

周文, 王晓芳, 傅慎明, 等. 2020. 引发强降水的一次东移高原云团的能量演变特征研究 [J]. 大气科学, 44(4): 885–898. ZHOU Wen, WANG Xiaofang, FU Shenming, et al. 2020. Energy Evolution Characteristics of an Eastward-Moving Convective Cloud Cluster Originating from the Tibetan Plateau That Produces Heavy Precipitation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(4): 885–898. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1912.19213

引发强降水的一次东移高原云团的能量演变特征研究

周文¹ 王晓芳¹ 傅慎明² 张金玲³ 韩晓宁⁴ 陈政道⁴

1 中国气象局武汉暴雨研究所暴雨监测预警湖北省重点实验室, 武汉 430205

2 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

3 黄岛区气象局, 青岛 266400

4 四川省九龙县气象局, 四川九龙 626200

摘 要 利用日本气象厅葵花-8 卫星亮温资料、欧洲中心 ERA5 (the fifth generation of European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Reanalysis) 再分析资料, 根据时间尺度分解的局地能量诊断方法, 本文从能量学多个角度研究了 2016 年 6 月 5 日 00 时 (协调世界时, 下同) 至 6 日 15 时 (持续 40 小时) 一次东移并引发强降水的高原对流云团, 得到了以下主要结论。本次事件中, 高原东移对流云团在不同阶段的主要影响系统有所不同。移出高原前, 其主要受高原涡和高原短波槽的共同影响, 随着云团移出高原, 高原涡消亡, 而高原短波槽则随时间发展加强, 成为东移云团的最主要影响系统。高原东移对流云团具有显著的深对流特征, 自西向东引发了一系列的降水, 移出高原后, 其对流重心显著降低, 降水达到最强。不同阶段高原东移对流云团的能量转换特征显著不同。云团位于高原上时 (第一阶段), 背景场通过动能的降尺度能量级串为造成强降水的扰动流直接提供能量, 这是此阶段扰动流动能维持的主要方式; 云团移出高原过程中 (第二阶段), 降水凝结潜热明显增强, 由此制造的扰动有效位能也显著增强。在垂直运动配合下, 扰动有效位能斜压释放所制造的动能是本阶段造成强降水扰动流动能维持的最主要能量来源; 云团移出高原后 (第三阶段), 背景场对造成强降水扰动流的影响再次增强, 但是不同于第一阶段的直接影响方式, 该阶段背景场的作用是以一种间接的影响方式出现。其首先通过有效位能的降尺度级串将背景场的有效位能转换为扰动流的有效位能, 然后通过扰动有效位能的斜压能量释放为扰动流的动能维持不断地提供能量。此外, 本阶段内还出现了扰动流向背景场动能的升尺度级串供给 (即扰动流的反馈), 但其强度不足以对背景场的演变产生显著影响。

关键词 青藏高原 高原云团东移 暴雨 扰动动能 扰动有效位能

文章编号 1006-9895(2020)04-0885-14

中图分类号 P458

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1912.19213

Energy Evolution Characteristics of an Eastward-Moving Convective Cloud Cluster Originating from the Tibetan Plateau That Produces Heavy Precipitation

ZHOU Wen¹, WANG Xiaofang¹, FU Shenming², ZHANG Jinling³,
HAN Xiaoning⁴, and CHEN Zhengdao⁴

¹ Hubei Key Laboratory for Heavy Rain Monitoring and Warning Research, Institute of Heavy Rain, China

收稿日期 2019-09-18; 网络预出版日期 2020-01-22

作者简介 周文, 女, 1993 年出生, 硕士、助理工程师, 主要从事暴雨机理研究。E-mail: zhouwen@nuist.edu.cn

通讯作者 傅慎明, E-mail: fusm@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 91637211、41975058、41620104009、41775046, 国家重点研究发展计划项目 2018YFC1507200

Funded by National Nature Science Foundation of China (Grants 91637211, 41975058, 41620104009, 41775046), National Key Research and Development Plan of China (Grant 2018YFC1507200)

Meteorological Administration, Wuhan 430205

2 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

3 Huangdao Sub-administration of Qingdao Meteorological Administration, Qingdao 266400

4 Jiulong Sub-administration of Sichuan Meteorological Administration, Jiulong, Sichuan 626200

Abstract Based on the Himawari-8 satellite TBB (Black Body Temperature) data from the Japan Meteorological Agency, the ERA5 (the fifth generation of European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Reanalysis) reanalysis data from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, and a new energy diagnostic method that uses a temporal scale for scale separation, the evolutionary characteristics of a convective cloud cluster from 0000 UTC 5 June to 1500 UTC 6 June 2016 (lasted 40 hours) that formed over the Tibetan Plateau (TP), moved eastward, and induced heavy precipitation in downstream regions were investigated in this study. The main findings are as follows. The main influencing systems for the eastward-moving convective cloud cluster at different stages of its lifespan were different. Before moving out of the plateau, the cloud cluster was mainly affected by a plateau vortex and a short-wave trough. As the cloud cluster vacated the plateau, the plateau vortex dissipated, whereas the short-wave trough intensified with time, and finally, the short-wave trough became the main influencing system of the cloud. The deep convection features of the eastward-moving cloud cluster were significant. The eastward-moving cloud cluster induced a series of precipitations from west to east, with the strongest precipitation occurring after the cluster had moved out of the plateau and its convective had lowered in height. The energetics characteristics of the eastward-moving convective cloud cluster experienced notable changes during the cluster lifespan, and the associated precipitation characteristics were also significantly different. When the cloud cluster was over the TP (the first stage), the contribution from the background field was a dominant factor. The background field provided energy for the evolution of eddy flow (by downscale kinetic energy cascade), which directly induced heavy precipitation. During the second stage, the precipitation-related latent heating was greatly enhanced, which significantly increased the APE (available potential energy) of eddy flow. Under the influences of vertical motion, the APE of eddy flow was released and converted to the KE (kinetic energy) of eddy flow. This acted as a dominant factor for the sustainment of the precipitation-related eddy flow. When the cloud cluster moved out of the TP, the influence of the background field on eddy flow was enhanced again; however, the influence was not direct as in the first stage. In this stage, the influence from the background environment favored the persistence of precipitation-related eddy flow indirectly. First, the APE of the background field was transferred to the APE of eddy flow through a downscale energy cascade. Then, a baroclinic energy conversion from the APE of the eddy flow to its KE occurred. This acted as a dominant energy source for the KE of eddy flow. Furthermore, in the third stage, a remarkable upscale energy cascade of KE was found, which reflected the feedback of eddy flow on its background field. However, the feedback intensity was not enough to significantly affect the evolution of the background field.

Keywords Tibetan Plateau, An eastward-moving cloud cluster originating from the Tibetan Plateau, Heavy rain, Eddy kinetic energy, Eddy available potential energy

1 引言

我国南方是暴雨的重灾区 (陶诗言, 1980), 近几十年来, 我国南方夏季强降水事件有增多增强的趋势 (Fu et al., 2016a; Li et al., 2016), 造成了一系列严重的洪涝灾害, 对人民生命财产安全构成了极大威胁。已有研究表明, 长江流域部分强降水过程与高原云团东移关系密切, 例如 1998 年长江流域特大洪水以及 2016 年武汉城市内涝等均可追溯至高原东移云团的影响 (张顺利等, 2001; 卓嘎等, 2002)。鉴于高原东移云团对其下游降水影响

的重要性, 前人开展了一系列的相关研究。

目前, 关于高原东移云团及镶嵌在其中的中尺度对流系统 (Mesoscale Convective Systems, MCS) 的研究主要分为以下几个方面: (1) 高原东移云团的空间分布特征。江吉喜和范梅珠 (2002) 通过研究发现, 高原上 MCS 活动频繁, 其高频活动区约以 95°E 为界, 分为东南部和西南部两个区域 (Fujinami and Yasunari, 2001), 但是可以移出高原的对流云团仅占高原对流云团的极少数, 并且主要形成于高原东南部 (胡亮等, 2008)。(2) 高原云团东移的影响因子。初生于高原的对流云团在有

利的天气条件下可移出高原并对所经地区的降水造成影响 (卓嘎等, 2002; 过仲阳等, 2003; 傅慎明等, 2011), 移动性高原对流云团可以分成数个类别 (过仲阳等, 2003), 其中非平直东移型云团传播方向主要受到 400 hPa 等压面的高度、温度及假相当位温的影响, 而平直东移型云团的传播方向还受到散度和涡度的影响。(3) 高原东移云团的发生、发展机制。高原大地形的热力作用下, 结合夏季风水汽输送的影响, 可激发一系列中尺度对流云。部分对流云团移出高原后, 可在四川盆地发展进而影响长江中下游, 有时移至长江中下游地区后, 还可与梅雨锋云系中的中尺度对流云团合并发展 (陶诗言, 1980; 张顺利等, 2001, 过仲阳等, 2003; 王婧羽等, 2019)。(4) 高原东移云团对其下游地区降水的影响机制, 高原东南部频繁活动的对流云团可直接造成长江上游地区降水 (江吉喜等, 2002), 此外高原东移云团还可通过触发西南涡或者与梅雨锋等天气系统耦合共同影响长江中下游地区的降水 (Yasunari and Miwa, 2006; 傅慎明等, 2011; 田珊儒等, 2015)。

由上可知, 目前已有大量关于高原东移云团的科学研究中极少有工作关注东移过程中高原云团的能量转换特征及相应能量场对降水的影响。能量是一切天气系统存在和演变的根本驱动力, 从能量角度研究高原东移云团的演变具有较好的科学意义和理论价值。为此, 基于卫星 TBB (Black Body Temperature) 相当黑体亮温资料以及 ERA5 (the fifth generation of European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Reanalysis) 再分析资料, 本文拟利用 NEDS (New Energy Diagnostic Scheme, NEDS) 局地能量诊断分析方法 (Murakami, 2011) 对一次典型的高原对流云团东移并引发下游强降水事件进行研究, 以期从能量角度揭示高原云团东移过程中演变特征, 从而为相关的科研与业务预报工作提供一定参考。

2 数据和方法

2.1 数据

本文使用的 ERA5 再分析资料是继欧洲中心再分析数据集 FGGE、ERA-15、ERA-40、ERA-Interim 之后的第五代再分析数据集。时间分辨率为 1 h, 水平分辨率 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (约 $31 \text{ km} \times 31 \text{ km}$), 垂直共 37 层, 由 1000 hPa 至 1 hPa。该资料显著

的优势是不仅具有更高的时空分辨率, 而且资料同化的数据种类更多、模式物理过程更准确 (Hoffmann et al., 2019)。

本文使用的卫星资料是 2015 年开始业务化运行的葵花-8 卫星的 TBB 量, 空间分辨率为 5 km, 时间分辨率高达 10 min。

2.2 研究方法

2.2.1 云团识别标准

本文利用人工识别追踪云团东移过程, 所关注的对流云团必须存在 -32°C (费增坪等, 2011) 的 TBB 冷云区 (强度条件), 且该冷云区的面积必须超过 5000 km^2 (面积条件)、至少持续 3 h 以上 (时长条件)。识别得到的对流云团首次满足温度和面积条件的时刻被定义为云团形成时刻。当 -32°C 的 TBB 冷云区出现分裂或者合并情形, 视为云团分裂或合并。多个云团合并, 则合并云团视为之前最大云团的延续, 其他云团被认为消亡; 一个云团分裂, 则其最大部分被认定为之前云团的延续, 其他云团若满足云团新生标准则认定为新生云团。

2.2.2 能量诊断方法及其物理意义

Murakami (2011) 提出的可用于诊断局地能量收支的新能量诊断方法 NEDS, 将基础变量 (风速 u 、 v 、 ω , 位势高度 ϕ , 位温 θ , 比容 α) 分解为时间平均 ($\bar{\quad}$) 部分和瞬变 ($'\quad'$) 部分, 比如, $u = \bar{u} + u'$ 。其中, 时间平均部分被视作天气过程发生时的背景场 (Fu et al., 2016b), 而瞬变部分可以被视为触发强天气过程的直接影响因子 (Zhang et al., 2017; Fu et al., 2018)。假设时间平均是 N 小时时间窗的计算结果, 那么背景场可被视作时间尺度大于 N 小时的不同背景信号的组合, 而瞬变部分可被视作时间尺度小于 N 小时扰动流的组合。与之前类似的能量诊断方法相比, 本方法克服了之前基于时间分解能量收支方法中相互作用项存在两个表达式 (虽然其全球积分相等, 但局地收支的结果差异明显) 的缺陷。

有效位能 APE 和动能 KE 各自可以分解为三个部分 (Murakami, 2011): 时间平均能量 (背景场位能、背景场动能)、扰动流能量 (扰动流位能、扰动流动能) 和相互作用流能量 (相互作用流位能、相互作用流动能)。Murakami (2011) 通过建立三者之间的能量转换关系, 丰富和完善了 Lorenz 能量循环图。具体能量收支方程如下:

$$\frac{\partial A_M}{\partial t} = G(A_M) - C(A_M, K_M) - C(A_M, A_I) - B(A_M) + R(A_M), \quad (1)$$

$$\frac{\partial K_M}{\partial t} = C(A_M, K_M) - C(K_M, K_I) - D(K_M) - B(K_M), \quad (2)$$

$$\frac{\partial \overline{A_T}}{\partial t} = G(\overline{A_T}) - C(\overline{A_T}, \overline{K_T}) - C(\overline{A_T}, A_I) - B(\overline{A_T}), \quad (3)$$

$$\frac{\partial \overline{K_T}}{\partial t} = C(\overline{A_T}, \overline{K_T}) - C(\overline{K_T}, K_I) - D(\overline{K_T}) - B(\overline{K_T}), \quad (4)$$

其中, $A_M = (c_p/2)(p/p_0)^{2\kappa}\gamma(\bar{\theta} - \langle\bar{\theta}\rangle)^2$ 表示背景场位能, $A_T = (c_p/2)(p/p_0)^{2\kappa}\gamma\theta'^2$ 表示扰动流位能, $A_I = c_p(p/p_0)^{2\kappa}\gamma\theta'(\bar{\theta} - \langle\bar{\theta}\rangle)$ 表示相互作用流位能, 总有效位能 $A = A_M + A_T + A_I = (c_p/2)(p/p_0)^{2\kappa}\gamma(\theta - \langle\bar{\theta}\rangle)^2$. $\langle\rangle$ 表示区域平均算子, c_p 表示干空气的定压比热, p 表示气压, $p_0=1000$ hPa, γ 表示干空气静力稳定度, θ 表示位温, κ 表示气体常数与比热的比率. $K_M = (\bar{u}^2 + \bar{v}^2)/2$ 表示背景场动能, $K_T = (u'^2 + v'^2)/2$ 表示扰动流动能, $K_I = \bar{u}u' + \bar{v}v'$ 表示相互作用流动能, 总动能 $K = K_M + K_T + K_I = (u^2 + v^2)/2$. G 表示绝热产生或消耗率. B 表示边界通量, 即背景场、扰动流对能量等的三维输送. R 表示与热量有关的垂直输送. D 表示摩擦耗散. F 表示相互作用流能量的三维输送. $C(X, Y)$ 表示两种不同能量之间的能量转换率, 且 $C(X, Y) = -C(Y, X)$. 当 $C(X, Y) > 0$ 时表示由 X 向 Y 转化. 以动能为例进行说明: (1) $C(K_M, K_I) > 0$ 并且 $-C(K_T, K_I) > 0$ 时表示动能降尺度能量级串, 即背景场动能 K_M 经由相互作用流动能 K_I 而不断向扰动流动能 K_T 转化. (2) $C(K_M, K_I) < 0$ 并且 $-C(K_T, K_I) < 0$ 时表示动能升尺度能量级串, 即扰动流动能经由相互作用流动能而不断向背景场动能转化. 有效位能的能量级串与此同理. 有关能量收支项的意义和公式详见 Murakami (2011) 和 (Fu et al., 2016b).

2.2.3 时间窗的选取

本文的关注时段持续了 24 h, 因此我们首先将时间窗设定为 24 h. 利用 24 h 时间窗计算扰动能量有利于从整体揭示能量与云团的关系. 但是在诊断云团不同发展阶段能量转换特征时存在缺陷. 这是因为东移云团与梅雨锋等系统的准静止状态有所不同, 高原东移云团影响尺度比梅雨锋尺度小, 移动速度更快, 云团也随系统移动. 因此, 很难在固定区域对云团能量转换特征进行有效的诊断. 为了研究云团东移过程中三个不同典型阶段 (高原上

——第一阶段、下高原——第二阶段、移出高原——第三阶段) 的能量转换特征, 以及不同时间尺度扰动系统对降水的影响, 我们还利用 8 h 的时间窗对能量进行了计算.

3 概况

3.1 云团概况及雨情

高原云团于 2016 年 6 月 5 日 00 时 (协调世界时, 下同) 形成后, 云团主体表现向东移动, 共持续了 40 h. 鉴于 6 月 5 日 15 时之后云团才初成规模, 6 月 6 日 15 时云团即将分裂, 随后云团趋于消亡. 因此本文关注时段主要为 6 月 5 日 15 时至 6 月 6 日 15 时. 根据云团相对于高原的位置将关注时段划分为三个阶段: 第一阶段, 云团完全位于高原上 (6 月 5 日 15~23 时); 第二阶段, 云团东边界移至 103°E 直至云团西边界移出 103°E, 即云团移出过程 (6 月 5 日 23 时至 6 月 6 日 07 时); 第三阶段云团完全移出高原 (6 月 6 日 07~15 时).

图 1 给出了云团东移过程中不同时刻云团 TBB 的分布. 从图 2a 可以发现, 降水伴随云团东移, 且随着对流活动的增强而增强.

6 月 5 日 15 时高原对流云团的发展已初成规模 (图 1a; 黑色圆代表目标云团, 下同). 随后在云团西部的南北方向上形成 3 个深对流中心 (图略), 并不断加强发展. 5 日 22:20 (图 1b), 深对流中心几乎连成一片, 且面积显著增加. 此时由于高原云团东部浅对流减弱, 使得云团形状呈西北—东南向. 随着云团继续东移, 北部对流活动开始减弱. 以上为第一阶段中云团发展概况, 该阶段中对流活动相对较弱, 降水率基本均在 1 mm h^{-1} 以下 (图 2a). 高原上大部分地区的 8 h 累积降水量基本都不超过 10 mm, 仅图中红色虚线圈所示地区达到 5~10 mm (图 2b), 降水大值区主要分布在 -32°C 云团边界与 -42°C 云团边界之间.

第二阶段中, 云团对流活动先减弱后增强, 具体如下: 6 日 01:20 (图 1c), 北部深对流中心完全消亡, 形成一个东北—西南向浅对流云带. 北部浅对流云带与南部深对流云团之间仍有少量浅对流云团衔接 (如图 1c 中红色虚线圈所示), 仍可视作整体. 但是随着时间的推移, 这个衔接南北对流的浅对流云块将逐渐与北部浅对流云带脱离, 最后与南部云团合并. 6 日 06:20 (图 1d), 北部对

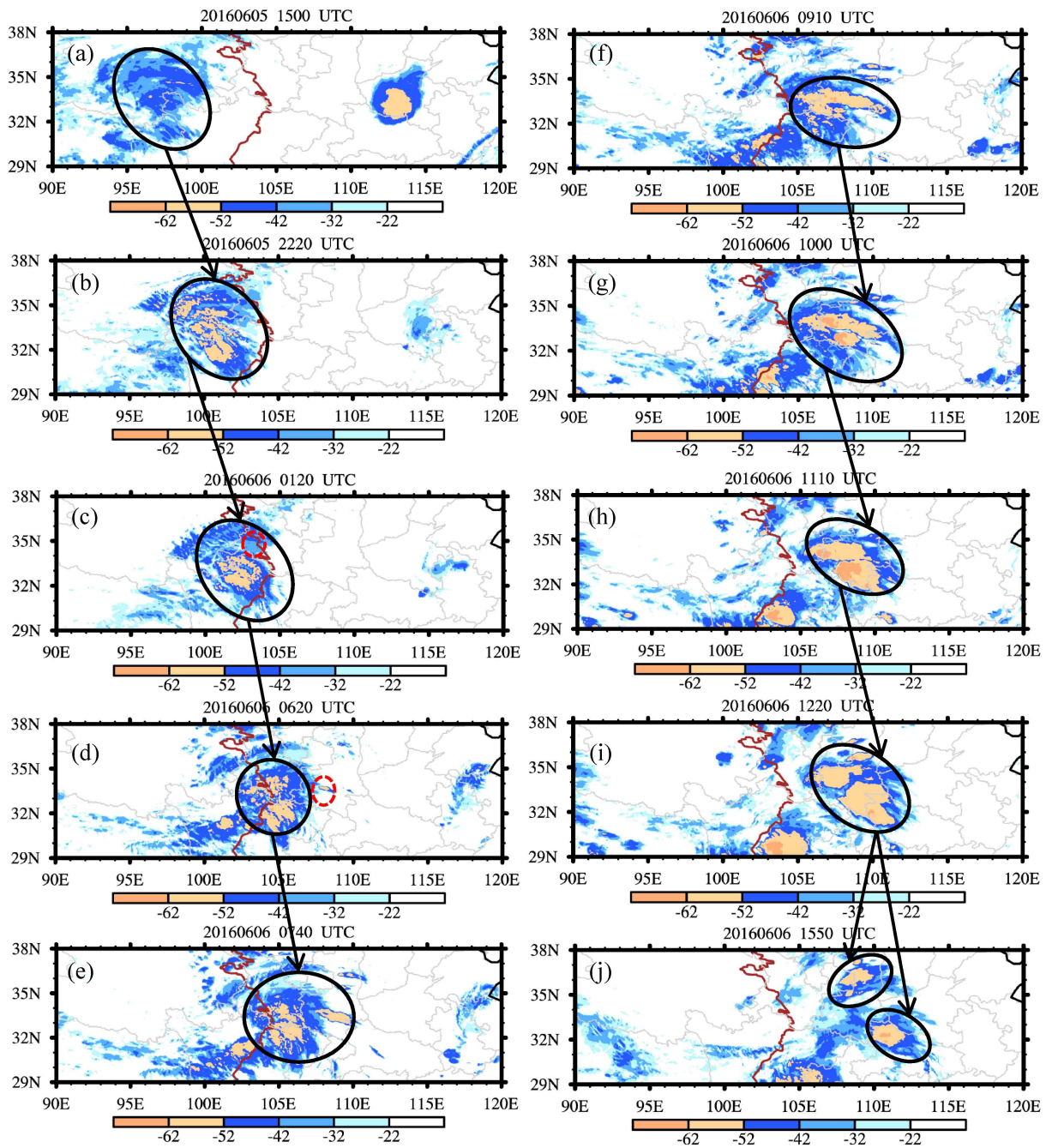


图1 2016年6月5日15:00(协调世界时,下同)至6日15:50云团东移过程中不同时刻TBB(单位:°C)水平分布。棕色实线代表青藏高原3000 m地形高度等值线,黑色圆圈区域代表目标云团,红色虚线圈区域代表即将分裂或合并的云团

Fig. 1 Horizontal distribution of TBB (Black Body Temperature, units: °C) in the eastward-moving process of cloud cluster from 1500 UTC 5 June to 1550 UTC 6 June 2016. The solid brown lines represent the 3000-m terrain height contours of Tibetan Plateau, the regions of the black circles represent target cloud, the regions of the red dashed circles represent cloud cluster ready to split or merge

流云带与南部深对流云团分裂(以-32°C的TBB为标准追踪云团,此时南北两个对流云无-32°C的TBB连接)。此时陕西地区开始有小范围深对流云发展(如图1d中红色虚线圈所示)。但伴随云团的降水则主要呈现增强的趋势(图2a),其

中,6日01:00之后几乎均在 2 mm h^{-1} 以上。该阶段中,累积降水量大值区与-42°C对流中心有较好的对应关系,8h累积降水最大可超过15 mm(图2c)。

第三阶段中,原位于陕西地区的小范围深对流云在6日07:40(图1e)与西部对流云团合并。随

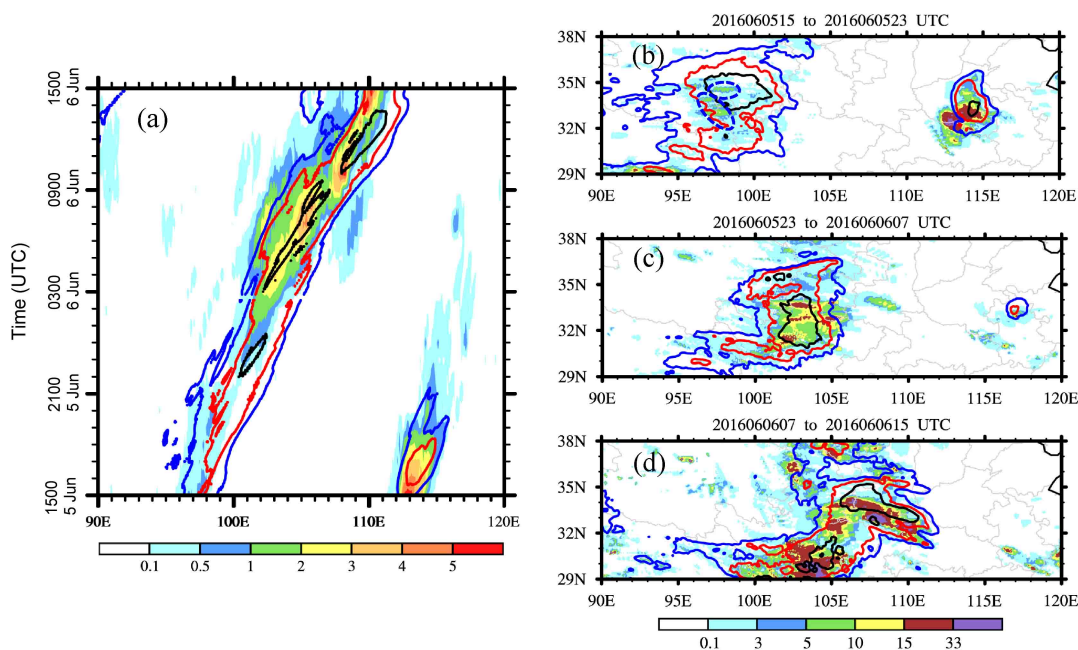


图2 (a) 2016年6月5日15时至6日15时经向(31°~34°N)平均的TBB(单位: °C)及小时降水量(阴影, 单位: mm h⁻¹)时间—经度剖面。(b) 2016年6月5日15~23时(第一阶段, 蓝色虚线圈区域代表降水大值区)、(c) 2016年6月5日23时至6月6日07时(第二阶段)、(d) 2016年6月6日07~15时(第三阶段)平均的TBB(单位: °C)及8 h累积降水量(阴影, 单位: mm)空间分布。蓝、红、黑色实线分别为-22°C、-32°C、-42°C的TBB, 小时降水量数据为CMORPH(Climature Prediction Center MORPHing)卫星反演降水产品

Fig. 2 (a) Time–longitude cross section of meridional (31°–34°N) mean TBB (units: °C) and precipitation (shadings, units: mm h⁻¹) from 1500 UTC 5 June to 1500 UTC 6 June 2016. Spatial distribution of average TBB (units: °C) and 8-h cumulative precipitation (shadings, units: mm) during (b) 1500–2300 UTC 5 June 2016 (the first stage, the regions of the blue dashed circles represent zones with large precipitation), (c) 2300 UTC 5 June to 0700 UTC 6 June 2016 (the second stage), (d) 0700–1500 UTC 6 June 2016 (the third stage). The blue, red, and black lines represent TBB at -22°C, -32°C and -42°C, respectively. The hourly precipitation data were obtained from CMORPH (Climate Prediction Center MORPHing) satellite inversion of precipitation products

后对流云团南部对流活动减弱, 深对流云发展成为东西向(图1f), 而在大巴山附近的对流发展增强成深对流云(图1g)。6日11:10(图1h), 对流云团发展成西北—东南向, 对流活动几乎达到最强, TBB最低可达-62°C以下, 此时深对流中心有分裂的趋势。6日12:20(图1i), 深对流中心分裂, 但-32°C TBB仍存在连接。6日15:50(图1j)南北两个深对流云完全分裂。可以发现, 第三阶段的降水进一步增强, 小时降水最大可超过5 mm(图2a), 目标云团(32°N以北)中累积降水量大值区主要发生在-42°C对流中心的南边界附近, 该处小时累积降水量几乎均在15 mm以上, 最大可超过33 mm(图2d)。

3.2 天气形势

本次降水过程主要受高原涡和高原短波槽影响(图3), 高原涡的影响仅限于第一阶段(图3a), 随着高原对流移出高原, 高原涡消亡(图3b),

而高原短波槽则随时间发展加强, 降水也随着槽的发展而增强。起初高空槽位于高原上, 在流场上表现更为清晰, 随高度向东北方向倾斜(图略), 云团位于高原槽前。300 hPa高原槽最弱, 450 hPa最强(图3a)。受到高原上空500~550 hPa偏北风与偏南风辐合的影响(图3d)云团南部上升运动得以维持(图3a)。云团北部位于高空急流入口区的右侧, 辐散运动显著, 有利于上升运动的发展(图3d), 进一步可对云团发展及降水造成影响。随着云团东移, 高原槽气旋性环流减弱, 与其东北部浅槽合并。此时云团位于合并后的高空槽前, 还受到东西两支高空急流的影响, 位于东部急流入口区的右侧、西部急流出口区的左侧。低层辐合、高层辐散(图3e)的高低空配置使得云团内上升运动进一步增强(图3b), 与之相配合的是伴随云团的降水增强。第三阶段中, 高空槽发展, 目标云团移至高空急流入口区下方, 位于高层强辐

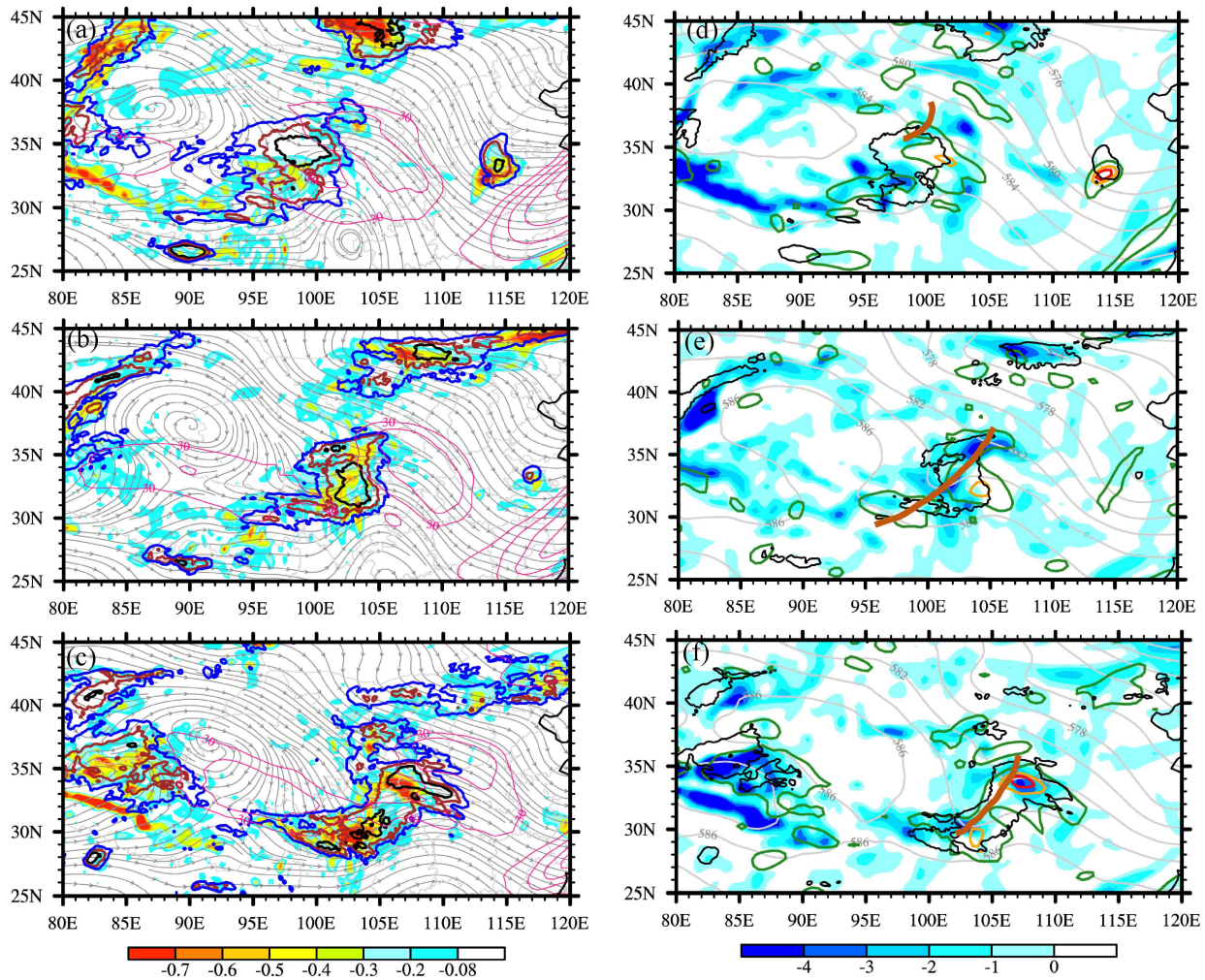


图3 (a、d) 第一阶段、(b、e) 第二阶段、(c、f) 第三阶段 8 h 平均的 (a-c) TBB (单位: $^{\circ}\text{C}$, 蓝、棕、黑色实线分别为 -22°C 、 -32°C 、 -42°C)、450 hPa 流场 (灰色带箭头实线)、450 hPa 上升速度 (阴影, 单位: Pa s^{-1}) 及 200 hPa 高空急流 (粉色实线, 等值线间隔为 5 m s^{-1} , 单位: m s^{-1}) 空间分布, (d-f) 500 hPa 位势高度场 (灰色实线, 单位: dagpm)、500 hPa 辐合场 (阴影, 单位: 10^{-5} s^{-1})、200 hPa 辐散场 (单位: 10^{-5} s^{-1} , 绿、橘、红色实线分别代表 $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 、 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 、 $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)、 -32°C 的 TBB (黑色实线), 棕色实线为槽线

Fig. 3 8-h averaged (a-c) TBB (units: $^{\circ}\text{C}$, blue, brown, and black lines represent -22°C , -32°C and -42°C , respectively), 450-hPa stream field (gray lines with arrows), 450-hPa ascent speed (shadings, units: Pa s^{-1}), and 200-hPa upper-level jet (pink lines, the contours interval is 5 m s^{-1} , units: m s^{-1}), 8-h averaged (d-f) 500-hPa geopotential height (gray solid lines, units: dagpm), 500-hPa convergence (shadings, units: 10^{-5} s^{-1}), 200-hPa divergence (units: 10^{-5} s^{-1} , the green, orange, and red solid lines represent $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, respectively), and TBB at -32°C (black solid lines) during (a, d) the first stage, (b, e) the second stage, (c, f) the third stage. In Figs. d-f, the brown solid lines represent the trough line

散及低层强辐合叠加区 (图 3f), 上升运动再次增强, 降水达到最强。高原东移云团不同阶段的演变特征与其能量特征密切相关。

4 能量演变特征分析

4.1 基本能量特征

在利用能量进行诊断分析时, 需要确定能量诊断方法在相应个例中的适用性, 具体判断方法在 Fu et al. (2016b) 中有详细的介绍。

强天气过程的发生通常是多个天气系统共同作用的结果 (赵思雄等, 2004; Zheng et al., 2008), 大尺度背景场不能直接引发强天气过程, 扰动流是强天气过程的直接触发者 (Fu et al., 2013, 2016b, 2018)。NEDS 方法 (Murakami et al., 2011) 为我们提供了一个研究不同尺度天气系统相互作用的有效工具。目前, 该方法主要应用于准静止天气事件的能量诊断 (Fu et al., 2016b, 2018), 如与梅雨锋有关的研究, 而本文的研究对象 (云团、降水) 是

移动的。因此利用 NEDS 方法诊断云团东移个例时, 需要保证云团范围内存在扰动动能大值区, 该大值区伴随云团向下游传播。通过研究发现, 云团在完全移出高原之前, 扰动能量与云团的配置关系在 350 hPa 以下更为匹配 (图略), 扰动能量主要对应了高原东部的短波槽和高原涡, 这种现象在一定程度上说明, 第一阶段影响本次高原云团东移的天气系统主要位于 350 hPa 以下, 这与高原涡、高原短波槽所在的垂直层次一致。因此在相关分析中, 主要关注 350 hPa 以下高度层。

由于 ERA5 再分析资料时间分辨率为 1 h, 因此在计算平均 TBB 时, 仅对整点葵花-8 资料进行计算。根据关注时段持续时长 (6 月 5 日 15 时至 6 月 6 日 15 时), 利用 24 h 时间窗对图 4 中扰动能量进行计算。

从图 4a 可以发现, 扰动动能随云团东移, 并且随着云团对流活动的增强而增强, 从图 5b-e 还可以发现云团与能量空间匹配较好, 这说明扰动流是该东移对流云团的主导影响因子, 因此, NEDS 方法适用于本次事件 (Fu et al., 2016b)。

根据扰动动能及云团时间经度剖面图 (图 4a), 在云团第一阶段, 扰动动能最小, 降水强度也最小; 当云团移至高原东边界附近后, 扰动动能迅速增强, 降水也随之骤增; 在云团第三阶段, 扰动动能达到最强 (图 4a), 降水同时达到最强 (图 2a)。结合图 4a 与图 2a 可以发现, 相比于 TBB (TBB 是先减弱后增强), 扰动动能与降水具有更一致的演变趋势, 因此, 扰动动能对降水的指示意义更优。此外, 还可以发现 6 月 5 日 15 时除了高原上有能量向下游传播外, 在 $105^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 附近也有较强扰动动能向下游传播, 但是并没有云团和降水伴随东移。这两处能量东传现象之间的差异正反映了 Fu et al. (2016b) 所论述 NEDS 方法适用性的重要性, 具体而言, $105^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 处的能量传播主要与高压系统相伴 (图 4b-d), 而本文所关注的这次过程则主要是与高原涡与高原短波槽相伴。

图 4a 追踪的是云团移动过程中能量的变化, 反映的是不同时间不同地点的能量大小 (但是无法反映能量与云团的空间配置), 这种变化是一个连续的变化。因此不同时刻之间能量变化较为直观, 能量随云团东移而增强的特征相对显著。而图 4b-e 是能量在同一地点一段时间内的平均状况,

主要反映云团与能量在不同时段内的空间配置。对流活动越强的区域代表云团在这一段时间内对此处影响相对较大, 若此时能量与对流活动配置较好, 则可视为与云团相关的能量。根据扰动动能及云团空间分布图, 第一阶段和第二阶段, 350~550 hPa 扰动动能与云团位置匹配较好 (图 4b、c), 云团中扰动动能明显强于其四周地区, 且云团对流活动越强的地区扰动动能相应越大, 这表明此时主导云团演变的扰动流主要位于 350~550 hPa。第三阶段中, 高层扰动动能大值区与目标云团配置出现一定差异 (图 4d), 而低层一致性则较好 (图 4e), 这表明第三阶段中, 主导云团演变的扰动流主要位于对流层低层 (对应了低空切变线)。

对比三个阶段的总体情况可以发现, 对流活动强度、扰动动能及降水均随云团东移增强 (图 5)。众所周知, 云团对流活动强度的变化在一定程度上可以指示降水的变化, 但本文研究发现扰动动能的发展与降水强度的变化更为一致, 进一步表明利用能量追踪云团对降水的影响也是一种可行方式。云团第一阶段和第二阶段中, 扰动动能先减弱后增强, 降水的变化也呈现为先略微减弱而后慢慢增强。而云团对流活动强度与扰动动能的变化呈现相反的变化趋势, 先增强后减弱。这两个阶段中, 扰动动能大值区主要位于 400 hPa 高度层。第三阶段中, 受到高空急流的影响, 高层扰动动能显著增强, 大值区位于 200~300 hPa。云团对流活动同样先增强后减弱, 但减弱后的对流活动强度仍然较前两个阶段更强。

4.2 云团发展不同阶段能量转换特征

8 h 时间窗扰动动能大值区与云团位置基本一致 (图略), 比如第一阶段中, 扰动动能和累积降水量大值区均位于图 2b 中红色虚线圈附近。并且 8 h 时间窗扰动动能及扰动有效位能均随着云团向下游传播。表明 8 h 扰动流对云团和降水的影响十分重要, 因此利用 8 h 时间窗进行诊断是合理的。

前人研究指出, 不同尺度天气系统对降水的影响有所不同 (朱乾根等, 2000; Zheng et al., 2008)。因此, 分别利用 24 h 和 8 h 时间窗计算扰动能量有利于从不同角度揭示扰动流对大气的影响。这里需要说明的是, 24 h 时间窗所计算的扰动流包含有 8 h 时间窗所计算的扰动流。24 h 和 8 h 时间窗所计算能量的差异就是 8~24 h 时间尺度扰动流的贡献。因此分别利用 24 h 和 8 h 时间窗进行计算可以深入

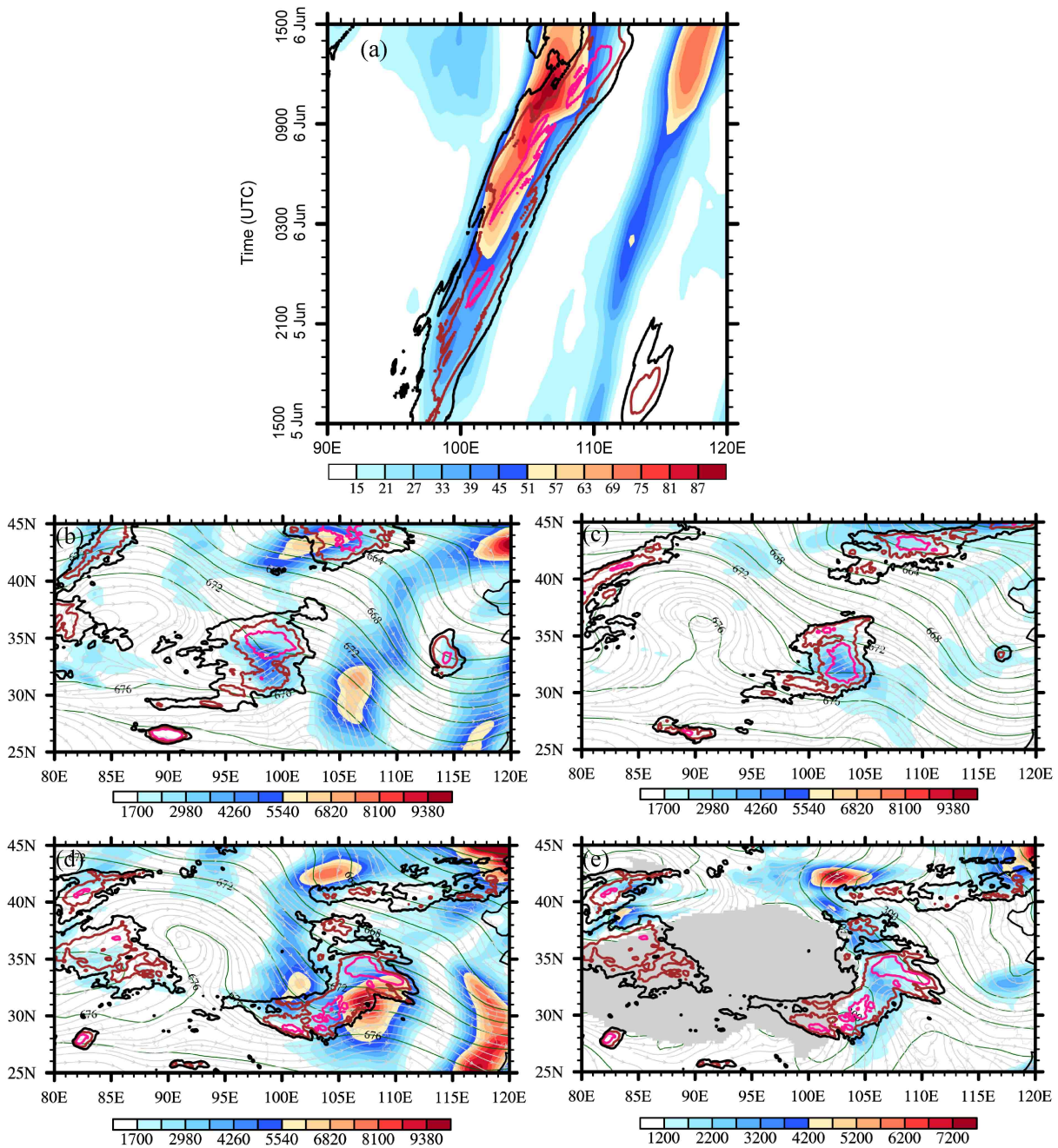


图4 (a) 经向(31°~34°N)平均的350~550 hPa垂直平均扰动动能(阴影,单位: $J kg^{-1}$)及TBB(黑、棕、粉色实线分别为-22°C、-32°C和-42°C)时间—经度剖面。(b)第一阶段350~550 hPa、(c)第二阶段350~550 hPa、(d)第三阶段350~550 hPa、(e)第三阶段600~800 hPa的8 h平均的垂直积分扰动动能(阴影,单位: $J m^{-2}$)、流场(灰色带箭头实线)、位势高度场(绿色实线,单位: dagpm)、TBB(黑、棕、粉色实线分别为-22°C、-32°C和-42°C)空间分布。图e中灰色阴影为750 hPa地形高度

Fig. 4 (a) Time-longitude cross section of meridional (31°~34°N) mean eddy kinetic energy (shadings, units: $J kg^{-1}$) and TBB (black, brown, and pink lines represent -22°C, -32°C, and -42°C, respectively). Spatial distribution of 8-h averaged vertical integral eddy kinetic energy (shadings, units: $J m^{-2}$), flow field (gray lines with arrows), geopotential height (green lines, units: dagpm), TBB (black, brown, and pink lines represent -22°C, -32°C, and -42°C, respectively) during (b) the first stage at 350~550 hPa, (c) the second stage at 350~550 hPa, (d) the third stage at 350~550 hPa, (e) during the third stage at 600~800 hPa. In Fig. e, the gray area represents 750-hPa terrain height

对比24 h扰动流与8 h扰动流的差异。通过对比24 h扰动流、8 h扰动流与云团的配置关系,可以

发现,动力场上24 h扰动动能与对流云团更匹配而热力场上则是8 h扰动有效位能与云团更匹配。

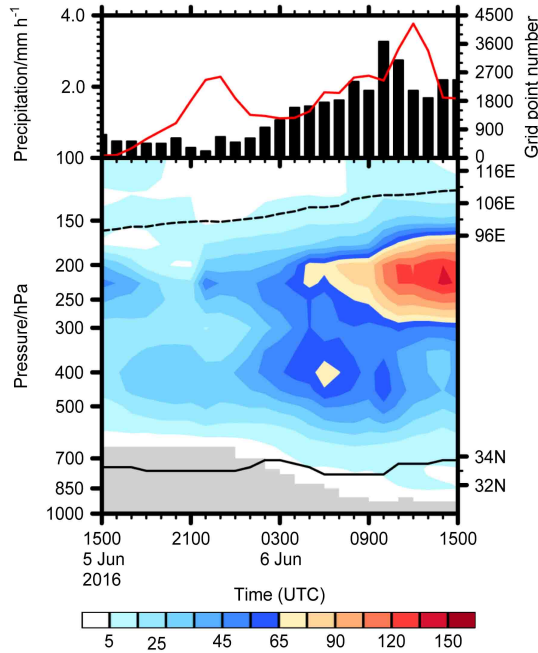


图5 2016年6月5日15时至6日15时对流云团覆盖区内扰动动能(阴影, 单位: J kg^{-1})、小时降水量(柱状, 单位: mm h^{-1})、对流强度(红色实线, 用TBB小于 -52°C 格点数目代表对流强度)变化特征。黑色实(虚)线为云团平均纬(经)度

Fig. 5 Variation characteristics of eddy kinetic energy (shadings, units: J kg^{-1}), hourly precipitation (bars, units: mm h^{-1}), and convection intensity (red solid line, the convection intensity is indicated by grid numbers in the target area that satisfies $\text{TBB} \leq -52^\circ\text{C}$) from 1500 UTC 5 June to 1500 UTC 6 June 2016. The black solid (dashed) line represents the average latitude (longitude) of the cloud

此两者之间的差异体现了8~24 h扰动流的显著贡献。说明较大尺度扰动流对降水过程的动力结构影响更强, 而较小尺度扰动流主要影响降水过程的热力场, 后者通过扰动有效位能向扰动动能转化, 间接地影响动力场。

4.2.1 云团第一阶段能量转换特征

在云团第一阶段, -42°C 对流中心 $C(K_M, K_I) > 0$, $C(K_I, K_T) < 0$, 无明显能量级串现象, 也即背景场动能以及扰动流动能均向相互作用流动能转化, 相互作用流动能随后通过扰动流对相互作用流动能的三维输送而由对流云团向外辐散(图6c)。在 -42°C 对流中心以外, 扰动动能在经向上呈现相反的转变特征: 云团北部主要为动能升尺度能量级串 [$C(K_M, K_I) < 0$ 且 $C(K_I, K_T) < 0$], 即扰动流的能量在一定程度上为其背景场的演变提供了能量; 而在云团南部则主要维持了降尺度的动能能量级串 [$C(K_M, K_I) > 0$ 且 $C(K_I, K_T) > 0$]。南部的降尺度能量级串使得背景场的动能不断向扰动流的动能转化, 为云团南部扰动的维持提供了能量来源, 这使得云团南部扰动动能强于北部, 因此降水主要发生在云团南部。结合图3a, 云团南部主要位于高原涡附近, 高原涡对云团南部降水具有重要作用。云团南部的动能降尺度能量级串现象也即高原涡向较小尺度扰动场提供能量来源, 促进降水的形成。至下一阶段(图3b), 高原涡消亡, 而高原槽发展。

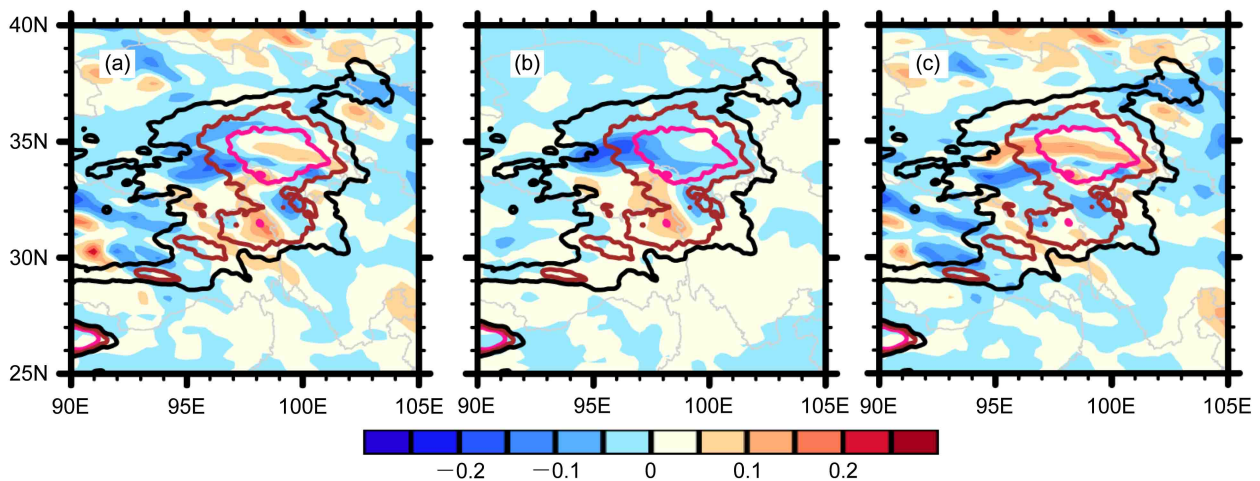


图6 云团第一阶段350~550 hPa垂直积分的能量收支项(阴影, 单位: W m^{-2}): (a) K_M 向 K_I 的能量转换率; (b) K_I 向 K_T 的能量转换率; (c) 相互作用流动能的三维输送。黑、棕、粉色实线分别为 -22°C 、 -32°C 、 -42°C 的TBB

Fig. 6 Vertical integral of energy budget terms (shadings, units: W m^{-2}) in the first stage of cloud lifespan for 350~550 hPa: (a) Energy transferring rate from K_M (the kinetic energy of background circulations) to K_I (the kinetic energy of interaction); (b) energy transferring rate from K_I to K_T (the kinetic energy of eddy flows); (c) three dimensional transportation of K_I . The black, brown, and pink lines represent TBB at -22°C , -32°C , and -42°C , respectively

4.2.2 云团第二阶段能量转换特征

在云团第二阶段，主要为动能升尺度能量级串，即扰动动能向背景场动能转化。此时，若无其他能量来源，那么扰动流的动能将逐渐减弱，降水也会随之减弱。但通过图2可以发现，该时段内降水较上一时段显著增强。那么必然存在其他的能量供给使得扰动流的动能增强，从而为降水增强提供能量。结合扰动有效位能能量收支结果可知，云团第二阶段中上升运动显著增强（图3b），云团内潜热释放增强，因此非绝热加热效应所造成的有效位能制造也较前一阶段显著增强（图7c）。并且，云团中非绝热加热效应使得大气斜压性增强，扰动流有效位能的斜压释放随之显著增强（图7d），这表明有扰动流有效位能的斜压释放是本阶段扰动流动能增强的重要能量来源，而扰动流动能的增强有利于降水的增强。

4.2.3 云团第三阶段能量转换特征

云团第三阶段，其降水达到最强，目标云团内

的扰动流动能维持较强。计算表明，350~550 hPa背景场及扰动流对扰动动能三维输送的总效果使得该层次内强降水区有 K_T 向外的净输出，加之扰动动能存在向相互作用流动能的转换（图8），因此在该时段该层次内强降水区的扰动流动能有所减弱。然而，此阶段内降水区内仍存在较强的扰动流斜压有效位能释放，这是扰动流动能维持较高强度的最重要因子，有利于强降水的发生。

第三阶段中，目标云团对应扰动流在垂直方向向下伸展，结合600~800 hPa能量转换特征可以发现，此阶段目标区域扰动动能较前两个时段（图略）显著增强，降水也随低层的扰动增强而增强。600~800 hPa层中目标云团强降水区主要为扰动动能升尺度能量级串以及有效位能降尺度能量级串（图9）。结合背景场及扰动流斜压能量转换项可以发现，600~800 hPa层内存在一条为强降水发生和维持源源不断提供能量的供给路径，具体表现为：

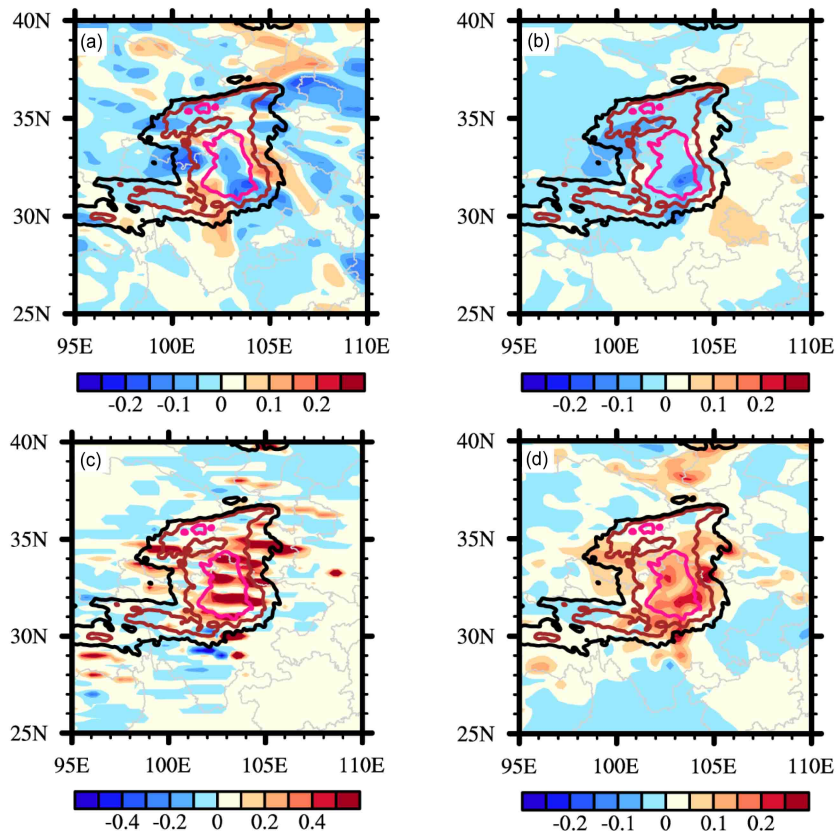


图7 云团第二阶段350~550 hPa垂直积分的能量收支项（阴影，单位： $W m^{-2}$ ）：(a) K_M 向 K_I 的能量转换率；(b) K_I 向 K_T 的能量转换率；(c) 绝热产生率；(d) A_T 向 K_T 的能量转换率。黑、棕、粉色实线分别为 $-22^{\circ}C$ 、 $-32^{\circ}C$ 和 $-42^{\circ}C$ 的TBB

Fig. 7 Vertical integral of energy budget terms (shadings, units: $W m^{-2}$) in the second stage of cloud lifespan for 350-550 hPa: (a) Energy transferring rate from K_M to K_I ; (b) energy transferring rate from K_I to K_T ; (c) diabatic generation rate of A_T (the available potential energy of the eddy flows); (d) energy transferring rate from A_T to K_T . The black, brown, and pink lines represent TBB at $-22^{\circ}C$, $-32^{\circ}C$, and $-42^{\circ}C$, respectively

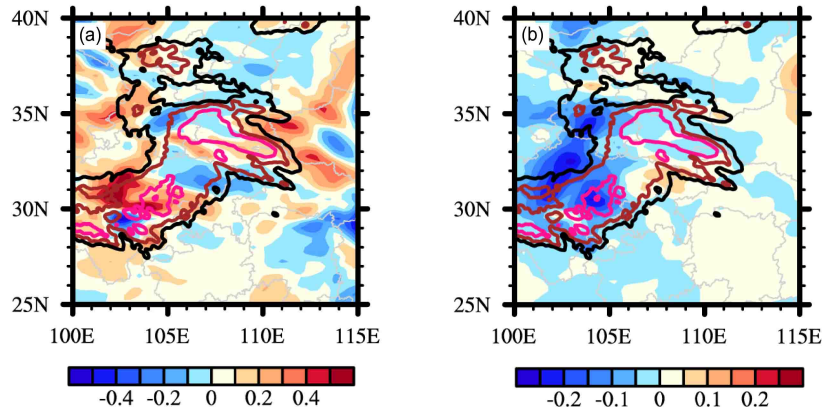


图 8 云团第三阶段 350~550 hPa 垂直积分的能量收支项 (阴影, 单位: W m^{-2}): (a) K_T 的边界通量; (b) K_I 向 K_T 的能量转换率。黑色、棕色、深粉色实线分别为 -22°C 、 -32°C 和 -42°C 的 TBB

Fig. 8 Vertical integral of energy budget terms (shadings, units: W m^{-2}) in the third stage of cloud lifespan for 350–550 hPa: (a) Boundary fluxes of K_T ; (b) energy transferring rate from K_I to K_T . The black, brown, and deep pink lines represent TBB at -22°C , -32°C , and -42°C , respectively

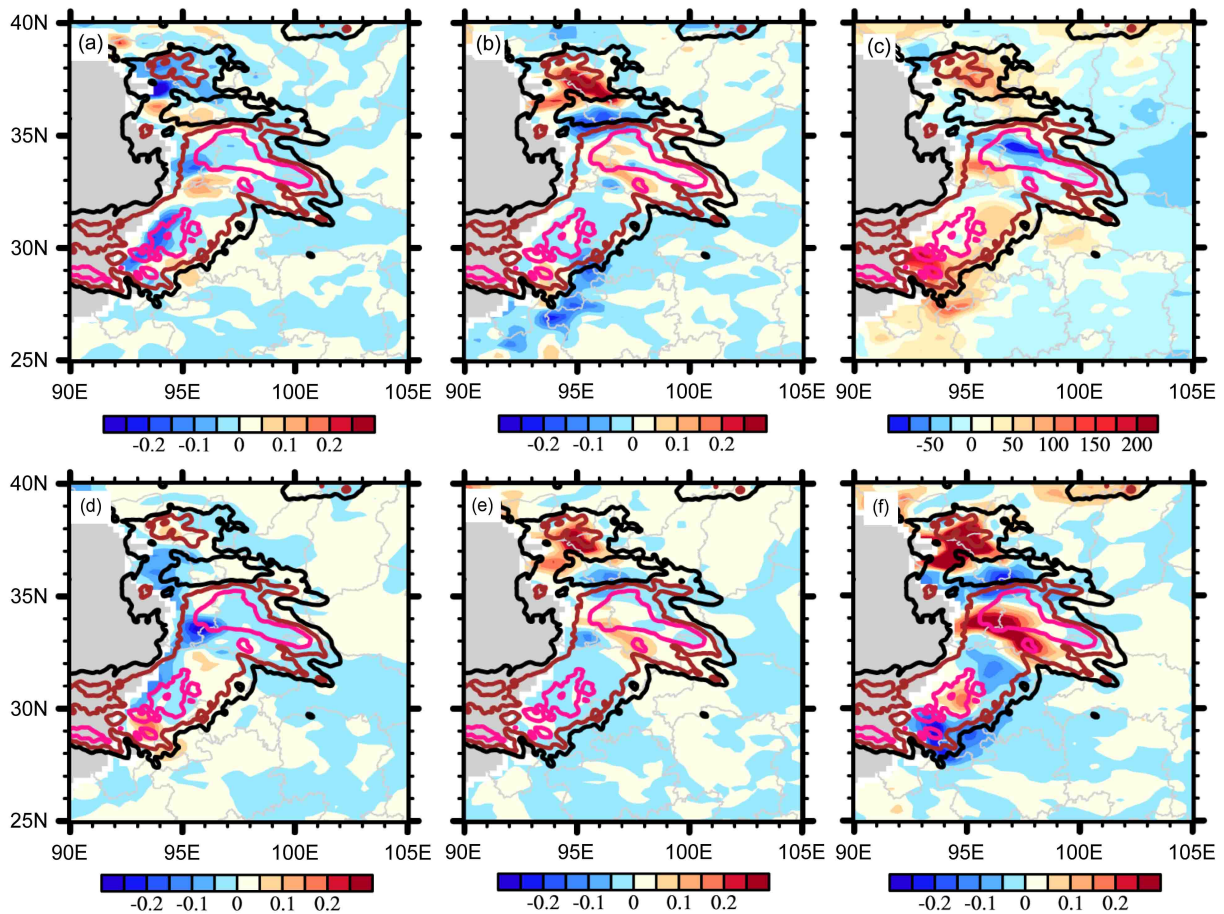


图 9 云团第三阶段 600~800 hPa 垂直积分的能量收支项 (阴影, 单位: W m^{-2}): (a) K_M 向 K_I 的能量转换率; (b) A_M 向 A_I 的能量转换率; (c) A_M 向 K_M 的能量转换率; (d) K_I 向 K_T 的能量转换率; (e) A_I 向 A_T 的能量转换率; (f) A_T 向 K_T 的能量转换率。黑色、棕色、深粉色实线分别为 -22°C 、 -32°C 和 -42°C 的 TBB

Fig. 9 Vertical integral of energy budget terms (shadings, units: W m^{-2}) in the third stage of cloud lifespan for 600–800 hPa: (a) Energy transferring rate from K_M to K_I ; (b) energy transferring rate from A_M (the available potential energy of background circulations) to A_I (the available potential energy of interaction); (c) energy transferring rate from A_M to K_M ; (d) energy transferring rate from K_I to K_T ; (e) energy transferring rate from A_I to A_T ; (f) energy transferring rate from A_T to K_T . The black, brown, and deep pink lines represent TBB at -22°C , -32°C , and -42°C , respectively

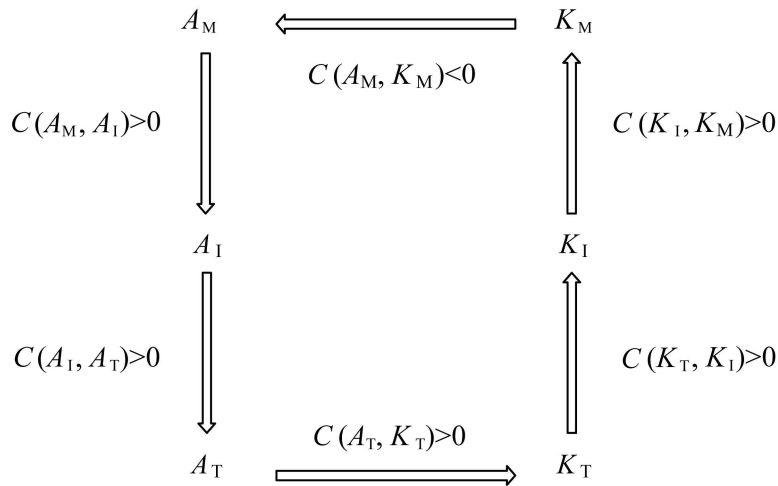


图 10 云团第三阶段 600~800 hPa 能量转换路径示意图

Fig. 10 Diagrammatic sketch of energy transferring path in the third stage of cloud lifespan at 600–800 hPa

背景场动能向背景场有效位能转化 [$C(A_M, K_M) < 0$]，接着背景场有效位能通过降尺度能量级串转换为扰动流的有效位能 [$C(A_M, A_I) > 0$ 且 $-C(A_T, A_I) > 0$]，然后扰动有效位能通过扰动斜压有效位能释放 [$C(A_T, K_T) > 0$] 为扰动流动能的维持和发展直接提供能量。此外，还有部分扰动动能通过升尺度动能级串转换为背景场动能 [$C(K_M, K_I) < 0$ 且 $-C(K_T, K_I) < 0$]，但这部分能量对背景场演变的贡献可以忽略不计。其能量转换路径可以总结如图 10。

5 结论

本文利用葵花-8 卫星 TBB 资料及高时空分辨率的 ERA5 再分析资料，基于时间尺度分离的局地能量诊断方法，对 2016 年 6 月 5 日至 6 日一次引发下游强降水的高原东移云团进行了能量诊断等分析。

研究发现高原对流云团在高原上主要受到西风带短波槽与高原涡的共同影响，云团移出高原之后，高原涡消亡，而短波槽发展并成为高原东移对流云团的主要影响系统。高原对流云团自川西至鄂西引发了一系列的降水，总体而言，云团位于高原上时降水较弱，移出后，随着云团对流重心的下降及与云团相伴低层辐合的明显增强，高原东移对流云团的降水显著加强（此阶段内其 8 h 累积降水量最大可超过 33 mm）。

高原对流云团的能量特征在其东移过程中出现了显著的变化，在云团第一阶段，云团位于高原上，此时由于云团相对较弱，所以来自背景场的能量供

给十分重要，正是背景场的降尺度动能级串源源不断地为造成强降水的扰动流提供能量，从而使其维持和发展。在东移对流云团的第二阶段，随着云团的发展加强，降水增强，其潜热释放也随之增强，这使得扰动温度梯度增大，扰动有效位能迅速增加，在强烈的垂直运动作用下，扰动有效位能迅速释放并转换为扰动动能，这是此阶段扰动流动能维持与发展的最主导因子。在高原东移对流云团第三阶段，扰动流与背景场相互作用再次显著增强。然而其有别于云团第一阶段背景场对扰动流直接影响的方式，本阶段中背景场对扰动流的影响是一种间接影响方式，其主要表现为背景场首先通过有效位能降尺度能量级串使得扰动流有效位能增强，随后通过扰动流斜压能量转换为扰动流动能提供能量来源。此外，本阶段内扰动流对背景场的反馈是最强的，其主要通过升尺度动能级串为背景场动能提供能量，然而反馈作用较小，可以忽略。

需要指出的是本文仅是对一次典型高原对流云团东移过程的分析研究，而高原对流云团有多个类别，其移动路径、云体特征、降水演变、发展机理均有显著差异。因此，将来还需要进行更多相关过程的能量诊断研究，以期对此类事件有更加深入的认识。

参考文献 (References)

- 费增坪, 王洪庆, 张焱, 等. 2011. 基于静止卫星红外云图的 MCS 自动识别与追踪 [J]. *应用气象学报*, 22(1): 115–122. Fei Zengping, Wang Hongqing, Zhang Yan, et al. 2011. MCS identification and tracking based on geo-satellite IR images [J]. *Journal of Applied*

- Meteorological Science (in Chinese)*, 22(1): 115–122. doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2011.01.012
- 傅慎明, 孙建华, 赵思雄, 等. 2011. 梅雨期青藏高原东移对流系统影响江淮流域降水的研究 [J]. *气象学报*, 69(4): 581–600. Fu Shenming, Sun Jianhua, Zhao Sixiong, et al. 2011. A study of the impacts of the eastward propagation of convective cloud systems over the Tibetan Plateau on the rainfall of the Yangtze-Huai River basin [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 69(4): 581–600.
- Fu S M, Yu F, Wang D H, et al. 2013. A comparison of two kinds of eastward-moving mesoscale vortices during the Mei-yu period of 2010 [J]. *Science China: Earth Sciences*, 56(2): 282–300. doi:10.1007/s11430-012-4420-5
- Fu S M, Wang H J, Sun J H, et al. 2016a. Energy budgets on the interactions between the mean and eddy flows during a persistent heavy rainfall event over the Yangtze River valley in summer 2010 [J]. *Journal of Meteorological Research*, 30(4): 513–527. doi:10.1007/s13351-016-5121-3
- Fu S M, Sun J H, Ling J, et al. 2016b. Scale interactions in sustaining persistent torrential rainfall events during the Mei-yu season [J]. *J. Geophys. Res.*, 121(21): 12856–12876. doi:10.1002/2016JD025446
- Fu S M, Liu R X, Sun J H. 2018. On the scale interactions that dominate the maintenance of a persistent heavy rainfall event: A piecewise energy analysis [J]. *J. Atmos. Sci.*, 75(3): 907–925. doi:10.1175/jas-d-17-0294.1
- Fujinami H, Yasunari T. 2001. The seasonal and intraseasonal variability of diurnal cloud activity over the Tibetan Plateau [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 79(6): 1207–1227. doi:10.2151/jmsj.79.1207
- 过仲阳, 林瑛, 江吉喜, 等. 2003. 青藏高原上中尺度对流系统东移传播成因 [J]. *地球信息科学学报*, 5(1): 5–10. Guo Zhongyang, Lin Hui, Jiang Jixi, et al. 2003. Mining eastward-moving MCSs features over the Tibetan Plateau [J]. *Geo-information Science (in Chinese)*, 5(1): 5–10. doi:10.3969/j.issn.1560-8999.2003.01.002
- Hoffmann L, Günther G, Li D, et al. 2019. From ERA-Interim to ERA5: The considerable impact of ECMWF's next generation reanalysis on Lagrangian transport simulations [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(5): 3097–3124. doi:10.5194/acp-19-3097-2019
- 胡亮, 李耀东, 付容, 等. 2008. 夏季青藏高原移动性对流系统与中国东部降水的相关关系 [J]. *高原气象*, 27(2): 301–309. Hu Liang, Li Yaodong, Fu Rong, et al. 2008. The relationship between mobile mesoscale convective systems over Tibetan Plateau and the rainfall over eastern China in summer [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 27(2): 301–309.
- 江吉喜, 范梅珠. 2002. 夏季青藏高原上的对流云和中尺度对流系统 [J]. *大气科学*, 26(2): 263–270. Jiang Jixi, Fan Meizhu. 2002. Convective clouds and mesoscale convective systems over the Tibetan Plateau in summer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 26(2): 263–270. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2002.02.12
- Li D S, Sun J H, Fu S M, et al. 2016. Spatiotemporal characteristics of hourly precipitation over central eastern China during the warm season of 1982–2012 [J]. *International Journal of Climatology*, 36(8): 3148–3160. doi:10.1002/joc.4543
- Murakami S. 2011. Atmospheric local energetics and energy interactions between mean and eddy fields. Part I: Theory [J]. *J. Atmos. Sci.*, 68(4): 760–768. doi:10.1175/2010JAS3664.1
- Murakami S, Ohgaito R, Abe-Ouchi A. 2011. Atmospheric local energetics and energy interactions between mean and eddy fields. Part II: An example for the last glacial maximum climate [J]. *J. Atmos. Sci.*, 68(3): 533–552. doi:10.1175/2010JAS3583.1
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 225pp. Tao Shiyan. 1980. Rainstorms in China (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 225pp.
- 田珊儒, 段安民, 王子谦, 等. 2015. 地面加热与高原低涡和对流系统相互作用的一个个例研究 [J]. *大气科学*, 39(1): 125–136. Tian Shanru, Duan Anmin, Wang Ziqian, et al. 2015. Interaction of surface heating, the Tibetan Plateau vortex, and a convective system: A case study [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 39(1): 125–136. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1404.13311
- 王婧羽, 王晓芳, 汪小康, 等. 2019. 青藏高原云团东传过程及其中尺度对流系统的统计特征 [J]. *大气科学*, 43(5): 1019–1040. Wang Jingyu, Wang Xiaofang, Wang Xiaokang, et al. 2019. Statistical characteristics of eastward propagation of cloud clusters from the Tibetan Plateau and mesoscale convective systems embedded in these cloud clusters [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 43(5): 1019–1040. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1812.18167
- Yasunari T, Miwa T. 2006. Convective cloud systems over the Tibetan Plateau and their impact on mesoscale disturbances in the Meiyu/Baiu frontal zone [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 84(4): 783–803. doi:10.2151/jmsj.84.783
- 张顺利, 陶诗言, 张庆云, 等. 2001. 1998年夏季中国暴雨洪涝灾害的气象水文特征 [J]. *应用气象学报*, 12(4): 442–457. Zhang Shunli, Tao Shiyan, Zhang Qingyun, et al. 2001. Meteorological and hydrological characteristics of severe flooding in China during the summer of 1998 [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese)*, 12(4): 442–457. doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2001.04.007
- Zhang Y C, Sun J H, Fu S M. 2017. Main energy paths and energy cascade processes of the two types of persistent heavy rainfall events over the Yangtze River–Huaihe River basin [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 34(2): 129–143. doi:10.1007/s00376-016-6117-8
- 赵思雄, 陶祖钰, 孙建华, 等. 2004. 长江流域梅雨锋暴雨机理的分析研究 [M]. 北京: 气象出版社. Zhao Sixiong, Tao Zuyu, Sun Jianhua, et al. 2004. Study on Mechanism of Formation and Development of Heavy Rainfalls on Meiyu Front in Yangtze River (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press.
- Zheng Y G, Chen J, Ge G Q, et al. 2008. Typical structure, variety, and multi-scale characteristics of Meiyu front [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 22(2): 187–201.
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 2000. 天气学原理和方法 [M]. 3版. 北京: 气象出版社. Zhu Qiangen, Lin Jinrui, Shou Shaowen, et al. 2000. The Methods and Principles of Synoptic Meteorology (in Chinese) [M]. 3rd ed. Beijing: China Meteorological Press.
- 卓嘎, 徐祥德, 陈联寿. 2002. 青藏高原对流云团东移发展的不稳定特征 [J]. *应用气象学报*, 13(4): 448–456. Zhuo Ga, Xu Xiangde, Chen Lianshou. 2002. Instability of eastward movement and development of convective cloud clusters over Tibetan Plateau [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 13(4): 448–456. doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2002.04.008