatic
50 water vapor mass transport from the troposphere to the stratosphere are stronger (weaker). The regions
51 and layers of the occurrence of the adiabatic and diabatic water vapor mass transport from the troposphere
52 to the stratosphere change little from positive to negative phase of the uniform mode, though the layers
53 where diabatic water vapor mass transport from the troposphere to the stratosphere is slightly higher for
54 the positive phase. When the water vapor mass is dominated by the positive (negative) phase of the west-
55 east dipole mode, namely more (less) water vapor mass in the west (east) of the TP, the SAH center shifts
56 westward, enhancing the adiabatic water vapor mass transport from the troposphere to the mid-latitude
57 stratosphere in the northwest and northeast flank of the TP, and the meridional adiabatic water vapor
58 mass transport from the troposphere to the tropical stratosphere at upper layers in the south flank of the
59 TP, but weakening the meridional adiabatic water vapor mass transport from the troposphere to the mid-
60 latitude stratosphere in the north flank of the TP. Meanwhile, the diabatic water vapor mass transport
61 from the troposphere to the stratosphere is enhanced over the TP, though weakened at upper layers in the
62 south flank of the TP and at lower layers in the north flank of TP. Vice versa, when less (more) water
63 vapor mass in the west (east) of the TP. The trajectory model simulation experiments for the positive

64 phase of the uniform mode confirms that higher frequency of the trajectory enters the stratosphere adia-
65 batically over the TP regions. And trajectory model simulation experiments for the positive phase of the
66 west-east dipole mode is also in agreement with the analyzed results, showing higher (lower) frequency
67 of trajectory entering the stratosphere adiabatically in the northwest, south and northeast flank (north
68 flank) of the TP.

69 **Key words Tibetan Plateau, water vapor mass transport, adiabatic and diabatic, HYSPLIT**

70 1 引言

71 平流层水汽在全球气候系统中扮演着重要角色 (Dessler et al., 2013)。一方
72 面, 平流层水汽吸收太阳短波辐射和向外的长波辐射, 直接影响大气辐射收支
73 (Gettelman et al., 2011); 另一方面, 平流层水汽参与平流层光化学过程, 可影
74 响其它平流层化学物质的分布 (Lelieveld et al., 2018)。平流层水汽增加所造成的
75 的辐射效应会导致平流层冷却, 对流层和地表增暖 (Foster et al., 2002; Solomon
76 et al., 2010), 其化学效应会加大平流层臭氧的损耗和甲烷的氧化 (Randel et al.,
77 1998; Anderson et al., 2012)。因此, 了解对流层向平流层的水汽传输对理解全
78 球气候变化有重要意义 (黄荣辉等, 2018)。

79 而平流层水汽主要来自甲烷的氧化和对流层向上的传输。研究表明, 夏季亚
80 洲季风区是平流层重要的水汽源和向平流层的物质传输通道 (Fu et al., 2006; 樊
81 雯璇等, 2008; Randel et al., 2010; 卞建春等, 2011; Ploeger et al., 2017; Yu et
82 al., 2017), 传输主要发生在青藏高原及周边地区 (陈洪滨等, 2006; 陈斌等,
83 2009), 由青藏高原地区强大的热力作用所驱动 (田红瑛等, 2014; 吴国雄等,
84 2016; 刘屹岷等, 2017), 具体的传输过程与青藏高原及其南侧的深对流、南亚
85 高压、高层的大尺度上升运动以及对流层顶的温度有关 (Randel and Park, 2006;
86 Park et al., 2007; 陈斌等, 2010; Wright et al., 2011; Garny and Randel, 2013;
87 曹治强和吕达仁, 2015; Li et al., 2017)。此外, 夏季青藏高原地区大气异常偏
88 暖, 因而等熵面下凹而对流层顶抬升, 对流层顶和等熵面的相交叉结构也有利于
89 低层水汽向平流层的绝热传输 (任荣彩等, 2014; Wu et al., 2015; 夏昕等, 2016)。
90 动力诊断的结果表明, 在青藏高原南侧、孟加拉湾地区水汽向平流层的垂直非绝
91 热传输更强, 而在青藏高原北侧和东北部, 以水汽向平流层的绝热传输为主导 (占
92 瑞芬和李建平, 2008; 唐南军等, 2019a)。轨迹追踪试验的结果也证实, 青藏高
93 原南侧和东北部是水汽进入平流层的主要通道 (Berthet et al., 2007; 陈斌等,

94 2012; Vogel et al., 2014; Garny and Randel, 2016; Fan et al., 2017)。

95 夏季青藏高原及周边地区水汽向平流层传输的季节内变化主要受对流活动
96 和南亚高压异常的影响。夏季青藏高原南侧对流的强弱和中心自东向西的移动都
97 可能改变平流层下层的温度, 进而影响进入平流层的水汽含量 (Randel et al.,
98 2015; Zhang et al., 2016)。南亚高压动力变化产生的涡流分离 (eddy shedding)
99 以及南亚高压与中纬度天气系统的相互作用, 会造成对流层向平流层水汽传输的
100 变化 (Dethof et al., 1999; Ploeger et al., 2013; Vogel et al., 2016)。此外, 占瑞
101 芬和李建平 (2008, 2012) 的研究结果表明, 夏季青藏高原及周边地区水汽向平
102 流层的传输还有明显的年际和年代际变化特征, 且指出前者与亚洲季风的强弱有
103 关, 而后者与青藏高原和热带西太平洋大气热源的年代际变化有关。当然, 青藏
104 高原及周边地区水汽向平流层的传输还与上对流层的水汽分布有密切的关系, 但
105 这方面的研究尚比较少。

106 对青藏高原及周边地区 7~8 月上对流层水汽年际异常特征的研究结果表明,
107 青藏高原及周边地区上对流层水汽质量的年际异常呈现整体异常型和东西偶极
108 异常型两个主导分布型。对应这两个水汽质量主导分布型, 青藏高原地区的对流
109 活动和南亚高压有显著的异常变化 (唐南军等, 2019b), 这可能会引起青藏高原
110 及周边地区水汽质量向平流层的绝热和非绝热传输的异常变化。包括水汽质量向
111 平流层传输的途径、主要的传输区域以及传输强度等。本文将针对这些给出进一
112 步的研究结果。

113 本文的框架如下: 第 2 部分介绍所用的资料和方法。第 3 部分说明水汽质量
114 分布异常型与水汽质量向平流层传输的关系。第 4 部分给出轨迹模式试验的结
115 果。第 5 部分是对全文的总结和讨论。

116 2 资料和方法

117 2.1 资料

118 资料对比的结果表明, ERA-Interim (European Centre for Medium-Range
119 Weather Forecasts Interim Re-Analysis) 再分析资料对青藏高原及周边地区上对流
120 层一下平流层的水汽分布和演变的表征与卫星观测最接近 (Jiang et al., 2015;
121 Davis et al., 2017; 唐南军等, 2018)。本文也选用 ERA-Interim 再分析资料, 所
122 用的环流数据包括三维大气风场、位势高度场、温度场、比湿和地面气压场等,

123 资料时段为 1979 年到 2013 年，资料时间分辨率为 6 小时，经纬度分辨率为 1°
124 $\times 1^\circ$ ，垂直范围从 1000 hPa 到 1 hPa 共 37 层。

125 沿用前期研究中所用的方法（唐南军等，2019b），去除水汽质量数据的长期
126 趋势。文中以水汽含量的偏差百分比表征水汽含量分布的变化，如 A 为显著异常
127 年的水汽含量， B 为气候平均的水汽含量， A 相对于 B 的偏差百分比定义为：

$$128 \quad (A - B) / B \times 100\%$$

129 轨迹模拟试验之间轨迹频次的偏差百分比用同样的方法得到，此时 A (B) 为
130 水汽质量异常型正（负）位相年试验的轨迹频次。

131 2.2 方法

132 2.2.1 绝热和非绝热水汽质量通量

$$133 \quad F_u^{ad}(\theta_i) = \int_0^1 mquH(\theta_i, \theta_{i+1}, \theta(\sigma)) R \cos \phi d\lambda d\sigma \quad (1)$$

$$134 \quad F_v^{ad}(\theta_i) = \int_0^1 mqvH(\theta_i, \theta_{i+1}, \theta(\sigma)) R d\phi d\sigma \quad (2)$$

$$135 \quad F_\theta^d(\theta_i) = \int_0^1 mq\dot{\theta}_m H(\theta_{i-1/2}, \theta_{i+1/2}, \theta(\sigma)) R^2 \cos \phi d\lambda d\phi d\sigma \quad (3)$$

136 式中 λ 为经度， ϕ 为纬度， θ 为位温， R 是地球半径， q 为比湿， u 为纬向
137 风， v 为经向风， $m = p_s / (g \times 200)$ 是相邻两个 σ 层的单位体积质量， p_s 为地面气压，
138 g 为重力加速度；当 $x_1 \leq x < x_2$ 时， $H(x_1, x_2, x)$ 取 1，否则取 0。 θ_{i+1} 为 300 K
139 到 390 K 以 10 K 为间隔共 10 个等熵层， $\theta_{i+1/2}$ 为 295 K 到 395 K 以 10 K 为间隔
140 共 11 个等熵层。 $\dot{\theta}_m$ 为各等熵层水汽质量权重平均的非绝热加热率。 F_u^{ad} 和 F_v^{ad}
141 分别各等熵层的纬向和经向绝热水汽质量通量， F_θ^d 为穿越等熵面的非绝热水汽
142 质量通量。

143 利用 Yu et al. (2014, 2018) 计算大气质量的方法，首先利用 σ 坐标在垂直
144 方向上将大气等分为 200 层，然后线性插值得到各层的 u 、 v 、 q 、 θ 和非绝热加
145 热率，再根据各层的位温做累加，由 (1~2) 式得到两个整数层 θ_{i+1} 和 θ_i 之间的 F_u^{ad}
146 和 F_v^{ad} ，由 (3) 式得到两个半层 $\theta_{i+1/2}$ 和 $\theta_{i-1/2}$ 之间的 F_θ^d 。类似地，等熵层的水汽
147 质量定义为两个整数层 θ_{i+1} 和 θ_i 之间所有 σ 层次上水汽质量的和，而某个变量则

148 定义为两个整数层 θ_{i+1} 和 θ_i 之间所有 σ 层次上该变量的平均。

149 由于夏季青藏高原及周边地区上空为强大的南亚高压，位涡为小值区，不适
150 合采用动力对流层顶，因此本文采用热力对流层顶。我们选择 Reichler et al.(2003)
151 的方法，根据大气温度随高度的垂直梯度计算热力对流层顶的高度。由临近对流
152 层顶的对流层的水汽质量通量和平流层的水汽质量通量，通过线性内插得到对流
153 层顶处的水汽质量通量，用以表示水汽质量向平流层的传输强度。文中水汽质量
154 向平流层的绝热传输强度为水汽质量向平流层的纬向和经向绝热传输强度之和。
155 以上计算得到的所有要素，取逐年 7~8 月的平均用于本文的研究。

156 2.2.2 水汽质量显著异常年选取

157 1979~2013 年 7~8 月青藏高原及周边地区 330~360 K 层次水汽质量距平 EOF
158 第 1 特征向量为整体异常型，第 2 特征向量为东西偶极异常型(唐南军等, 2019b)。
159 将这两个特征向量的时间系数用于回归和合成分析。定义特征向量标准化时间系
160 数绝对值大于 1 为显著异常年，用于合成分析。其中整体异常型正位相（整体偏
161 多）为 1981、1988、1994、1998 和 2010 年，负位相（整体偏少）为 1986、1987、
162 1992、2002 和 2004 年；东西偶极异常型正位相（西多/东少）为 1984、1992、
163 1994、1995 和 2011 年，负位相为（西少/东多）为 1981、1987、1991、1993、
164 1998、2005 和 2009 年。

165 2.2.3 轨迹模式模拟

166 本文选择第 4 版的 Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory
167 (HYSPLIT) 轨迹模式，分析对流层向平流层的绝热传输。HYSPLIT 轨迹模式
168 已广泛用于亚洲季风区物质传输的研究 (Luo et al., 2013; 田红瑛等, 2014)。
169 HYSPLIT 轨迹模式采用拉格朗日方法，用气块初始位置和第一猜测位置之间平
170 均的三维风场，计算出气块下一时刻的位置；由气块各个时刻的位置就能得到气
171 块的运动轨迹 (Stein et al., 2015)。本文分别基于再分析资料整体偏多、整

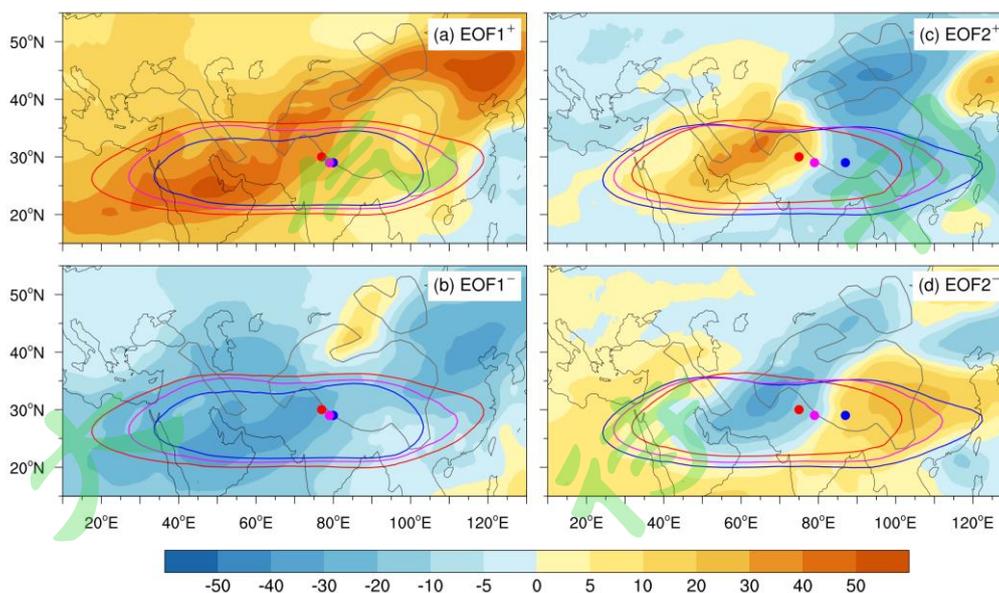
172 体偏少、西多/东少和西干/东多年合成的 7~9 月数据作为背景环流场，做了
173 4 组轨迹数值模拟试验，具体地，选择夏季 7~8 月青藏高原及周边水汽含量平均
174 高值区：30°~130°E，15°~45°N，水平分辨率取 2°×2° (唐南军等, 2019b)，垂
175 直方向取 340K 到 390K 以 10K 为间隔共 6 层，从 7 月 1 日开始到 8 月 31 日每
176 隔 6h 在位于对流层内的格点释放示踪物，向前追踪 30 天，得到示踪物的传输轨

177 迹。每个时次释放的示踪物数在 3500~3800 左右。为了和各等熵层向平流层的绝
178 热传输对应，如传输轨迹在进入平流层前后位温变化在 $\pm 5\text{ K}$ 以内，则定义为绝
179 热传输。如果传输轨迹多次穿过对流层顶，我们仅记录最后一次穿越对流层顶的
180 位置。

181 3.夏季青藏高原及周边地区上对流层水汽质量年际异常分布

182 鉴于水汽质量年际异常分布型主要由上对流层的水汽含量分布所决定(唐南
183 军等,2019b),图 1 给出了基于两个主导分布型显著异常年合成的 7~8 月 340~360
184 K 层次水汽含量相对气候平均的偏差百分比。由图 1 可见,整体偏多(少)年青
185 藏高原及周边地区上对流层水汽含量偏差百分比主要为正(负)值,并在青藏高
186 原西南和东北侧偏差百分比超过 50%(-30%)。与气候平均相比,整体偏多(少)
187 年 12520 gpm 位势高度等值线包含的水平范围偏大(小),南亚高压偏强(弱),
188 但南亚高压中心所在位置与气候平均接近。青藏高原地区此时对应对流活动偏强
189 (弱)(唐南军等, 2019b)。

190 同样地,由图 1c 可见,在西多/东少年,青藏高原西部到伊朗高原(青藏高
191 原中东部)上对流层水汽含量偏差百分比为正(负)值,此时 12520 gpm 位势高
192 度等值包含的水平范围略微偏小,但是南亚高压中心所在位置明显偏西,对应青
193 藏高原西部(中东部)对流活动偏强(弱),西少/东多年有相反结果(图 1d)(唐
194 南军等, 2019b)。



195

196 图 1 基于青藏高原上空水汽质量 (a) 整体偏多年、(b) 整体偏少年、(c) 西多/东少年、(d) 西
197 少/东多年合成的 7~8 月 340~360 K 层次平均的大气水汽含量相对气候平均的偏差百分比(填

198 色, 单位: %)。图中实线和圆点分别为 200 hPa 上 12520 gpm 位势高度等值线和南亚高压中
199 心所在位置, 红色 (蓝色) 为正 (负) 位相显著异常年, 粉色为气候平均

200 Fig.1 Percentage difference of composited water vapor content averaged from 340 K to 360 K layers
201 relative to climate mean (shading, unit: %) based on the Tibetan Plateau water vapor mass (a) whole
202 more, (b) whole less, (c) west more/east less, (d) west less/east more years in July–August. Solid
203 line denotes 12520 gpm potential height isolines at 200 hPa and dots denote the South Asian High
204 center, the red (blue) denotes the positive (negative) significant abnormal years, the pink denotes
205 the climate mean

206

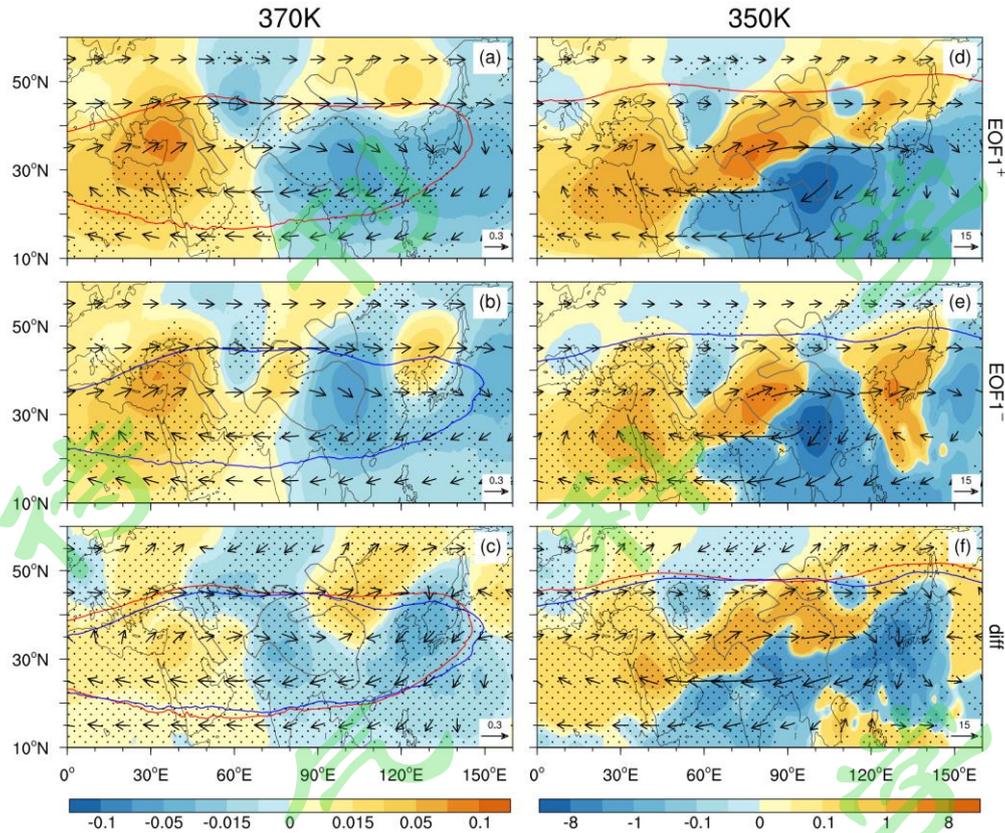
207 4 水汽质量向平流层的绝热和非绝热传输异常

208 平均而言, 7~8 月青藏高原北侧以水汽质量向中纬度平流层的绝热传输为主
209 导, 青藏高原东南较高的等熵层存在水汽质量向热带平流层的经向绝热输送, 而
210 强的水汽质量非绝热传输主要存在于青藏高原南侧较高的等熵层和高原东北侧
211 较低的等熵层 (唐南军等, 2019a)。

212 4.1 青藏高原水汽质量整体异常型

213 图 2 给出了 7~8 月经向绝热水汽质量通量以及绝热水汽质量通量矢量在青
214 藏高原水汽质量整体偏多和整体偏少年及两者差异的水平分布。由图可见, 当水
215 汽质量整体偏多时, 370 K 层上绝热水汽质量通量呈反气旋, 在伊朗高原、青藏
216 高原西部和亚洲东岸 (110°~140°E) 存在水汽质量穿越对流层顶向中纬度平流层
217 的经向绝热传输, 在青藏高原南侧也存在水汽质量向热带平流层的经向绝热传输
218 (图 2a)。同样地, 在 350 K 层的伊朗高原、青藏高原北侧和亚洲东岸也可以看
219 到水汽质量向中纬度平流层的经向绝热输送 (图 2b)。对于水汽质量整体偏少年
220 有相似的结果 (图 2d、e)。

221 由差异分布图可见, 370 K 层上青藏高原及周边地区绝热水汽质量通量的差
222 异呈反气旋, 除青藏高原西北部和亚洲东岸外, 绝热水汽质量通量的差值为向平
223 流层的传输, 这表明水汽质量整体偏多时, 除青藏高原西北部和亚洲东岸, 水汽
224 质量向平流层的纬向和经向绝热输送偏强 (图 2c)。350 K 层上水汽质量向中纬
225 度平流层绝热输送的差异有相似的结果, 但只在青藏高原西北部水汽质量向中纬
226 度平流层的经向绝热输送偏弱 (图 2f)。总之, 水汽质量整体偏多和整体偏少时,
227 青藏高原及周边地区水汽质量向平流层绝热传输的主要区域变化不大, 但水汽质
228 量整体偏多年, 对应南亚高压偏强, 水汽质量向平流层的绝热输送强于水汽质量
229 整体偏少年。



230

231 图 2 基于青藏高原水汽质量整体异常型显著异常年合成的 7~8 月 (a~c) 370 K 和 (d~f) 350 K
 232 上的经向绝热水汽质量通量 (填色, 单位: 10^4 kg s^{-1})、绝热质量水汽通量矢量 (单位: 10^4
 233 kg s^{-1}), 其中 (a, d) 为水汽质量整体偏多年、(b, e) 为水汽质量整体偏少年、(c, f) 为
 234 水汽质量整体偏多与整体偏少年的差值。图中打点区域表明合成或差值的绝热水汽质量
 235 通量通过了 90% 显著性检验, 红色 (蓝色) 实线为水汽质量整体偏多 (偏少) 年对流层顶的
 236 位置

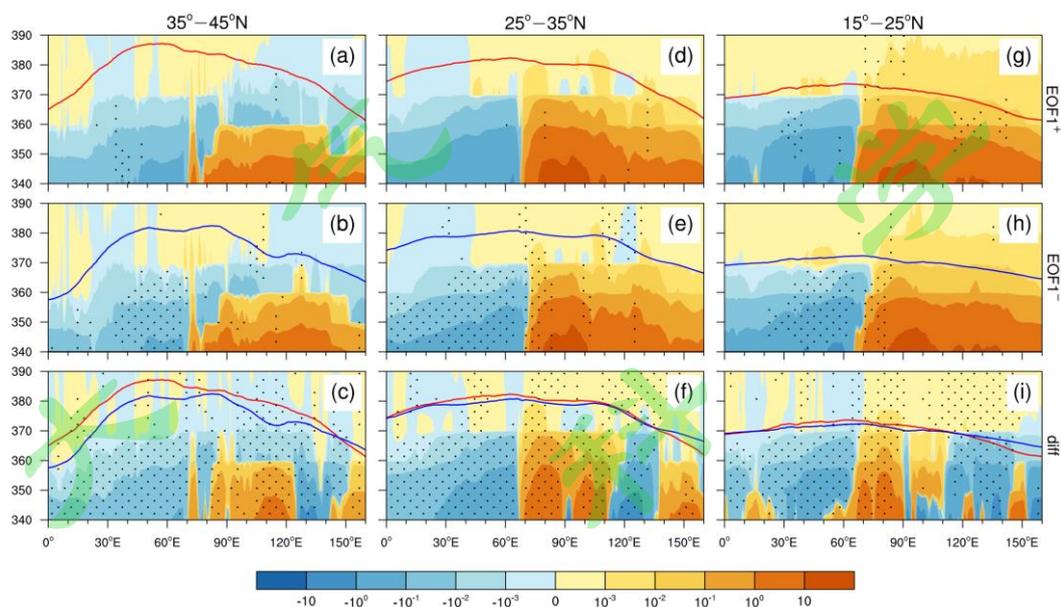
237 Fig2. Composed of meridional adiabatic water vapor mass flux (shadings, units: 10^4 kg s^{-1}), adiabatic
 238 water vapor mass flux vector (units: 10^4 kg s^{-1}) at (a~c) 370 K, and (d~f) 350 K based on the Tibetan
 239 Plateau water vapor mass whole abnormal mode significant abnormal years in July–August: (a~d)
 240 the water vapor mass whole more years, and (b~e) the water vapor mass whole less years, and (c, f)
 241 the water vapor mass whole more years minus the whole less years. Black dots indicate the compo-
 242 sited and difference of adiabatic water vapor mass fluxes significant at the 90% confidence level.
 243 The red (blue) solid lines denote the tropopause location in water vapor mass whole more (less)
 244 years

245

246 图 3 给出了青藏高原北侧 ($35^\circ\sim 45^\circ\text{N}$)、青藏高原主体 ($25^\circ\sim 35^\circ\text{N}$) 以及青
 247 藏高原南侧 ($15^\circ\sim 25^\circ\text{N}$) 纬度带 7~8 月非绝热水汽质量通量在水汽质量整体偏
 248 多、偏少年的等熵—经度分布以及两者差异。由图可见, 水汽质量整体偏多年青
 249 藏高原北侧在 $40^\circ\sim 100^\circ\text{E}$ 的 380~390 K 层次有水汽质量向平流层的非绝热输送
 250 (图 3a); 在青藏高原主体和南侧纬度带, 70°E 以东有水汽质量向平流层的非绝

251 热传输，前者主要在 370~380 K 层次，后者主要在 370 K 层（图 3d、g）。在水汽
 252 质量整体偏少年有相似的结果，但由于对流层顶的高度略低于水汽质量整体偏多
 253 年，水汽质量向平流层的非绝热输送的层次也略低，尤其是青藏高原北侧（主要
 254 在 380 K 层）。这表明水汽质量的整体异常对青藏高原地区水汽质量向平流层的
 255 非绝热传输发生的主要区域和层次影响不大。

256 由差异分布图可见，青藏高原北侧在 40°~70°E 的 380~390K 层次，非绝热
 257 水汽质量通量差异为显著的正值（图 3c）；在青藏高原主体和南侧纬度带，青藏
 258 高原上空非绝热水汽质量通量存在显著的正差异，尤其是在 70°~90°E（图 3f、
 259 i）。这表明水汽质量整体偏多年对应青藏高原地区垂直向上的非绝热水汽质量通
 260 量偏强，水汽质量向平流层的非绝热传输趋于更强。



261
 262 图 3 基于青藏高原水汽质量整体异常型显著异常年合成的 7~8 月非绝热水汽质量通量（填色，
 263 单位： 10^4 kg s^{-1} ）沿（a~c）35°~45°N、（d~f）25°~35°N 和（g~i）15°~25°N 纬度带的等熵
 264 一经度剖面，其中（a、d、g）为水汽质量整体偏多年、（b、e、h）为水汽质量整体偏少年
 265 、（c、f、i）为水汽质量整体偏多与整体偏少年的差值。图中打点区域表明合成或差值的非
 266 绝热水汽质量通量通过了 90% 显著性检验，红色（蓝色）实线为水汽质量整体偏多（偏少
 267 ）年对流层顶的位置

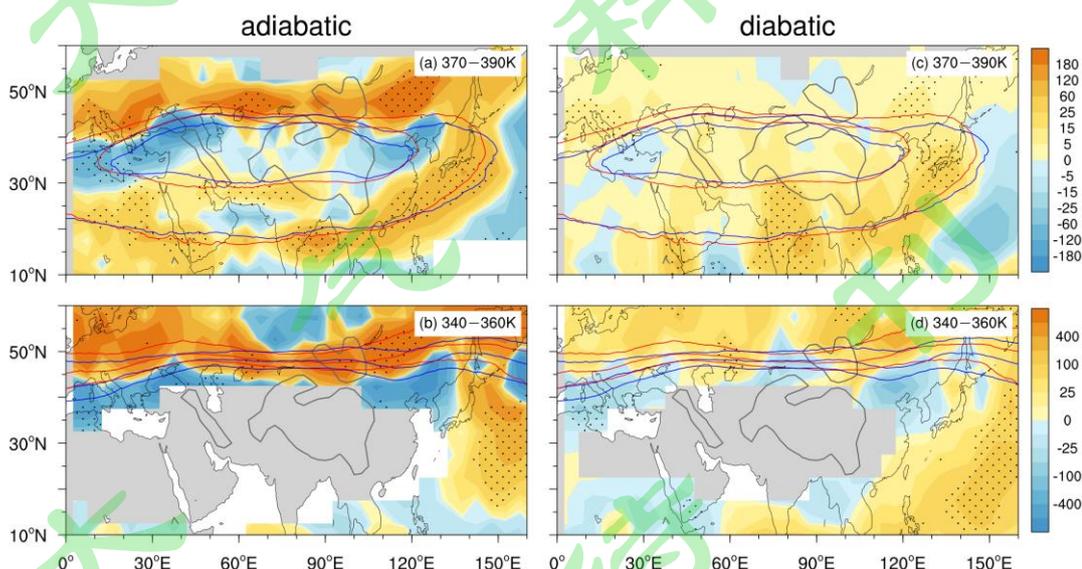
268 Fig3. Composed of diabatic water vapor mass flux (shadings, units: 10^4 kg s^{-1}) averaged over (a~c)
 269 35°~45°N, (d~f) 25°~35°N, (g~i) 15°~25°N latitude belt based on the Tibetan Plateau water vapor
 270 mass whole abnormal mode significant abnormal years in July–August: (a, d, g) the water vapor
 271 mass whole more years, and (b, e, h) the water vapor mass whole less years, and (c, f, i) the water
 272 vapor mass whole more years minus the whole less years. Black dots indicate the composed and
 273 difference of diabatic water vapor mass fluxes significant at the 90% confidence level. Red (blue)
 274 solid lines denote the tropopause location in water vapor mass whole more (less) years

275

276 为了进一步证实水汽质量向平流层的传输强度的异常，我们用整体异常型特
 277 征向量时间系数回归了水汽质量向平流层的传输强度（图 4）。由图可见，水汽质
 278 量整体偏多对应 370~390 K 层次上 40°~55°N 和 15°~30°N 纬度带水汽质量向平
 279 流层的绝热传输强度为正异常，说明水汽质量绝热传输偏强；30°~40°N 纬度带
 280 水汽质量向平流层的绝热传输强度主要为负异常，因该纬度带主要位于对流层内，
 281 因此并不代表向平流层的绝热传输（图 4a）。在 340~360 K 层次，除 60°~90°E 经
 282 度带外，中纬度 45°~60°N 水汽质量向平流层的绝热传输强度为正异常，35°~45°N
 283 纬度带则为负异常，但 35°~45°N 纬度带也主要位于对流层内（图 4b）。

284 由图 4c 可见，水汽质量整体偏多时对应 370~390 K 层次青藏高原及周边地
 285 区水汽质量向平流层的非绝热传输强度为正异常，水汽质量向平流层的非绝热传
 286 输偏强，并在青藏高原以南的印度和孟加拉湾有显著的正异常中心。340~360 K
 287 层次对应中纬度 45°N 以北水汽质量向平流层的非绝热传输强度也主要为正异常。

288 总体来看，回归的结果也表明，在水汽质量整体偏多时，对应南亚高压以及
 289 垂直向上的水汽质量非绝热输送偏强（唐南军等，2019b），青藏高原及周边地区
 290 水汽质量向平流层的绝热和非绝热输送也趋于偏强，但青藏高原西北部水汽质量
 291 向平流层的经向绝热输送偏弱，同时水汽质量向平流层非绝热输送的层次略高。
 292 水汽质量整体偏少时则相反。



293
 294 图 4 基于整体异常型 EOF 时间系数回归的 7~8 月 (a、c) 370~390 K 层次和 (c、d) 340~360 K
 295 层次水汽质量向平流层的输送强度（填色，单位： kg s^{-1} ），其中 (a~b) 为绝热输送，(c~d
 296) 为非绝热输送。打点区域表示为水汽质量向平流层的输送强度回归值通过了 90% 显著性
 297 检验的区域，红色（蓝色）实线为水汽质量整体偏多年（偏少）年等熵面与对流层顶的交线，图 a、c 中由内向外依次为与 380 K 和 370 K 等熵面与对流层顶的交线；图 b、d 中由

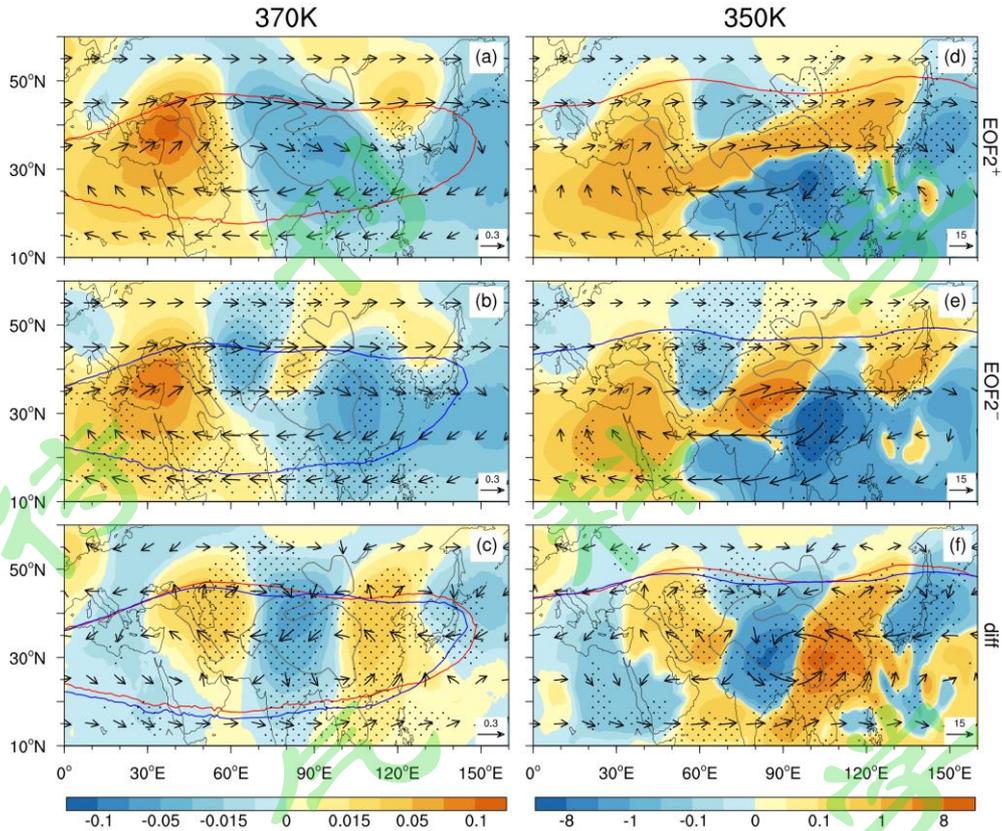
299 南向北依次为与 340 K、350 K 和 360 K 等熵面与对流层顶的交线
300 Fig4. Regression of intensity of water vapor mass transport (shadings, units: kg s^{-1}) from the troposphere
301 to the stratosphere in (a–c) 370–390 K layers, and (c, d) 340–360 K layers on the whole abnormal
302 empirical orthogonal function (EOF) mode time coefficients in July–August: (a–b) adiabatic
303 transport, and (c–d) diabatic transport. Black dots indicate the regressed intensity of water vapor
304 mass transport from the troposphere to the stratosphere significant at the 90% confidence level.
305 The red (blue) solid lines denote the interface between the isentropic surfaces and the tropopause
306 in water vapor mass whole more (less) years. In Fig. a and Fig. c, the solid lines from inside to
307 outside are the interface between 380 K, 370 K isentrope and the tropopause respective. In Fig. b
308 and Fig. d, the solid lines from south to north are the interface between 340 K, 350 K, 360 K
309 isentrope and the tropopause respective.

310

311 4.2 青藏高原水汽质量东西偶极异常型

312 类似地, 图 5 给出了 7~8 月经向绝热水汽质量通量以及绝热水汽质量通量矢
313 量在青藏高原水汽质量西多/东少年和西少/东多年及两者差异的水平分布。由图
314 5a、d 可见, 在水汽质量西多/东少年, 水汽质量向平流层的经向绝热输送的主要
315 区域与水汽质量整体异常年相近, 但对应南亚高压偏西, 青藏高原北侧主要表现为水汽质量向对流层的经向绝热输送。而水汽质量西少/东多年, 对应南亚高压偏东, 青藏高原北侧有显著而且强的水汽质量向中纬度平流层的经向绝热输送, 其它输送区域分布与水汽质量西多/东少年时相近 (图 5b、e)。这表明南亚高压中心位置的东偏对青藏高原北侧水汽质量向中纬度平流层的绝热输送影响最大。
316
317
318
319
320

321 由图 5c 可见, 370 K 层上绝热水汽质量通量的差异在青藏高原西北和东北
322 呈反气旋, 青藏高原东南呈气旋, 对应水汽质量西多/东少年青藏高原西北、东北
323 向中纬度平流层的绝热传输和南侧水汽质量向热带平流层的经向绝热输送相对
324 更强, 而青藏高原北侧水汽质量向中纬度平流层的经向绝热输送相对更弱。350
325 K 层上水汽质量向中纬度平流层输送的差异有类似的结果 (图 5f)。



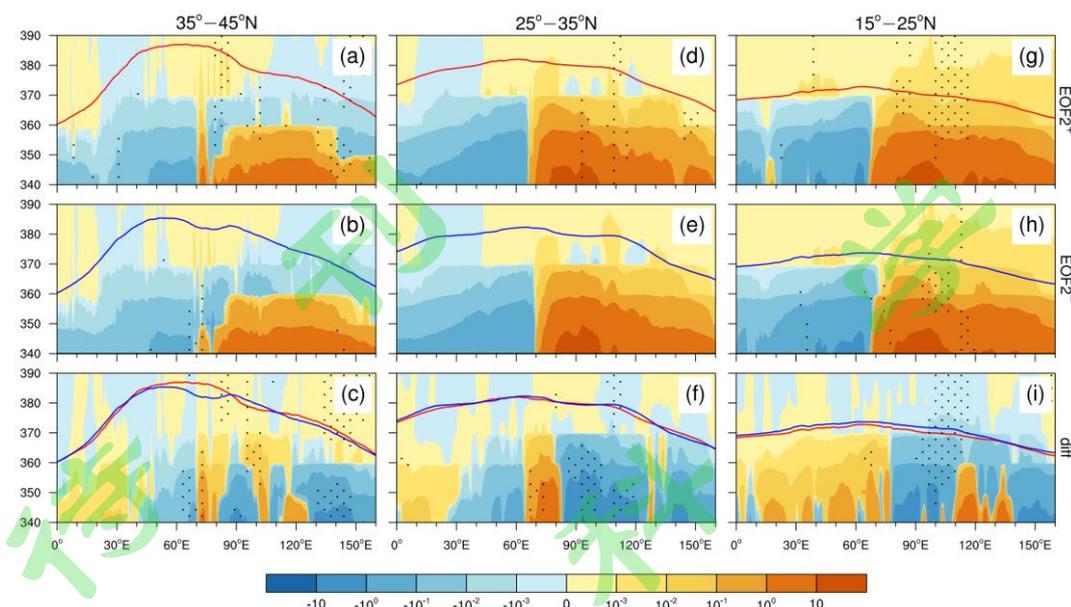
326

327 图5 同图2，但（a、d）为水汽质量西多/东少年，（b、e）为水汽质量西少/东多年，（c、f）
328 为差值

329 Fig.5 As in Fig.2, but (a, d) the water vapor mass west more/east less years, and (b, e) the water
330 vapor mass west less/east more years, and (c, f) the difference

331

332 为了表征水汽质量传输的垂直分布，我们在图6中给出了青藏高原北侧
333（35°~45°N）、主体（25°~35°N）和南侧（15°~25°N）纬度带7~8月的非绝热水
334 汽质量通量在水汽西多/东少年、西少/东多年及两者差异的等熵—经度分布。由
335 图可见，无论是水汽质量西多/东少年还是西少/东多年，3个纬度带发生水汽质
336 量向平流层的非绝热传输的主要区域和层次都与水汽质量整体异常十分相似。
337 至于水汽质量西多/东少和西少/东多年的差异，由图6c、f可见，青藏高原北侧
338 和主体纬度带，在70°~100°E经度带的370~390K层次，非绝热水汽质量通量的
339 差异为正值，而80°E以东的340~360K层次，非绝热水汽质量通量的差异主要
340 为负值；在青藏高原南侧纬度带，青藏高原上空非绝热水汽质量通量的差异为负
341 值（图6i）。这表明在水汽质量西多/东少年时，青藏高原北侧和主体高层水汽向
342 平流层的非绝热输送更强，而其低层以及青藏高原南侧上空水汽质量向平流层的
343 非绝热传输相对较弱；在水汽质量西少/东多年时有相反的结果。



344

345 图 6 同图 3，但 (a、d、g) 为水汽质量西多/东少年，(b、e、h) 为水汽质量西少/东多年，
346 (c、f、i) 为差值

347 Fig.6 As in Fig.3, but (a, d, g) the water vapor mass west more/east less years, and (b, e, h) the water
348 vapor mass west less/east more years, and (c, f, i) the difference

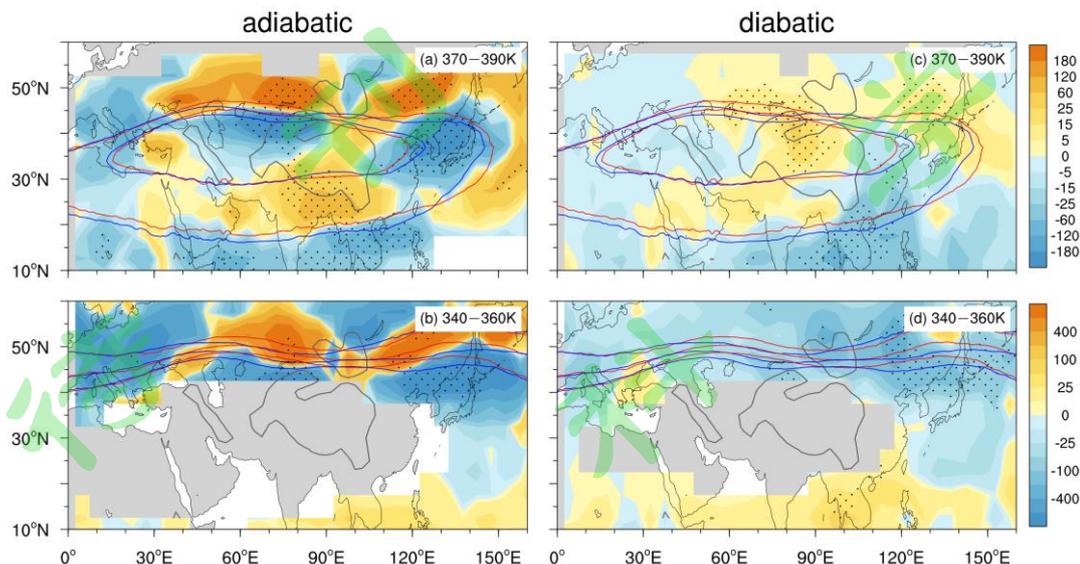
349

350 同样为了验证合成分析的结果，我们在图 7 中给出了东西偶极异常型特征向
351 量时间系数回归的水汽质量向平流层的绝热和非绝热传输强度的异常分布。可见
352 水汽质量西多/东少时对应着 370~390 K 层次上青藏高原西北、东北和南侧水汽
353 质量向平流层绝热传输强度正异常（图 7a），说明这些地区水汽质量向平流层的
354 绝热传输异常偏强，这和绝热水汽质量通量显著异常年的合成差异一致（图 5c、
355 f）。在 340~360 K 层次上也有相似的结果（图 7b）。

356 由图 7c、d 可见，回归的水汽质量向平流层的非绝热输送强度在 370~390 K
357 和 340~360 K 层次有相反的分布。在水汽质量西多/东少时对应着 370~390 K 层
358 次上青藏高原北部及西北和东北部水汽质量向平流层的非绝热传输强度的正异
359 常以及青藏高原东南部的显著负异常（图 7c），与 340~360 K 层次中（低）纬度
360 地区水汽质量向平流层非绝热传输强度的负（正）异常（图 7d）。回归的结果进
361 一步表明，在青藏高原水汽质量西多/东少时，青藏高原上空高层水汽质量向平流
362 层的非绝热传输偏强，而青藏高原东南高层和北侧低层水汽质量向平流层的非绝
363 热传输偏弱。

364 总之，水汽质量西多/东少时，因为南亚高压偏西，在青藏高原西北、东北和
365 南侧水汽质量向平流层的绝热输送偏强，而青藏高原北侧水汽质量向平流层的绝

366 热输送明显偏弱；而水汽质量向平流层的非绝热输送在青藏高原上空高层偏强，
367 而青藏高原南侧高层和北侧低层偏弱；水汽质量西少/东多时有相反的结果。



368
369 图 7 同图 4，但为东西偶极异常型 EOF 时间系数回归的水汽质量向平流层的输送强度
370 Fig.7 As in Fig.4, but the intensity of water vapor mass transport from the troposphere to the stratosphere
371 regressed by the east-west dipole abnormal EOF mode time coefficients
372

373 5. 轨迹模式模拟试验

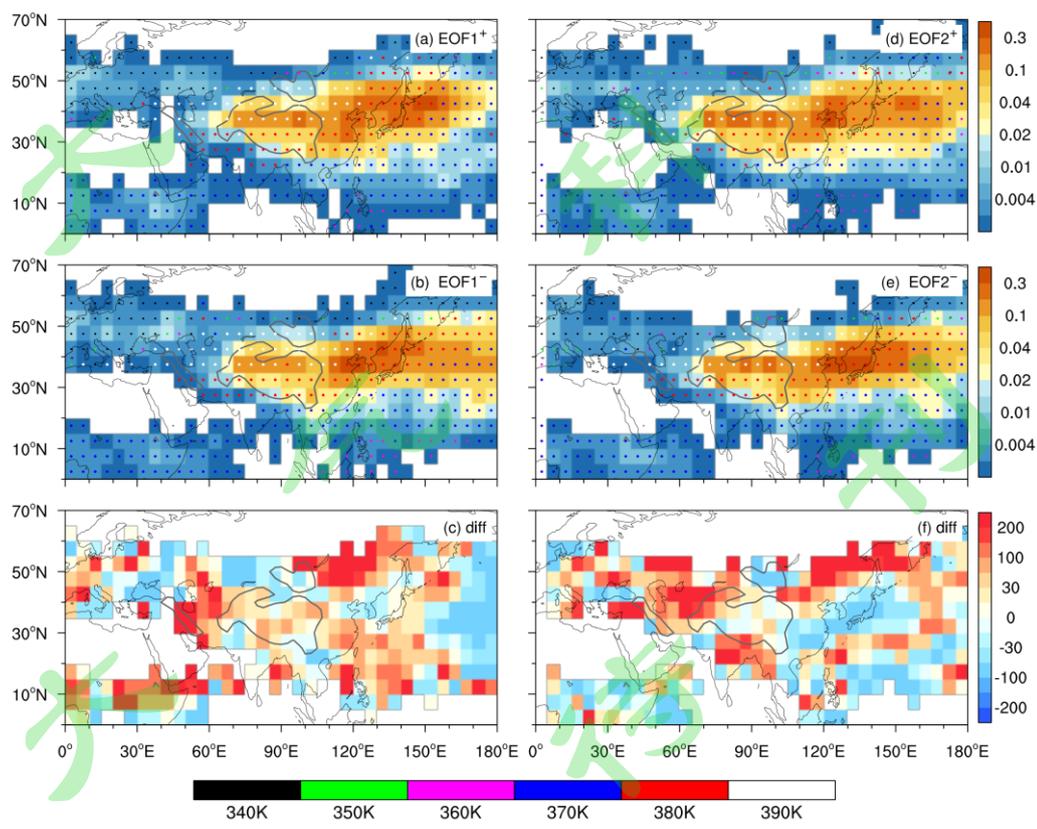
374 以上关于水汽质量向平流层的绝热传输的异常变化为欧拉观点下的合成或
375 回归结果，下面将通过轨迹试验来进一步证实向平流层的绝热传输的异常分布，
376 并说明传输的路径。

377 5.1 进入平流层的主要区域

378 图 8 给出了轨迹试验中 340~390 K 层次绝热进入平流层的轨迹频次相对于
379 示踪物释放频次的百分比及其相对差异的分布。由图 8 可见，4 组轨迹试验中轨
380 迹进入平流层的主要区域比较相似。示踪物通过青藏高原北部到太平洋中部进入
381 平流层的轨迹频次最多（0.1~0.3%），其中太平洋地区在 370~380 K 层次进入平
382 流层的轨迹频次最多；在青藏高原及其东侧地区，示踪物则在 380~390 K 层次进
383 入平流层的轨迹频次最多。其次，在青藏高原的东南侧，示踪物进入平流层的轨
384 迹频次较多（0.02~0.04%），主要发生在 370~380 K 层次。已有的轨迹模式试验
385 也表明，在对流层上层，青藏高原东北和东南地区，是对流层进入平流层的主要
386 通道（陈斌等，2012；Vogel et al., 2014）。另外，在伊朗高原北侧（340 K）和
387 中非地区（370 K）也有较多的示踪物的轨迹（0.01~0.02%）进入平流层。由水

388 汽质量整体异常偏多和偏少试验的轨迹差异（图 8c）可见，除了青藏高原北侧以
 389 外，青藏高原及周边地区和太平洋东部进入平流层的轨迹频次偏差百分比主要为
 390 正值，即水汽质量整体偏多时示踪物进入平流层的轨迹频次更多，尤其在青藏高
 391 原东北部和西侧，偏差百分比超过 200%。这从另一角度说明，对应青藏高原及
 392 周边地区水汽质量整体偏多，示踪物通过绝热途径进入平流层的轨迹频次更多，
 393 证实了这种分布型下水汽质量向平流层的绝热传输是偏强的结果。

394 由图 8f 可见，水汽质量西多/东少相对于西少/东多试验，青藏高原西北、东
 395 北和南侧示踪物进入平流层的轨迹频次偏差百分比为正值，最大可超过 200%；
 396 青藏高原北侧示踪物进入平流层的轨迹频次偏差百分比主要为负值，偏差百分比
 397 在-50%左右。这两组轨迹试验的轨迹差异与水汽质量向平流层绝热传输强度的
 398 回归结果相近（图 7a、b），证实水汽质量西多/东少时，在青藏高原西北、东北
 399 和南侧示踪物绝热进入平流层的轨迹频次更多，水汽质量向平流层的绝热传输要
 400 更强；而青藏高原北侧示踪物绝热进入平流层的轨迹频次较少，水汽质量向平流
 401 层的绝热传输较弱。



402

403 图 8 HYSPLIT 模式轨迹试验中 340~390 K 层次绝热进入平流层的轨迹频次相对释放轨迹频次的
 404 百分比（阴影，单位：%），其中水汽质量（a）整体偏多试验、（b）整体偏少试验、（d）西

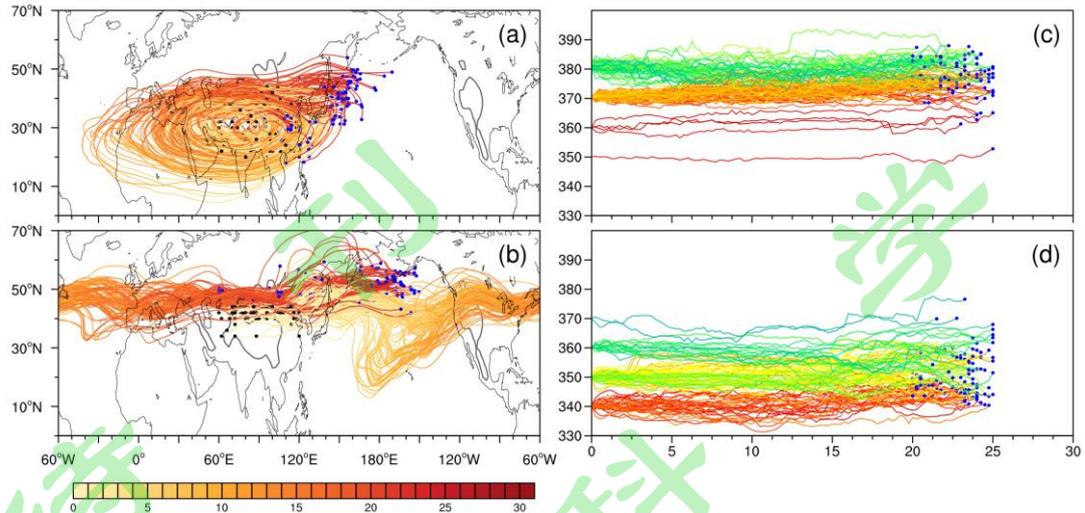
405 多/东少试验、(e) 西少/东多试验, (c、f) 分别为水汽质量整体偏多与整体偏少试验, 以及
406 水汽质量西多/东少与西少/东多试验绝热进入平流层的轨迹频次的偏差百分比 (填色, 单
407 位: %)。不同颜色的实心圆代表不同的层次, 表示该层在各层中进入平流层的轨迹次数最
408 多

409 Fig8. Percentage of the frequency of trajectory enters the stratosphere adiabatically in 340–390 K layers
410 relative to the frequency of the trajectory released (shadings, units: %) in HYSPLIT model trajec-
411 tory experiments: the water vapor mass (a) whole more experiment, (b) whole less experiment, (c)
412 west more/east less experiment, (d) west less/east more experiment, and percentage difference
413 (shadings, units: %) between (c) the water vapor mass whole more experiment and the whole less
414 experiment, and between the water vapor mass (f) west more/ east less experiment and the west less/
415 east more experiment. The colored dots denote the layers which the frequency of trajectory enters
416 the stratosphere are most

417

418 5.2 轨迹路径

419 以上给出了几组轨迹试验中示踪物进入平流层的区域, 那么轨迹路径是否存在
420 在显著差异? 图 9 给出了主要的两类示踪物进入平流层的轨迹分布。这里给出从
421 示踪物释放到其进入平流层, 位温变化在 $\pm 5\text{K}$ 以内的轨迹, 以更好的表示绝热
422 传输路径, 示踪物进入平流层的时间在 20~25 天。由图 9a 可见, 第一类轨迹主
423 要受南亚高压的动力作用影响, 轨迹路径呈反气旋式运动, 其中多数轨迹从南亚
424 高压东北侧进入平流层, 有部分轨迹从青藏高原东南部进入平流层, 个别轨迹从
425 青藏高原地区直接进入平流层。这类轨迹多发生在较高的 370~380K 层次(图 9c)。
426 已有的结果表明, 南亚高压中心区域和近地面释放的示踪物都可以通过第一类轨
427 迹路径进入平流层, 但进入平流层的频次在青藏高原南侧更多些(陈斌等, 2012;
428 Fan et al., 2017)。第二类轨迹受南亚高压的影响较小, 示踪物被释放后向东移动
429 并经历整个纬圈, 其中大部分示踪物最后从太平洋中部进入平流层, 少数从青藏
430 高原北侧进入平流层(图 9b)。这类轨迹主要发生在较低的 340~360K 层次(图
431 9d)。相关轨迹试验中, 南亚高压内部释放的示踪物可以从南亚高压东北部进入
432 中纬度平流层, 并到达欧洲地区(Vogel et al., 2014; Garny and Randel, 2016),
433 与这里的第二类轨迹路径十分相似。



434

435 图9 针对水汽质量整体偏多试验中青藏高原地区 340~380 K 层次释放并绝热进入平流层的部分
 436 示踪物的前向轨迹路径。其中 (a) 和 (b) 分别为第一类轨迹的水平和垂直分布, (b) 和 (d)
 437 分别为第二类轨迹的水平和垂直分布。图 a、b 中, 填色表示时间 (单位: 天)。图 c、d 中
 438 横坐标为时间 (单位: 天), 不同颜色的实线表示各个示踪物的轨迹。黑色圆点为示踪物释
 439 放位置, 蓝色圆点为示踪物由对流层进入平流层的位置

440 Fig9. Forward trajectory path of some tracers released in 340–380 K layers over the Tibetan Plateau and
 441 enters the stratosphere adiabatically based on the water vapor mass whole more experiment. The (a)
 442 horizontal and (c) vertical distribution of the first trajectory pathway, and the (b) horizontal and (d)
 443 vertical distribution of the second trajectory pathway. In Fig a and b, shading denotes the time (units:
 444 day). In Fig c and d, abscissa denotes the time (units: day), the different colors denote the trajectory
 445 path of each traces. Black dots denote the location tracers released, and blue dots denote the location
 446 tracers enters the stratosphere

447

448 6.结论和讨论

449 本文基于第 1 部分研究所得到的青藏高原及周边地区 7~8 月上对流层水汽
 450 质量的年际异常主导分布型, 利用 ERA-Interim 再分析资料和 HYSPLIT 轨迹模
 451 式, 分析了前两个主导分布型对应的水汽质量向平流层绝热和非绝热传输的异常,
 452 主要结论如下:

453 青藏高原上空水汽质量整体偏多(少)时, 南亚高压以及青藏高原地区垂直
 454 向上的水汽质量非绝热传输均偏强, 这使得水汽质量向平流层的绝热和非绝热传
 455 输趋于偏强(弱), 但青藏高原西北部水汽质量向平流层的经向绝热输送偏弱(强)。
 456 水汽质量整体偏多和偏少年, 水汽质量向平流层绝热和非绝热传输的主要区域和
 457 层次相近, 但水汽质量整体偏多年, 对流层顶的高度更高, 水汽质量向平流层非
 458 绝热输送的层次也更高些。

459 青藏高原上空水汽质量西多/东少时, 南亚高压中心位置偏西, 青藏高原西
460 北、东北水汽向中纬度平流层的绝热传输异常偏强, 青藏高原南侧高层水汽质量
461 向热带平流层的经向绝热输送偏强, 此时青藏高原上空水汽质量向平流层的非绝
462 热输送偏强。水汽质量西少/东多时, 南亚高压中心位置偏东, 青藏高原北侧水汽
463 质量向中纬度平流层的绝热传输明显偏强, 此时青藏高原南侧上空和北侧低层垂
464 直向上的水汽质量非绝热输送偏强, 水汽质量向平流层的非绝热输送也偏强。

465 水汽质量整体异常型两组轨迹模拟试验表明, 水汽质量整体偏多时青藏高原
466 及周边地区绝热进入平流层的轨迹频次偏多, 而水汽质量东西偶极异常型两组轨
467 迹模拟试验的结果也表明, 水汽质量西多/东少时青藏高原西北、东北和南侧绝热
468 进入平流层的轨迹频次偏多, 北侧则偏少。轨迹模式试验证实了水汽质量呈整体
469 异常型和东西偶极异常型时水汽质量向平流层绝热传输的异常变化。

470 需要说明的是, 受 ERA-Interim 再分析资料垂直分辨率的限制, 对流层顶高
471 度定义可能存在一定误差, 文中也可能影响水汽质量向平流层传输强度计算的准
472 确性, 尤其是在水汽含量梯度较大的地区。但本文主要关注大尺度环流异常与传
473 输强度异常变化之间的关系, 上述计算误差不会影响本文的主要结论。我们在后
474 续研究中可以结合具有高垂直分辨率的探空观测数据和卫星反演数据, 以提高对
475 流层顶高度定义的精度。

476 本文的研究结果揭示了 7~8 月青藏高原及周边地区上对流层水汽质量整体
477 异常型和东西偶极异常型与水汽质量向平流层的绝热和非绝热传输的关系, 得到
478 的结果有助于理解青藏高原及周边地区水汽和其它化学物质向平流层传输的年
479 际异常变化。本文并没有考虑水汽传输过程中水汽相变以及其它微物理过程的影
480 响, 这需要更多的研究来给出。

481 致谢

482 感谢 ECMWF 提供的 ERA-Interim 再分析资料; 感谢 NOAA 的 Air Resources
483 Laboratory 提供的 HYSPLIT 轨迹模式。

484 参考文献

- 485 Berthet G, Esler J G, Haynes P H. 2007. A Lagrangian perspective of the tropopause and the ventilation
486 of the lowermost stratosphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 112(D18), doi:10.1029/2006jd008295.
487 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 [J]. *大气科学*,
488 35(5): 897-902. Bian J C, Yan R C, Chen H B. 2011. Tropospheric pollutant transport to the

489 stratosphere by Asian summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences(in
490 Chinese), 35(5):897–902, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.05.09.

491 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 [J]. 大气科学,
492 39(5): 875–884. Cao Z Q, Lü D R. 2015. Simulation and Analysis of Troposphere-to-
493 Stratosphere Transport Caused by Two Severe Convection Events [J]. Chinese Journal of
494 Atmospheric Sciences (in Chinese), 39(5): 875–884, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1411.14175.

495 陈斌, 徐祥德, 施晓晖. 2009. 2005 年夏季亚洲季风区下平流层水汽的对流源区 [J]. 自然科学进
496 展, 19(10): 1094–1099. Chen B, Xu X D, Shi X H. 2009. The dominant sources of water vapor
497 in the low stratosphere over Asian monsoon region during the boreal summer in 2005 [J].
498 Progress in Natural Science (in Chinese), 19(10): 1094–1099, doi:10.3321/j.issn:1002-
499 008X.2009.10.011.

500 陈斌, 徐祥德, 卞建春, 等. 2010. 夏季亚洲季风区对流层向平流层输送的源区、路径及其时间尺
501 度的模拟研究 [J]. 大气科学, 34(03): 495–505. Chen B, Xu X D, Bian J C, et al. 2010.
502 Sources, pathways and timescales for the troposphere to stratosphere transport over Asian
503 monsoon regions in boreal summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese),
504 34(3): 495–505, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.03.03.

505 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分析 [J]. 地球
506 物理学报, 55(2): 406–414. Chen B, Xu X D, Yang S, et al. 2012. On the characteristics of water
507 vapor transport from atmosphere boundary layer to stratosphere over Tibetan Plateau regions in
508 summer [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 2012, 55(2): 406–414,
509 doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.02.005.

510 陈洪滨, 卞建春, 吕达仁. 2006. 上对流层—下平流层交换过程研究的进展与展望 [J]. 大气科学,
511 30(5): 813–820. Chen H B, Bian J C, Lü D R. 2006. Advances and prospects in the study of
512 stratosphere–troposphere exchange [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese),
513 30(5): 813–820, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.05.10.

514 Davis S M, Hegglin M I, Fujiwara M, et al. 2017. Assessment of upper tropospheric and stratospheric
515 water vapor and ozone in reanalyses as part of S-RIP [J]. Atmospheric Chemistry and Physics,
516 17(20): 12743–12778, doi:10.5194/acp-17-12743-2017.

517 Dessler A E, Schoeberl M R, Wang T, et al. 2013. Stratospheric water vapor feedback [J]. Proceedings of
518 the National Academy of Sciences of the United States of America, 110(45): 18087–18091,
519 doi:10.1073/pnas.1310344110.

520 Dethof A, O'Neill A, Slingo J, et al. 1999. A mechanism for moistening the lower stratosphere involving
521 the Asian summer monsoon [J]. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 125(556): 1079–1106,
522 doi:10.1002/qj.1999.49712555602.

523 Fan Q J, Bian J C, Pan L L. 2017. Stratospheric entry point for upper-tropospheric air within the Asian
524 summer monsoon anticyclone [J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 60: 1685–1693,
525 doi:10.1007/s11430-016-9073-5.

526 Forster P M, Shine K P. 2002. Assessing the climate impact of trends in stratospheric water vapor [J].
527 Geophys. Res. Lett., 29(6): 10-1–10-4, doi:10.1029/2001GL013909.

528 Fu R, Hu Y, Wright J S, et al. 2006. Short circuit of water vapor and polluted air to the global stratosphere
529 by convective transport over the Tibetan Plateau [J]. Proceedings of the National Academy of
530 Sciences of the United States of America, 103(15): 5664–5669, doi:10.1073/pnas.0601584103.

531 樊雯璇, 王卫国, 卞建春, 等. 2008. 青藏高原及其邻近区域穿越对流层顶质量通量的时空演变特
532 征 [J]. 大气科学, 32(6): 1309–1318. Fan W X, Wang W G, Bian J C, et al. 2008. The

- 533 distribution of cross-tropopause mass flux over the Tibetan Plateau and its surrounding regions
534 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32(6): 1309–1318,
535 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.06.06.
- 536 Garny H, Randel W J. 2013. Dynamic variability of the Asian monsoon anticyclone observed in potential
537 vorticity and correlations with tracer distributions [J]. J. Geophys. Res., 118(24): 13421–13433,
538 doi:10.1002/2013jd020908.
- 539 Garny H, Randel W J. 2016. Transport pathways from the Asian monsoon anticyclone to the stratosphere
540 [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 16(4): 2703–2718, doi:10.5194/acp-16-2703-2016.
- 541 Gettelman A, Hoor P, Pan L L, et al. 2011. The Extratropical Upper Troposphere and Lower Stratosphere
542 [J]. Rev. Geophys., 49(3), doi:10.1029/2011rg000355.
- 543 黄荣辉, 陈文, 魏科, 等. 2018. 平流层大气动力学及其与对流层大气相互作用的研究:进展与问
544 题 [J]. 大气科学, 42(3): 463–487. Huang R H, Chen W, Wei Ke, et al. 2018. Atmospheric
545 Dynamics in the Stratosphere and Its Interaction with Tropospheric Processes: Progress and
546 Problems [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42(3): 463–487,
547 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1802.17250.
- 548 James G A, David M W, Jessica B S, et al. 2012. UV dosage levels in summer: Increased risk of ozone
549 loss from convectively injected water vapor [J]. Science, 337(6096): 835–839,
550 doi:10.1126/science.1222978.
- 551 Jiang J H, Su H, Zhai C, et al. 2015. An assessment of upper troposphere and lower stratosphere water
552 vapor in MERRA, MERRA2, and ECMWF reanalyses using Aura MLS observations [J]. J.
553 Geophys. Res., 120(22): 11468–11485, doi:10.1002/2015JD023752.
- 554 Li D, Vogel B, Bian J, et al. 2017. Impact of typhoons on the composition of the upper troposphere within
555 the Asian summer monsoon anticyclone: the SWOP campaign in Lhasa 2013 [J]. Atmospheric
556 Chemistry and Physics, 17(7): 4657–4672, doi:10.5194/acp-17-4657-2017.
- 557 Luo J, Tian W, Pu Z, et al. 2013. Characteristics of stratosphere-troposphere exchange during the Meiyu
558 season [J]. J. Geophys. Res., 118(4): 2058–2072, doi:10.1029/2012jd018124.
- 559 刘屹岷, 王子谦, 卓海峰, 等. 2017. 夏季亚洲大地形双加热及近对流层顶位涡强迫的激发 II:伊
560 朗高原-青藏高原感热加热 [J]. 中国科学D辑: 地球科学, 47(03): 354–366. Liu Y M, Wang
561 Z Q, Zhuo H F, et al. 2017. Two types of summertime heating over Asian large-scale orography
562 and excitation of potential-vorticity forcing II. Sensible heating over Tibetan-Iranian Plateau.
563 Science in China Series D: Earth Sciences, 47(03): 354–366, doi:10.1007/s11430-016-9016-3.
- 564 Park M, Randel W J, Gettelman A, et al. 2007. Transport above the Asian summer monsoon anticyclone
565 inferred from Aura Microwave Limb Sounder tracers [J]. J. Geophys. Res., 112(D16),
566 doi:10.1029/2006jd008294.
- 567 Ploeger F, Günther G, Konopka P, et al. 2013. Horizontal water vapor transport in the lower stratosphere
568 from subtropics to high latitudes during boreal summer [J]. J. Geophys. Res., 118(14): 8111–
569 8127, doi:10.1002/jgrd.50636.
- 570 Ploeger F, Konopka P, Walker K, et al. 2017. Quantifying pollution transport from the Asian monsoon
571 anticyclone into the lower stratosphere [J]. Atmos. Chem. Phys., 17(11): 7055–7066,
572 doi:10.5194/acp-17-7055-2017.
- 573 Randel W J, Wu F, Russell III J M, et al. 1998. Seasonal Cycles and QBO Variations in Stratospheric
574 CH₄ and H₂O Observed in UARS HALOE Data [J]. J. Atmos. Sci., 55(2): 163–185,
575 doi:10.1175/1520-0469(1998)055<0163:scaqvi>2.0.co;2.
- 576 Randel W J, Park M, Emmons L, et al. 2010. Asian monsoon transport of pollution to the stratosphere

577 [J]. *Science*, 328(5978): 611–613, doi:10.1126/science.1182274.

578 Randel W J, Zhang K, Fu R. 2015. What controls stratospheric water vapor in the NH summer monsoon
579 regions? [J]. *J. Geophys. Res.*, 120(15): 7988–8001, doi:10.1002/2015jd023622.

580 Reichler T, Dameris M, Sausen R. 2003. Determining the tropopause height from gridded data [J].
581 *Geophys. Res. Lett.*, 30(20): 315–331, doi:10.1029/2003GL018240.

582 任荣彩, 吴国雄, Cai M, 等. 2014. 平流层—对流层相互作用研究进展: 等熵位涡理论的应用及青
583 藏高原影响 [J]. *气象学报*, 72(5): 853–868. Ren R C, Wu G X, Cai M, et al. 2014. Progress in
584 research of stratosphere–troposphere interactions: Application of isentropic potential vorticity
585 dynamics and the effects of the Tibetan Plateau [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese),
586 72(5): 853–868, doi:10.11676/qxxb2014.076.

587 Solomon S, Rosenlof K H, Portmann R W, et al. 2010. Contributions of stratospheric water vapor to
588 decadal changes in the rate of global warming [J]. *Science*, 327(5970): 1219–1223,
589 doi:10.1126/science.1182488.

590 Stein A F, Draxler R R, Rolph G D, et al. 2015. NOAA’s HYSPLIT Atmospheric Transport and
591 Dispersion Modeling System [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 96(12): 2059–2077,
592 doi:10.1175/bams-d-14-00110.1.

593 唐南军, 任荣彩, 吴国雄. 2018. 青藏高原及周边 UTLS 水汽时空特征的多源资料对比 [J]. *大气
594 科学学报*, 待刊. Tang N J, Ren R C, Wu G X. 2018. Comparison of upper troposphere and
595 lower stratosphere water vapor spatial and temporal distribution over Tibetan Plateau in
596 reanalysis data and MLS observations [J]. *Transactions of Atmospheric Sciences* (in Chinese),
597 in press, doi:10.13878/j.cnki.dakxxb.20170706001.

598 唐南军, 任荣彩, 邹晓蕾, 等. 2019a. 夏季青藏高原地区水汽向平流层的等熵绝热和非绝热传输
599 的气候学特征及其与落基山地区的对比 [J]. *大气科学*. 43(1): 183–201. Tang N J, Ren R C,
600 Zou X L, et al. 2019a. Characteristic of adiabatic and diabatic water vapor transport from the
601 troposphere to the stratosphere over the Tibetan Plateau and its comparison with the Rocky
602 Mountains in the Summer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese). 43(1):
603 183–201, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1804.17255.

604 唐南军, 任荣彩, 吴国雄, 等. 2019b. 夏季青藏高原及周边上对流层水汽质量及其向平流层传输
605 年际异常 I: 水汽质量异常主导型 [J]. *大气科学*, 待刊. Tang N J, Ren R C, Wu G X, et al.
606 2019b. Interannual anomalies of upper tropospheric water vapor mass and its transport into the
607 stratosphere over the Ti-betan Plateau area in summer, Part I: on the leading patterns of water
608 vapor mass anomalies [J]. in press, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1905.18267

609 田红瑛, 田文寿, 雒佳丽, 等. 2014. 青藏高原地区上对流层—下平流层区域水汽分布和变化特征
610 [J]. *高原气象*, 33(1): 1–13. Characteristics of water vapor distribution and variation in upper
611 troposphere and lower stratosphere over Qinghai-Xizang Plateau [J]. *Plateau Meteorology* (in
612 Chinese), 33(1): 1–13, doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2013.00074.

613 Vogel B, Günther G, Müller R, et al. 2014. Fast transport from Southeast Asia boundary layer sources to
614 northern Europe: rapid uplift in typhoons and eastward eddy shedding of the Asian monsoon
615 anticyclone [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(23): 12745–12762, doi:10.5194/acp-
616 14-12745-2014.

617 Vogel B, Günther G, Müller R, et al. 2016. Long-range transport pathways of tropospheric source gases
618 originating in Asia into the northern lower stratosphere during the Asian monsoon season 2012
619 [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(23): 15301–15325, doi:10.5194/acp-16-15301-
620 2016.

621 Wright J S, Fu R, Fueglistaler S, et al. 2011. The influence of summertime convection over Southeast
622 Asia on water vapor in the tropical stratosphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 116(D12): D12302,
623 doi:10.1029/2010jd015416.

624 Wu G X, He B, Liu Y M, et al. 2015. Location and variation of the summertime upper-troposphere
625 temperature maximum over South Asia [J]. *Climate Dyn.*, 45(9-10): 2757–2774,
626 doi:10.1007/s00382-015-2506-4.

627 吴国雄, 卓海峰, 王子谦, 等. 2016. 夏季亚洲大地形双加热及近对流层顶位涡强迫的激发 (I):青
628 藏高原主体加热 [J]. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 46(09): 1209–1222. Wu G X, Zhuo H F,
629 Wang Z Q, et al. 2016. Two types of summertime heating over the Asian large-scale orography
630 and excitation of potential-vorticity forcing I. Over Tibetan Plateau [J]. *Science in China Series*
631 *D: Earth Sciences*, 46(09): 1209–1222, doi:10.1007/s11430-016-5328-2.

632 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、热力成因及动力效应分析
633 [J]. *气象学报*, 74(4): 525–541. Xia X, Ren R C, Wu G X, et al. 2016. An analysis on the spatio-
634 temporal variations and dynamic effects of the tropopause and the related stratosphere–
635 troposphere coupling surrounding the Tibetan Plateau area [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in*
636 *Chinese)*, 74(4): 525–541, doi:10.11676/qxxb2016.036.

637 Yu P F, Rosenlof K H, Liu S, et al. 2017. Efficient transport of tropospheric aerosol into the stratosphere
638 via the Asian summer monsoon anticyclone [J]. *Proceedings of the National Academy of*
639 *Sciences of the United States of America*, 114(27): 6972–6977, doi:10.1073/pnas.1701170114.

640 Yu Y Y, Ren R C, Hu J G, et al. 2014. A Mass Budget Analysis on the Interannual Variability of the Polar
641 Surface Pressure in the Winter Season [J]. *J. Atmos. Sci.*, 71(9): 3539–3553, doi:10.1175/jas-d-
642 13-0365.1.

643 Yu Y Y, Cai M, Ren R C, et al. 2018. A closer look at the relationships between meridional mass
644 circulation pulses in the stratosphere and cold air outbreak patterns in northern hemispheric
645 winter [J]. *Climate Dyn.*, 51(7): 3125–3143, doi:10.1007/s00382-018-4069-7.

646 占瑞芬, 李建平. 2008. 青藏高原和热带西北太平洋大气热源在亚洲地区夏季平流层–对流层水汽
647 交换的年代际变化中的作用 [J]. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 38(8): 1028–1040. Influence
648 of atmospheric heat sources over the Tibetan Plateau and the tropical western North Pacific on
649 the inter-decadal variations of the stratosphere–troposphere exchange of water vapor [J].
650 *Science in China Series D: Earth Sciences*, 51(8): 1179–1193, doi:10.1007/s11430-008-0082-8.

651 占瑞芬, 李建平. 2012. 亚洲夏季平流层–对流层水汽交换年际变化与亚洲夏季风的联系 [J]. *地*
652 *球物理学报*, 55(10): 3181–3193. Zhan R F, Li J P. 2012. Relationship of interannual variations
653 of the stratosphere–troposphere exchange of water vapor with the Asian summer monsoon [J].
654 *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 55(10): 3181–3193, doi:10.6038/j.issn.0001-
655 5733.2012.10.001.

656 Zhang K, Fu R, Wang T, et al. 2016. Impact of geographic variations of the convective and dehydration
657 center on stratospheric water vapor over the Asian monsoon region [J]. *Atmospheric Chemistry*
658 *and Physics*, 16(12): 7825–7835, doi:10.5194/acp-16-7825-2016.

659