



论 文



长生命史青藏高原东移对流系统的半理想模拟研究

傅慎明^{1,2*}, 麦子^{2,3}, 孙建华^{2,4}, 李万莉⁵, 钟琦⁵, 孙家仁⁶, 张元春^{2,4}

1. 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境中心, 北京 100029;
2. 高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室, 成都 610225;
3. 中国气象局国家气象中心, 北京 100081;
4. 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴重点实验室, 北京 100029;
5. 中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081;
6. 生态环境部华南环境科学研究所国家环境保护城市生态环境保护与模拟重点实验室, 广州 510530

* 通讯作者, E-mail: fushima@mail.iap.ac.cn

收稿日期: 2020-11-16; 收修改稿日期: 2021-03-11; 接受日期: 2021-04-08; 网络版发表日期: 2021-09-16

国家重点研发计划项目(编号: 2018YFC1507606)、国家自然科学基金项目(批准号: 41775046、42075002、91637211、42030611)、高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室开放研究基金项目(编号: SZKT202001)和中国科学院青年创新促进会资助

摘要 基于前期逐小时黑体温度(Temperature of Black Body, TBB)资料对16个暖季高原中尺度对流系统(Mesoscale Convective System, MCS)的统计结果, 文章首先利用客观标准选取了同类的11个长生命史高原东移MCS个例, 然后, 利用这些MCS个例的合成为驱动中尺度数值模式WRF(Weather Research and Forecasting Model)进行半理想的数值模拟(即基于实际个例的理想模拟)与敏感性试验, 结合分析与动力诊断, 从共性上研究了一类长生命史高原东移MCS的演变特征及内在机理。主要结论如下:(1) 在对流层高层, 此类高原MCS的生成区位于高空急流以南的辐散区, 在对流层中层, 其生成区主要位于高原东部西风带短波槽区附近的暖平流中, 在对流层低层, 它的生成区表现为对流不稳定层结。高原MCS的生成伴随着其气旋式涡度的快速增长, 辐合项以及倾斜项是对流层中低层正涡度的主要制造项, 对流活动所导致的向上的正涡度输送是高原MCS快速向上伸展的主要原因。(2) 高原MCS的东移过程经历了与高原东部准静止维持高原涡的耦合与解耦过程。在两者耦合期, 高原MCS有利于高原涡维持较强的辐合与上升运动, 这有助于涡旋的持续; 随着高原MCS移出高原, 其与高原涡解耦, 受此影响, 高原涡的上升运动显著减弱, 向上的正涡度输送大大减弱, 这与负的倾斜项一起, 共同导致了高原涡的消亡。(3) 高原MCS移出高原后, 由于高原地表直接作用在MCS底部的强感热加热消失, MCS首先减弱; 随后, 在高原东部短波槽的影响下, 高原MCS再次迅速发展。对流层中低层辐合项的涡度制造以及对流活动对涡度的向上输送是高原MCS再次发展的主导因子。(4) 降水凝结潜热释放是长生命史高原东移MCS生成和发展的必要条件, 高原MCS一方面可以通过直接产生降水对高原东部以及部分下游地区产生影响; 另一方面, 它还可以通过对高原及其周边地区大尺度环境场的调节来对更大范围下游地区的降水进行间接的影响。

中文引用格式: 傅慎明, 麦子, 孙建华, 李万莉, 钟琦, 孙家仁, 张元春. 2021. 长生命史青藏高原东移对流系统的半理想模拟研究. 中国科学: 地球科学, 51(12): 2079~2097, doi: 10.1360/SSTe-2020-0178

英文引用格式: Fu S, Mai Z, Sun J, Li W, Zhong Q, Sun J, Zhang Y. 2021. A semi-idealized modeling study on the long-lived eastward propagating mesoscale convective system over the Tibetan Plateau. *Science China Earth Sciences*, 64(11): 1996~2014, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9772-1>

关键词 青藏高原, 中尺度对流系统, 高原涡, 暴雨, 涡度收支, 敏感性试验

1 引言

被誉为“世界第三极”的青藏高原(Tibetan Plateau)约占中国国土总面积的25%, 平均海拔超过4000m, 是北半球面积最大、海拔最高、坡度最陡的高原。青藏高原主体地形呈现西高东低的特点, 其地貌复杂, 受亚洲季风和欧亚大陆副热带高压的影响, 具有其独特的天气、气候特征。由于青藏高原的海拔高度显著高于其同纬度地区, 它对大气环流存在持续的动力作用, 主要表现在西风带气流在高原西部被迫爬升, 在高原北部和南部产生绕流, 分别产生高原北部的脊与高原南部的槽(叶笃正和高由禧, 1979; 丁一汇, 2005)等方面。高原的热力特征同样显著, 且具有显著的季节性特征(Yanai等, 1992; 李国平和徐琪, 2005; Liu等, 2020)。其中, 冬、夏两季是青藏高原热力作用最显著的时期。夏季, 在强烈的太阳辐射影响下, 青藏高原是一个巨大的热源, 在对流层高层, 存在一个稳定的强大反气旋(杨伟愚等, 1992; 丁一汇, 2005), 在对流层中层青藏高原近地表则是一个很强的气旋性环流区, 这使得青藏高原上空的对流活动异常活跃, 平均每10000km²上约有20~50个成熟的对流云生成(Flohn和Reiter, 1968)。

在有利的天气条件下, 青藏高原上的对流云会进一步组织化, 形成更大尺度的中尺度对流系统(Mesoscale Convective System, MCS)。MCS是一种与雷暴群有关的云系统(https://glossary.ametsoc.org/wiki/Mesoscale_convective_system), 其能够在至少一个方向上产生水平尺度不小于100km的连续降水区。夏季, 高原上的MCS频繁发生(朱国富和陈受钧, 1999; 郑永光等, 2008), 其对高原部分地区累积降水的贡献70%以上(Li等, 2008; Hu等, 2016, 2017; Mai等, 2021)。据统计, 绝大多数的高原MCS(约70%, 根据Mai等, 2021)生命史短于6h, 主要在高原上消亡, 仅有少部分的MCS生命史较长, 可以在有利的环流形势下向东移出高原(卓嘎等, 2002; Mai等, 2021)。这些移出高原的MCS在移动过程中与沿途的天气系统产生相互作用(Fu等, 2019), 某些情况下会引发强度很大的暴雨, 造成严重的洪涝灾

害, 例如, 1998年长江流域、2003及2007年淮河流域的特大洪涝灾害均与高原MCS的东移发展密切相关(赵思雄, 2004; 傅慎明等, 2011)。

由于高原东移MCS的强致灾性, 国内外的学者对其进行了一系列的研究, 例如, 仪清菊和徐祥德(2001)研究发现, 高原东移MCS的传播和发展可以造成热量和水汽向下游的输送, 这是1998年长江大暴雨形成的有利条件之一; 张顺利和陶诗言(2002)的综合分析表明, 当高原东移MCS与中高纬度冷空气、太平洋副热带高压、南海季风涌同时处于活跃阶段时, 容易形成大范围、长时间的致洪暴雨; Yasunari和Miwa(2006)与Fu等(2010)分别研究了东移MCS引发下游暴雨的典型个例。他们的结果表明, 高原东移MCS在部分情况下可以触发西南低涡, 涡旋的发展会使得暴雨大大增幅; 傅慎明等(2011)对2003和2007年梅雨期内东移的高原MCS进行了研究, 发现对流层中层的辐合中心伴随高原MCS东移可以对高原下游的降水有较显著的影响; Hu等(2016)的合成分析表明, 高原MCS的移出与否受西风急流的位置与强度影响显著; Mai等(2021)基于16个暖季(5~9月)高原MCS的统计发现, 近10000例的高原MCS中, 仅有约6.6%的MCS可以东移出高原, 这些系统对四川盆地部分地区短时强降水(1h超过20mm的降水)的贡献率可达20%。

综合上述, 前人的研究已经证实了高原MCS对下游降水的重要性, 同时也表明不同类型的高原MCS具有不同的演变特征以及对下游降水的影响方式。Mai等(2021)的统计研究发现, 近10000例的高原MCS中, 仅有约3.3%的高原MCS在移出高原后可以维持3h以上(能够东移出高原的全部MCS占比约为6.6%), 这部分维持时间较长的高原MCS对下游地区的影响时间更长、范围更广, 造成的降水更强。然而, 截至目前, 前人对此类高原MCS发展及维持机理的研究较少, 且多集中于个例研究, 因而对其共性的特征认识不足。为此, 基于Mai等(2021)16个暖季高原MCS的统计结果, 本文首先挑选出同类长生命史高原东移MCS的典型个例, 然后将之合成用于驱动中尺度数值模式WRF(Weather Research and Forecasting Model)进行合成的

半理想数值模拟与有针对性的敏感性试验，并结合动力诊断等方法，从共性上揭示长生命史高原东移MCS的演变特征及内在机理，以期增进对此类高原MCS的认识。

2 资料与方法

2.1 资料

本文使用美国国家环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)提供的CFSR(Saha等, 2014)再分析资料进行合成分析、WRF模式的驱动以及模拟结果的验证。该再分析资料的水平分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ，时间分辨率为6h，垂直方向37层。此外，本文还利用30 min一次，空间分辨率为 $0.0727^{\circ} \times 0.0727^{\circ}$ 的CMORPH卫星降水资料(Joyce等, 2004)对半理想模拟的降水进行验证。

2.2 方法

2.2.1 同类长生命史高原东移MCS个例的挑选

本文的半理想合成数值模拟是基于同类长生命史高原东移MCS典型个例的合成。共选取了11个高原MCS(表1)，具体筛选方法如下。首先，根据高原东移MCS的主要影响范围划分影响区域1($26^{\circ} \sim 40^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ} \sim 126^{\circ}\text{E}$)，这是偏东路径高原东移MCS的主要影响范围(Hu等, 2016; Mai等, 2021)，也是东移MCS影响最显著的区域，影响区域2($12^{\circ} \sim 26^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ} \sim 126^{\circ}\text{E}$)和影响区域3($40^{\circ} \sim 54^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ} \sim 126^{\circ}\text{E}$)，它们分别是偏南和偏北路路径高原东移MCS的影响范围。之后，将Mai等(2021)统计得到的所有(移出时段内有台风出现的个例被剔除掉)东移出高原且维持时间较长的MCS个例筛选出来(共251例)，并计算其各自生成时刻前后6h(共12h)平均的500hPa位势高度场(用此时段的平均代表MCS背景场的总体特征)，以及251个MCS个例的总体平均500hPa场。然后，计算每个MCS个例相对于251个个例总体平均状态的扰动(视扰动为中小尺度的系统)，将每个MCS个例的扰动场与其他个例对应的扰动场进行相关计算，以影响区域1内相关系数 ≥ 0.7 (保证在影响区域1中有基本类似的影响系统)，其他2个区域内不小于0为标准(尽量避免影响区域1~2内的影响系统出现反位相)，选出与每个个例最相似的其他个例。最后，找出拥有相似个例最多的个例及其所有相似个例，以

表1 用于合成半理想数值模拟的11个同类长生命史高原东移MCS个例

| 编号 | 生成时间(UTC) | 消散时间(UTC) | 生命史(h) |
|----|------------|------------|--------|
| 1 | 2003062908 | 2003063011 | 27 |
| 2 | 2003092510 | 2003092600 | 14 |
| 3 | 2004081916 | 2004082012 | 20 |
| 4 | 2006082708 | 2006082804 | 20 |
| 5 | 2008061811 | 2008061913 | 26 |
| 6 | 2008062909 | 2008063011 | 26 |
| 7 | 2009073007 | 2009073109 | 26 |
| 8 | 2011081508 | 2011081523 | 15 |
| 9 | 2012070607 | 2012070711 | 28 |
| 10 | 2013082708 | 2013082805 | 21 |
| 11 | 2014062407 | 2014062504 | 21 |

MCS生命史 $\geq 12\text{h}$ ，移出高原后维持时间 $\geq 6\text{h}$ 两个标准来选取长生命史高原东移MCS进行最后的合成半理想数值模拟。

2.2.2 合成半理想数值试验设置

本文使用中尺度数值模式WRFv3.8(Skamarock等, 2008)进行合成的半理想数值试验。模拟采用三重单向嵌套(图1a)，从外到内三重网格的水平分辨率分别为36、12、4 km，水平格点数分别为 331×241 、 541×343 、 1141×721 ，垂直方向共51层，模式顶气压设置为50hPa。三层嵌套均使用YSU边界层方案(Noh等, 2001)、WSM6微物理方案(Hong和Lim, 2006)、NOAH陆面方案(Chen和Dudhia, 2001)、RRTM长波辐射方案(Mlawer等, 1997)、Dudhia短波辐射方案(Dudhia, 1989)。第一层和第二层嵌套使用Kain-Fritsch积云对流方案(Kain, 2004)，第三层不采用积云方案，为对流可分辨的模拟，本文除了对大尺度环境场(如图1b)的分析外，均基于第三重网格的输出结果。

本文半理想数值试验的初始条件和边界条件设置如下：假设n表示表1中每个MCS个例的编号， $t=0$ 代表高原MCS的初生时刻(6h时间间隔)，V代表某个需要合成的变量，则 $V_n(t=-3)$ 、 $V_n(t=-2)$ 、 $V_n(t=-1)$ 、 $V_n(t=0)$ 、 $V_n(t=1)$ 、 $V_n(t=2)$ 、 $V_n(t=3)$ 、 $V_n(t=4)$ 、 $V_n(t=5)$ 、 $V_n(t=6)$ 代表了高原MCS个例n对应的某个变量(如风速、位势高度等)从它生成前18h到其生成后36h的时间序列(用于合成的最长MCS生命史为28h)，基于

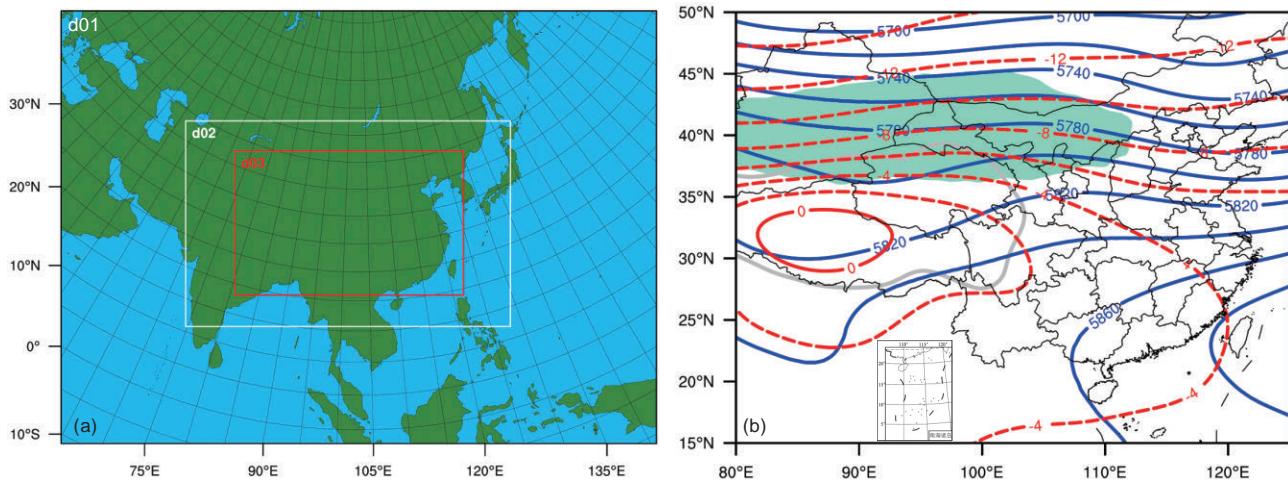


图1 三重嵌套的模拟范围与网格设置和对照试验初始时刻的环流场

(a) 三重嵌套的模拟范围与网格设置; (b) 对照试验初始时刻的环流场, 蓝色等值线为500hPa位势高度场(单位: gpm), 红色虚线为温度场(单位: °C), 阴影为200hPa风速超过30m s⁻¹的区域

欧拉观点, 表1中的11个MCS个例被等权重加权平均, 由此计算得到从t=−3到t=6的理想时间序列, 这个时间序列被用于计算半理想数值模拟中所需的WRF模式初始和边界条件(Fu等, 2017)。由于11个用于合成的MCS个例绝大多数生成于07:00~09:00(世界时, 下文同), 因此, 本合成半理想数值模拟的起始时间设定为12:00(06:00为最接近MCS初生时刻的标准时刻, 提前18h为前一天12:00), 模拟的初始场如图1b所示。上述的数值试验被定义为本文的对照试验(Control Run)。此外, 本文还设计了一个敏感性试验NOLH, 即关闭高原区域(26.5°~40°N, 78°~104°E)(图2中的紫色虚线框)内的降水凝结潜热。

2.2.3 涡度收支

本文利用涡度(相对涡度, 下文同)收支研究了高原东移MCS及高原涡的演变机理, 使用的涡度收支方程(Kirk, 2003; Fu等, 2013, 2017)如下:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\mathbf{V}_h \cdot \nabla_h \zeta - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \mathbf{k} \cdot \left(\frac{\partial \mathbf{V}_h}{\partial p} \times \nabla_h \omega \right) - \beta v - (\zeta + f) \nabla_h \cdot \mathbf{V}_h + \text{RES}, \quad (1)$$

其中, ζ 是相对涡度(下文简称涡度), $\mathbf{V}_h = u\mathbf{i} + v\mathbf{j}$ 为水平风场向量, $(\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k})$ 是正东、正北和天顶方向的单位向量, $\nabla_h = \frac{\partial}{\partial x}\mathbf{i} + \frac{\partial}{\partial y}\mathbf{j}$ 是水平梯度算子(采用中央差分方案进行计算), f 是科氏参数, p 是气压, ω 是气压坐标系下

的垂直速度, $\beta = \partial f / \partial y$ 。式(1)等号后第一项HAV和第二项VAV分别代表涡度的水平与垂直平流, 第三项TIL为倾斜项, 第四项AP为行星涡度平流项(此项量级较小, 因而不做单独分析), 第五项STR为伸展项, 最后一项RES为余项, 它主要由次网格过程、摩擦以及计算误差引起, TOT为方程(1)右侧除余项之外的总效果, $\text{TOT} = \text{HAV} + \text{VAV} + \text{TIL} + \text{AP} + \text{STR}$ 。本文将高原MCS各个阶段计算的涡度收支方程进行方程平衡性的分析, 发现在扣除余项RES后, TOT项与方程(1)左侧时间局地导数(使用逐15min的WRF输出计算时间导数)之比介于1.07~1.23之间(图略), 这表明总体而言, 涡度收支方程左右两侧的平衡性较好, 可以用于进一步的分析。

3 模式验证与过程分析

3.1 对照数值模拟试验的结果验证

对照试验模拟的高原东移MCS生成在t=18.5h(即模式模拟了18.5h), 其对应的世界时为06:30, 这比11个高原MCS个例(表1)平均的生成时间晚了约0.5h。由图2可知, 其初生位置约位于(34°N, 101.5°E), 比11个高原MCS个例的平均生成位置偏北约1.5°, 偏东约1.5°。模拟的高原MCS生成后随时间东移, 其移动路径与11个用于合成高原MCS的平均路径具有相似的主要特征(图2)。模拟的高原MCS移出高原后于t=47h在(32°N,

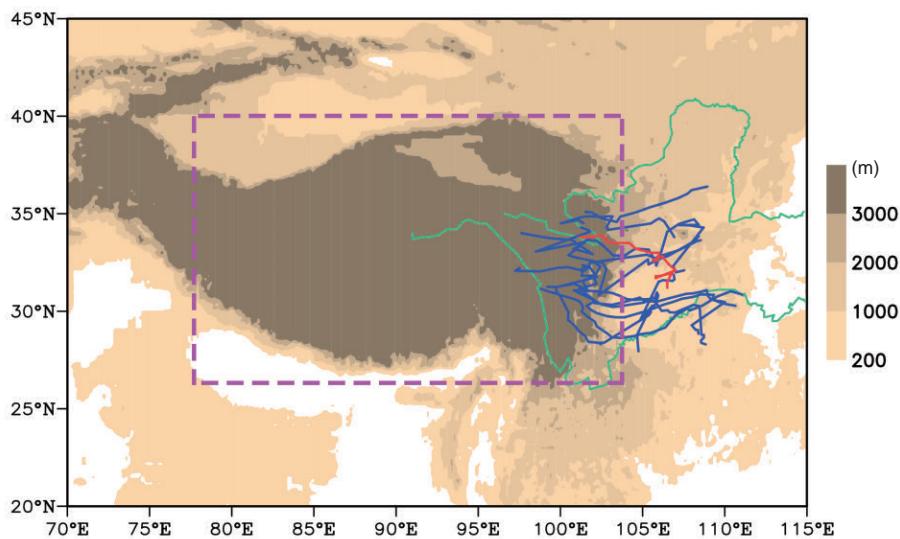


图 2 合成半理想数值试验和对照试验中模拟的高原东移MCS的移动路径

合成半理想数值试验所用的11个同类长生命史高原东移MCS的移动路径(蓝色实线),与对照试验中模拟得到的高原东移MCS的移动路径(红色实线),其中阴影为地形高度(单位: m),紫色虚线框代表进行敏感性试验的高原区域

107°E)附近消散,纬度上与11个高原MCS的平均纬度接近,但经度上比其平均经度偏西约1.5°。模拟的MCS共维持了约28.5h,比11个高原MCS的维持时间略偏长。对比CFSR再分析数据合成的环流形势场与对照试验模拟的环流形势场(图3)可以发现,高原MCS产生前,半理想数值模拟合理地再现了高原上200hPa高空急流的位置与强度(图3a和3b),较好地模拟了500hPa高原上的西风带短波槽以及我国东南沿海附近的西太副高,但对高原西部暖心的模拟偏弱。高原MCS维持期,半理想数值模拟对200hPa的高空急流、500hPa高原东侧西风带短波槽和高原以南孟加拉湾低槽以及西太副高的模拟较好(图3c和3d)。在高原MCS消亡后,半理想数值模拟对高原上空200hPa的高空急流,500hPa的平直西风气流以及西太副高等主要系统模拟较好,但对高原西部的暖心(约位于28°~34°N, 82°~92°E)明显低估(图3a、3c、3e)。对比模拟高原MCS从生成时刻到消亡时刻的累积降水和11个MCS个例的生命史内平均累积降水(图4)可知,模拟的强降水区相对于11个高原MCS个例平均的强降水位置偏北,这是与其移动路径偏北相一致的(用于半理想数值试验的高原MCS个例在其强度及大尺度背景强迫方面均有所不同,在等权重合成的条件下,半理想数值试验的结果受到较强MCS个例及其背景场的影响更大,因而模拟的结果会

偏向于这些较强的MCS,这是半理想模拟试验的结果与实际个例合成的结果存在一定差异的主要原因之一)。模拟的雨带呈西南-东北走向,且高原MCS在高原上产生的降水显著弱于其移出高原后引发的降水,这与11个高原东移MCS对应的实况降水主要特征相吻合。综合上述,虽然半理想数值模拟在部分细节上(如生成位置和雨区偏北,维持时间较长)与11个高原MCS个例的平均特征存在差异,整体而言,半理想数值模拟较成功地再现了11例长生命史高原东移MCS的主要背景环流、移动路径、生命史演变以及降水。因此,模拟所得到的高原东移MCS可以作为此类长生命史高原东移MCS(表1)的代表进行进一步的深入研究。

3.2 对照试验高原东移MCS事件概述

如图5a所示, $t=17$ h(世界时为05:00),在(34°N, 101°E)附近,出现了低于-52°C的TBB,但此时对流活动覆盖的面积很小,随后的1.5h之内,受高原东部的短波槽影响(图6a),此处的对流活动迅速发展,在较强的偏西风引导下,向东移动,TBB显著降低,面积持续增大(图5a~5d),截至 $t=18.5$ h(世界时为06:30),它低于221K(-52°C)的冷云区面积超过了5000km²(图5d),此时已经满足了MCS的下限条件(郑永光等, 2008; Mai等, 2021),高原MCS生成。从 $t=18.5$ h到 $t=21$ h,高原东部的

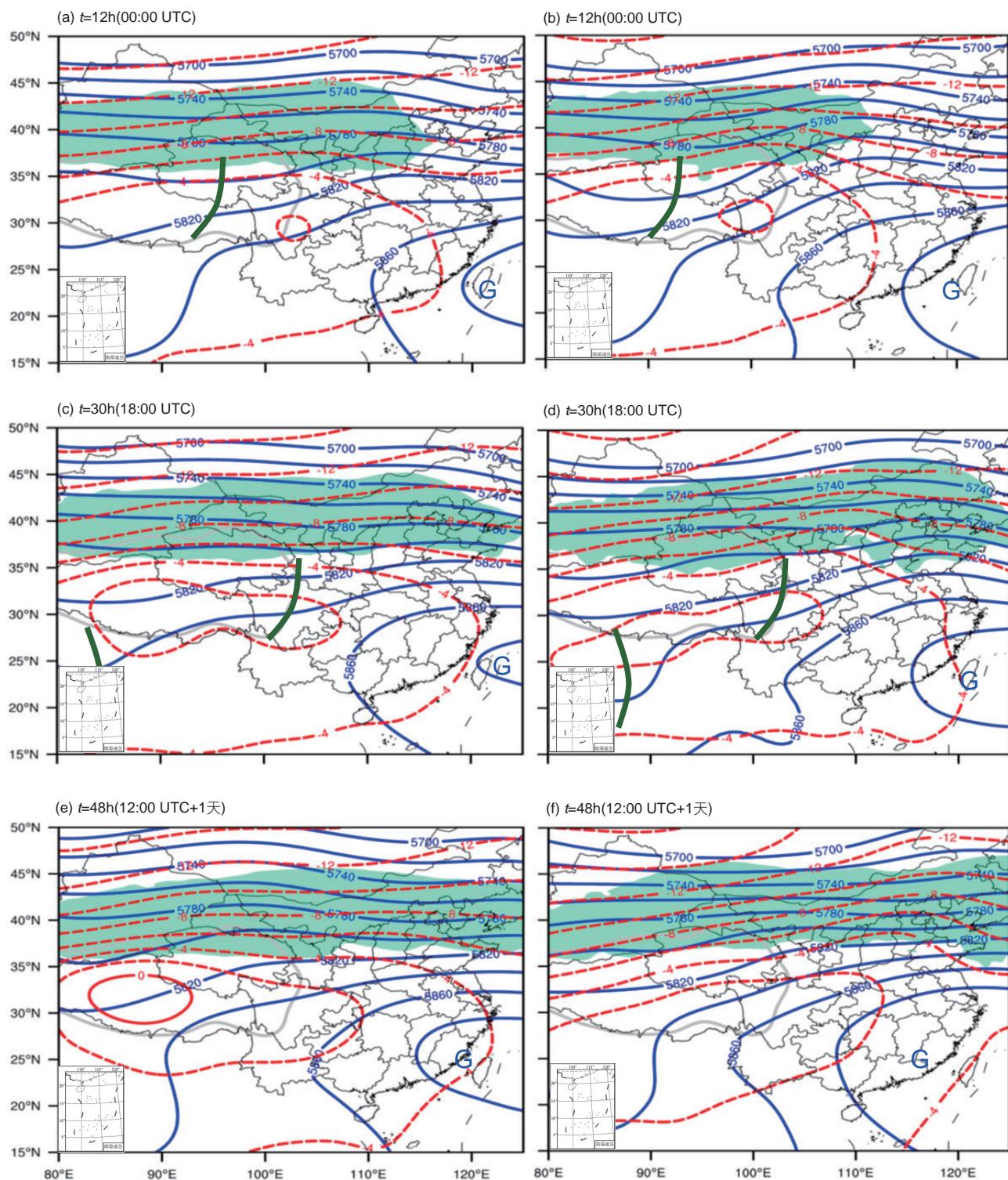


图 3 合成的环流形势场和对照试验模拟的环流形势场

左列: 合成的环流形势场; 右列: 对照试验模拟的环流形势场. 蓝色等值线为500hPa位势高度场(单位: gpm), 红色虚线为温度场(单位: °C), 阴影为200hPa风速超过30m s⁻¹的区域, 绿色粗实线代表槽线, G代表副热带高压

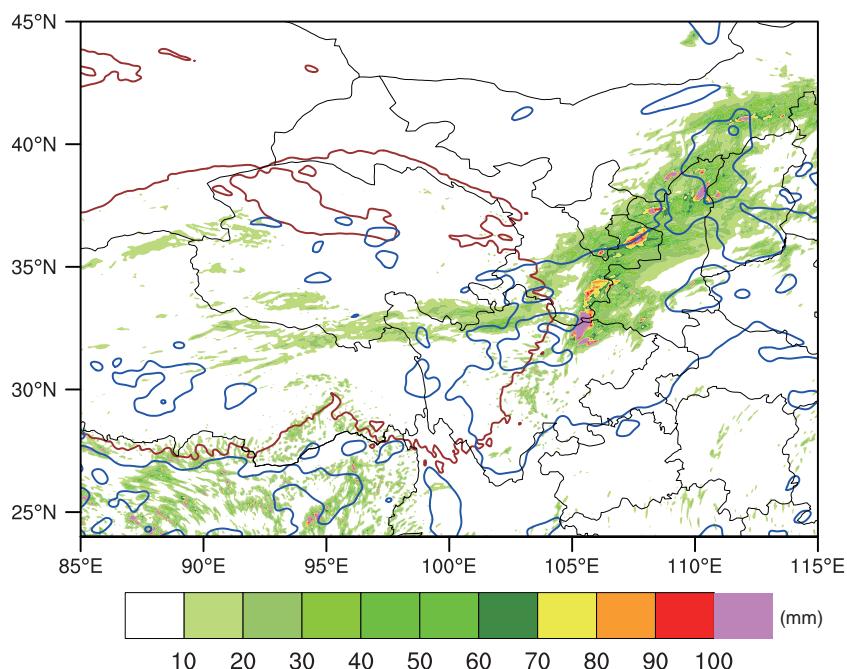


图4 对照试验模拟的长生命史高原东移MCS整个生命史内的累积降水

$t=18.5\sim47h$, 蓝色实线为用于合成的11个高原MCS平均的累积降水超过50mm的区域, 棕色实线标出了3000m的地形

短波槽有所加强(图6a和6b), 高原MCS主要位于槽区附近, 从温度场和风场的配置可知, 该区域盛行暖平流, 这有利于MCS的发展, 在此阶段内, 高原MCS的云体面积迅速增大, 强度也迅速增强, 并在较强偏西风的引导下东移。 $t=21h$, 在与其西部新生成的一些较小的对流云团合并后, 高原MCS呈现出清晰的线状组织结构(图5e, 图6b), 最低TBB可达 -80°C 以下, 对流活动进一步增强。在高原东部短波槽槽区附近的较强偏西风引导下(图6a~6c), 高原MCS于 $t=24\text{h}$ 前后开始移出高原, 此时, 高原下游临近高原边界的地区有小范围的新生对流活动出现(图5f), 在高原MCS的移出过程中, 其不断兼并这些小的对流活动, 这有利于高原MCS移出后的维持。从 $t=24\text{h}$ 开始, 高原MCS的主体逐步向东移出高原, 到 $t=29\text{h}$ 前后, 高原MCS主体完全移出高原(图6c和6d)。高原MCS在移出高原后首先出现了减弱的过程, 其对流强度和云体面积在移出的过程中均有所减小。从 $t=30\text{h}$ 到 33h , 处于高原东部短波槽槽前的有利条件下, 高原MCS在与其东北方的新生对流活动合并后, 强度再次出现快速增强(图6e和6f), 其最低TBB降低到 -76°C 以下(高度约为100hPa), 且其覆盖区域内出现了西南-东北向大风速带, 这对应了高原东部短波

槽槽前的暖平流, 暖平流的出现有利于对流活动的维持。截至 $t=38\text{h}$, 高原东移MCS的面积和强度再次达到最大(主要为与局地新生对流的合并过程), 此后逐渐衰减, 最终消散于 $t=47\text{h}$ (图略)。

4 高原MCS不同阶段的演变特征及机理

4.1 生成阶段

由3.2节可知, 本文所关注的高原MCS最初生成于 $33^{\circ}\sim35^{\circ}\text{N}$, $101^{\circ}\sim103^{\circ}\text{E}$ 的范围内(图5d), 因此, 这个小区域被定义为高原MCS生成的关键区域。在对流层高层, 此关键区位于200hPa高空急流以南的高空辐散区(图7a), 高空辐散有利于对流活动的发展; 在对流层中层, 此关键区位于高原东部西风带短波槽的槽区附近(图6a、图7b), 存在较强的正涡度, 盛行较强偏西风带来的暖平流, 暖平流通过准地转强迫加强上升运动, 并且有利于气压降低(Fu等, 2017, 2019), 这些都是有利于高原MCS生成的条件。

由图8a可知, 在高原MCS生成前(04:00到06:30, 即 $t=16\text{h}$ 到 $t=18.5\text{h}$), 关键区对流层低层(500hPa以下)存在较弱的对流不稳定层结, 对流层中层则存在近似中性

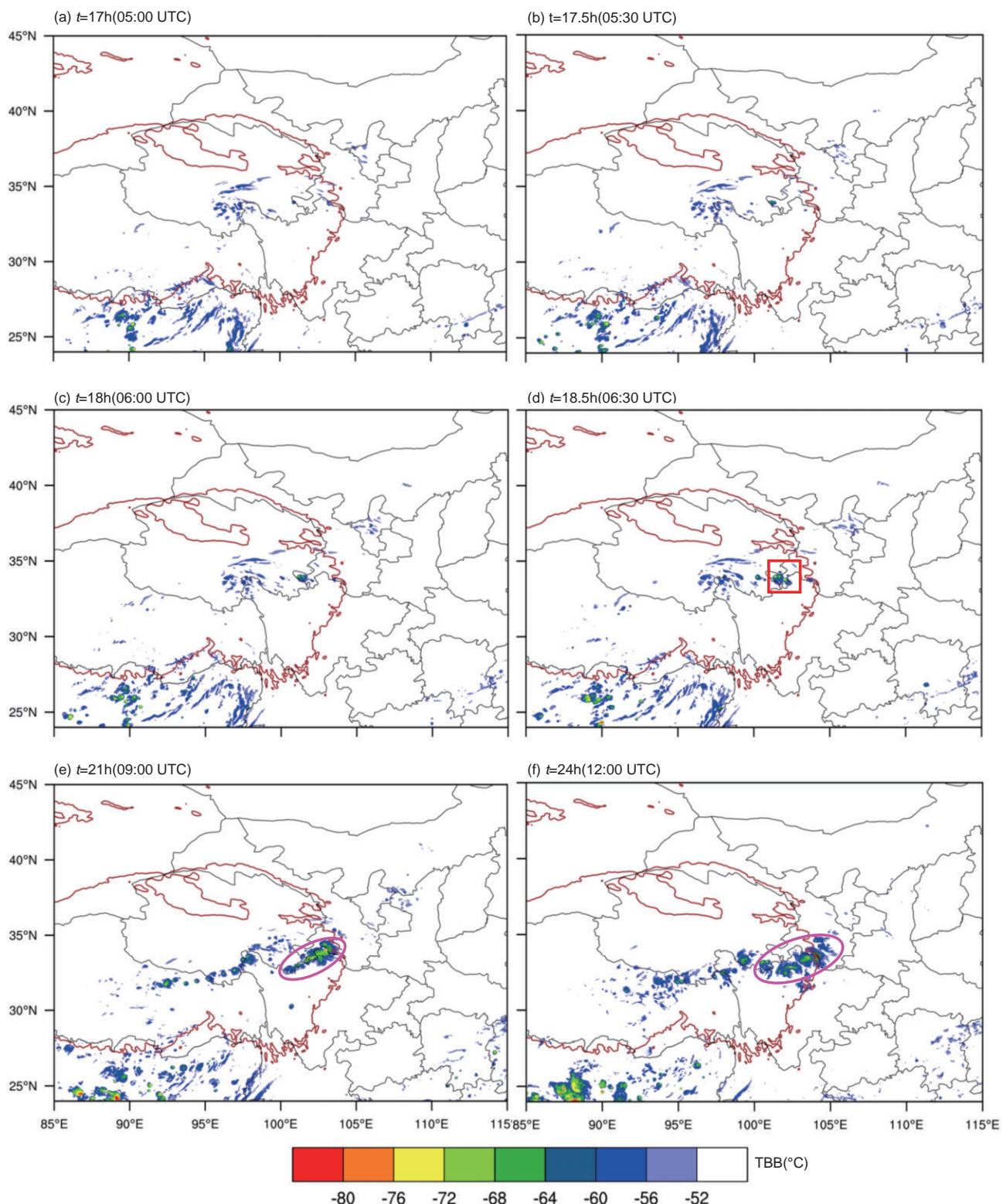


图 5 对照试验中高原MCS在其生成和初期发展阶段的TBB

棕色实线代表3000m以上的地形, 红色小方框标出了高原MCS生成的关键区, 紫色椭圆为所关注的MCS

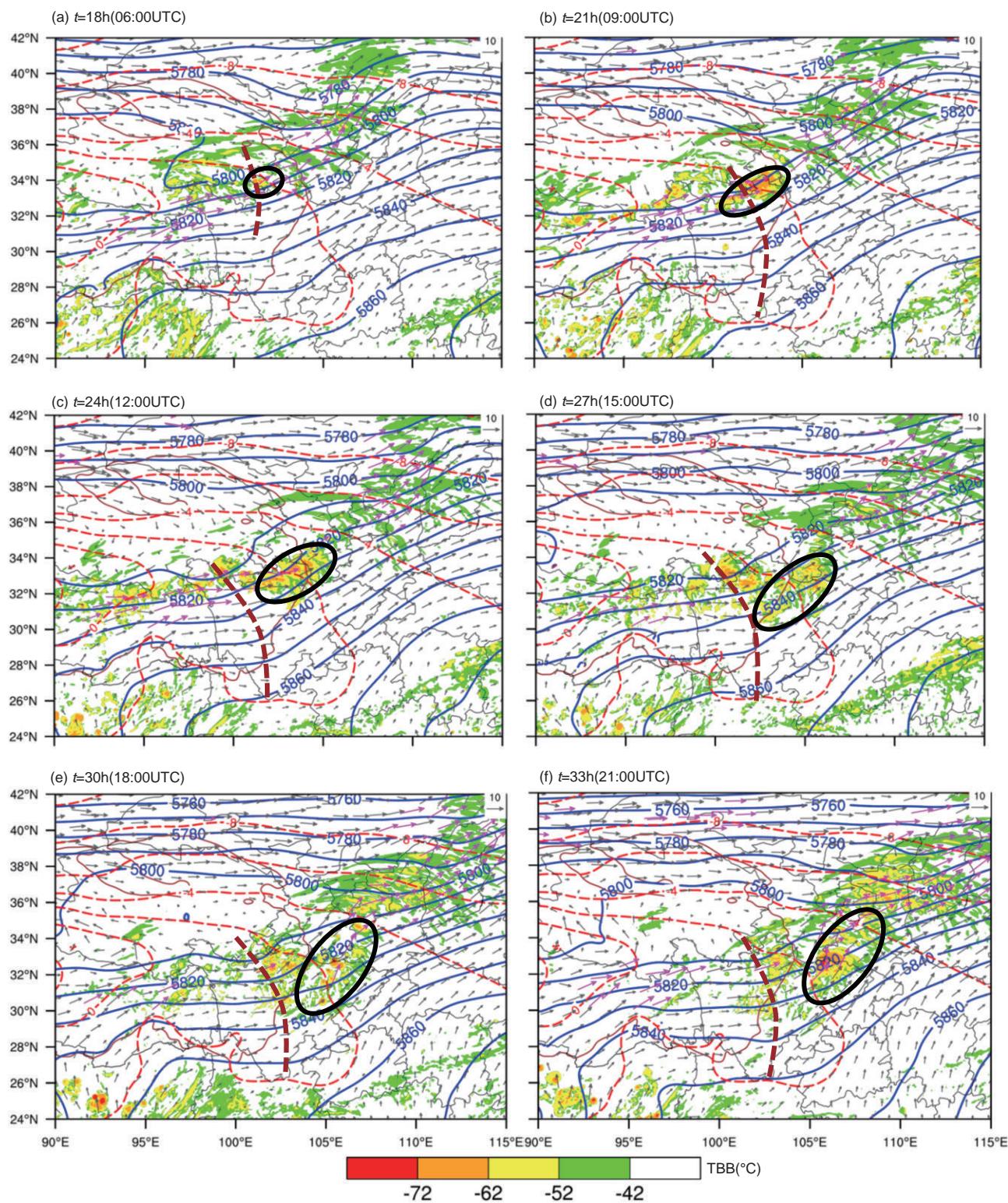
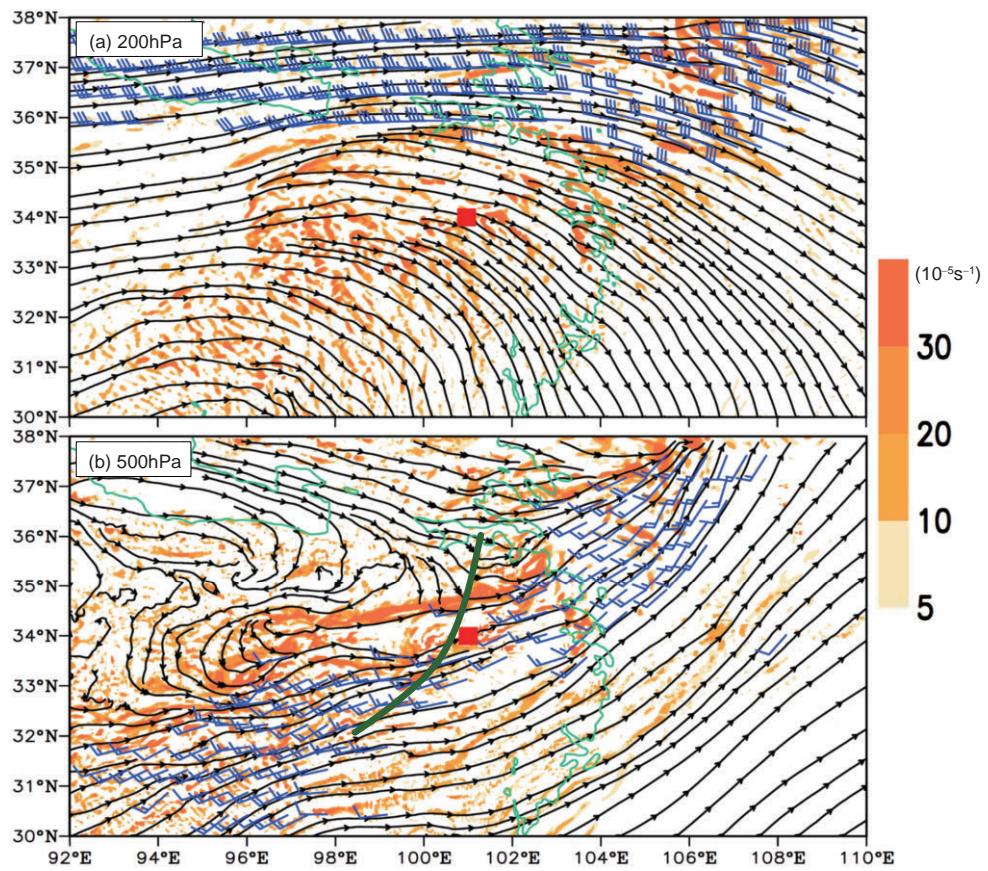


图 6 对照试验模拟的TBB、500hPa位势高度场、温度场和风场

TBB(阴影, 单位: $^{\circ}\text{C}$), 500hPa位势高度场(蓝色实线, 单位: gpm), 温度场(红色虚线, 单位: $^{\circ}\text{C}$), 风场(箭头, 其中紫色箭头标出了风速超过 12m s^{-1} 的风速), 棕色实线代表3000m地形, 棕色虚线为槽线, 黑色椭圆标出了关注的MCS主体

图 7 对照试验 $t=18\text{h}$ 的200hPa流场与散度场和500hPa流场与涡度场

(a) 对照试验 $t=18\text{h}$ 的200hPa流场与散度场(阴影, 单位: 10^{-5}s^{-1})以及超过 30m s^{-1} 的风场(蓝色风向杆, 全风羽为 10m s^{-1}); (b) 对照试验 $t=18\text{h}$ 的500hPa流场与涡度场(阴影, 单位: 10^{-5}s^{-1})以及超过 12m s^{-1} 的风场(蓝色风向杆, 全风羽为 10m s^{-1}). 绿色细实线代表3000m高度地形, 红色小方块为所关注高原MCS的中心位置, 绿色粗实线为槽线

的层结, 随着时间的推进, 对流层低层的不稳定层结向上伸展、变厚, 而中层的中性层结逐渐萎缩, 总体而言, 对流层中低层内的不稳定能量在积累变大. 与此同时, 关键区内500hPa以下的云水含量在逐渐增大(图8c), 其大值层次在随着时间向上伸展, 湿层变厚, 这说明对流云在不断发展. 从动力场来看, 05:15之前, 关键区500hPa以下存在弱辐散、弱正涡度(图8b)以及弱上升运动(图8a), 这表明此时的对流活动较弱; 从05:15到06:30, 关键区对流层低层的辐合以及正涡度迅速增大且其大值层次显著上伸(图8b), 整层的上升速度迅速增强(图8a), 最大上升运动中心位于350hPa左右, 这表明, 本阶段内的对流活动迅速增强, 这对应了高原MCS的形成过程.

高原MCS的生成伴随着气旋式涡度的快速增强, 为此, 本文进行了涡度收支, 用于揭示高原MCS生成

过程中的关键因子. 计算表明, 高原MCS生成关键区内, 450hPa以下的涡度在05:15之前变化较为缓慢, 从这个时刻开始到高原MCS的生成时刻(06:30), 气旋式涡度迅速增大(图8b). 由图9可知, 在550hPa以下, 关键区气旋式涡度的增大主要是由于STR项(辐合)和TIL项(倾斜项)的贡献(图9a和9b), 它们是正涡度的直接制造项. 与此同时, 在该层内, HAV项的作用为负(图9c), 这表明水平风场将该区域的正涡度向区域外输送, 这减缓了该区域内正涡度的增长, 不利于MCS的生成; VAV项的作用也为负值(图9d), 因为关键区由上升运动和正涡度所主导(图8a和8b), 这表明对流活动将550hPa以下的正涡度向上层输送. 在550~450hPa之间, 关键区内的正涡度的增长主要由HAV项与VAV项的输送作用所致(VAV的强度更大), 而STR项与TIL项则减缓了该层内正涡度的增长. 需要指出的是垂直输送项

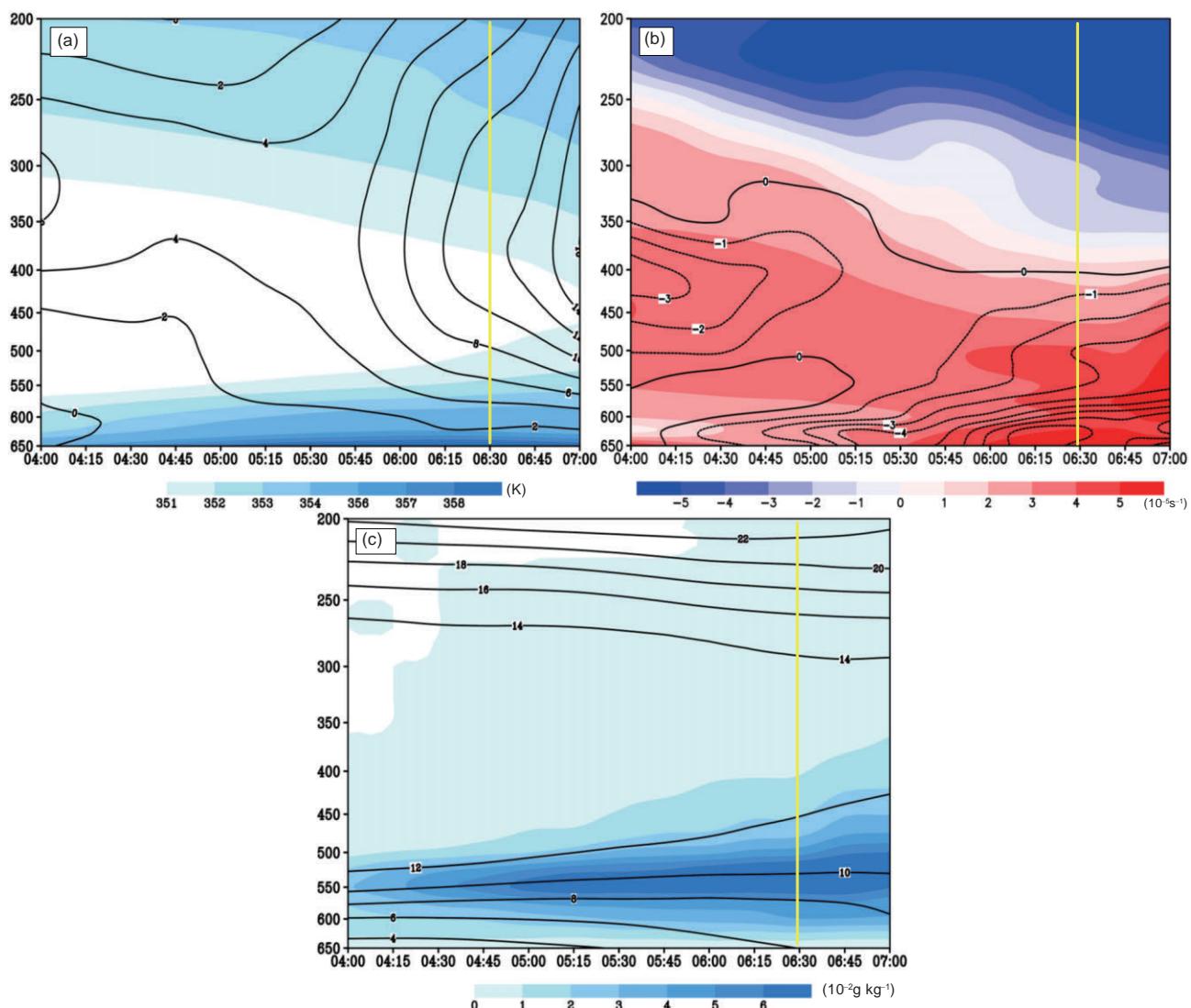


图 8 高原MCS生成关键区(图5d)区域平均的假相当位温、垂直速度、涡度、散度、云水和水平风速

(a) 假相当位温(阴影, 单位: K)和垂直速度(黑色实线, 单位: cm s^{-1}), (b) 涡度(阴影, 单位: 10^{-5}s^{-1})和散度(黑色实线, 单位: 10^{-5}s^{-1}), (c) 云水(阴影, 单位: 10^{-2}g kg^{-1})和水平风速(黑色实线, 单位: m s^{-1}), 横坐标和纵坐标分别为时间(世界时)和气压(单位: hPa), 黄线代表高原MCS的生成时刻

的作用从5:45(图9d)开始可以向上伸展到200hPa, 这表明较强的对流活动(图8a)可以将低层STR和TIL制造的正涡度向上输送到较高的层次, 有利于高原MCS的向上发展.

4.2 移出高原和再发展阶段

4.2.1 移出阶段

高原MCS生成后随时间发展、东移, 并于 $t=24\text{h}$ 前后开始移出高原(图5d~5f). 当高原MCS行将移出高原时, 在高原东部边缘区域的高原MCS主体内,

550hPa以下为对流不稳定层结(图10a), 且伴随了较强的辐合(图10d), 550~300hPa之间为近似的中性层结(图10a), 这是对流的结果, 由于对流凝结潜热的释放, 该层内出现了数个较强的正位涡柱, 其大值中心值超过2PVU甚至3PVU, 300hPa以上为稳定层结, 整层内均存在上升运动(图10b), 其最强中心在300hPa附近. 此时, 高原MCS东移的前方对流层中低层存在较强的不稳定层结和辐合区, 存在对流活动所制造的正位涡柱(图10a和b), 这为高原MCS移出高原后的维持提供了有利条件. 高原MCS东移过程中($t=24\sim29\text{h}$),

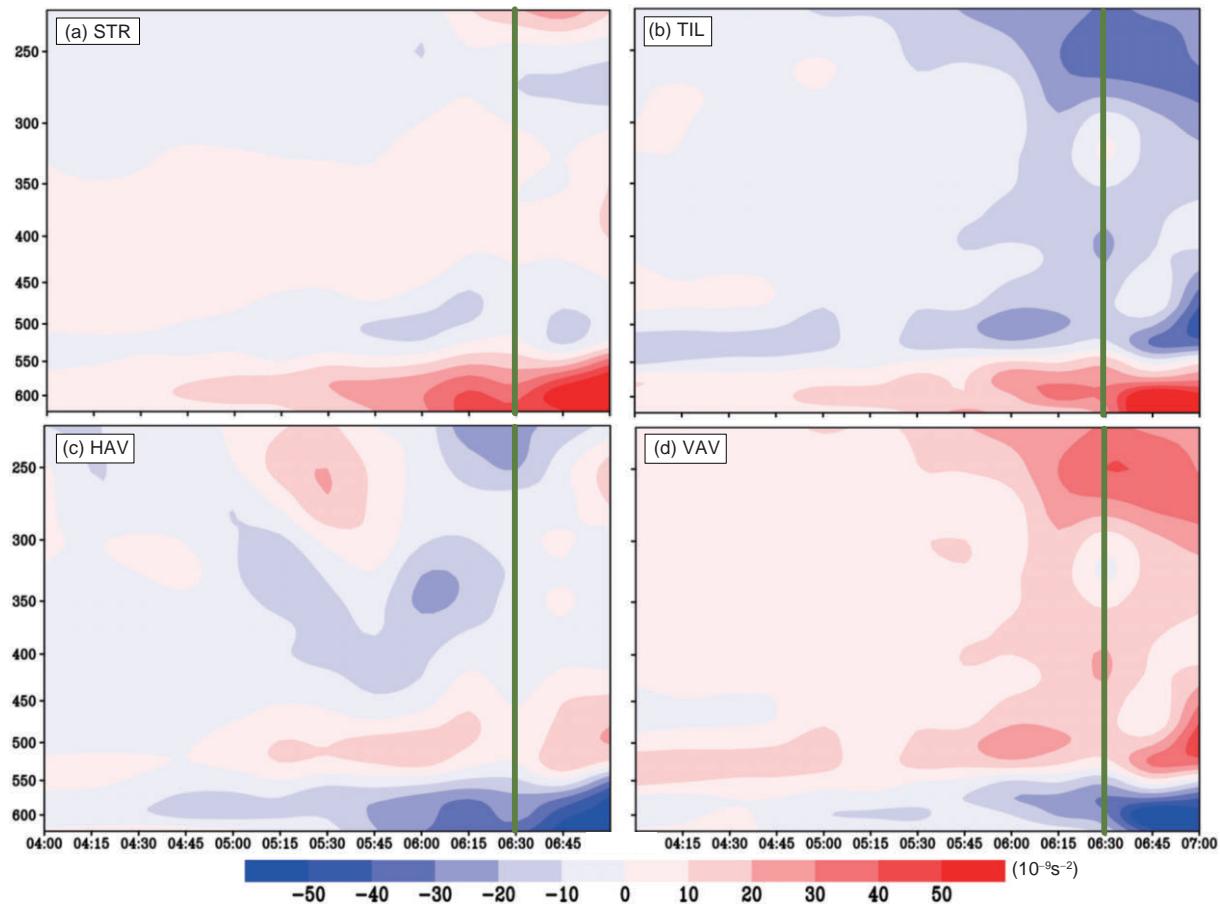


图9 高原MCS形成关键区区域平均的涡度收支项

(a) STR; (b) TIL; (c) HAV; (d) VAV, (阴影, 单位: $10^{-9}s^{-2}$), 横坐标和纵坐标分别为时间(世界时)和气压(单位: hPa), 绿线代表高原MCS的生成时刻

其主体范围内, 650~550hPa层内的辐合强度减弱且假相当位温降低, 这主要是由于来自高原地表的强感热加热消失所致, 整层的上升运动与正位涡柱减弱(对比图10a~10b与10d~10e), 这些都代表着高原东移MCS在减弱, 这与Mai等(2021)对16个暖季高原MCS移出高原后变化的统计结果相一致。根据Fu等(2019)的研究结果, 来自高原地表直接作用于东移MCS底部强感热加热的消失是MCS移出高原时对流活动减弱的主要原因。高原MCS完全移出后, 它主要位于高原东部西风带短波槽前区(图6e), 具有利的动力抬升条件, 其对应的正位涡柱、中层辐合区以及对流中性层结均与高原以东的局地系统相合并(图10c), 这使得对流层中低层的辐合, 整层的上升运动以及正位涡柱都大大加强(图10c和10f), 高原东移MCS由此再次增强发展。

高原MCS的东移演变与高原东部一个准静止维持的高原涡活动密切相关(图11), 该涡旋生成于 $t=23$ h, 晚于高原MCS生成4.5h, 且生成在该区域上升运动的减弱阶段(图12a), 因此它的生成是高原对流活动的结果(与下文涡度收支的结果一致)。生成时, 高原涡与高原东移MCS的中心区相耦合(图11a), 这有利于两者的维持(通过维持两者的上升运动与中低层辐合); 此后, 高原MCS相对于高原涡向东移动, 从 $t=25$ h时开始, 高原MCS开始与高原涡解耦(图11b), $t=29$ h高原MCS主体移出高原完成了与高原涡的解耦(图11d), 1 h后($t=30$ h), 高原涡消亡。由高原涡从生成到消亡平均的500hPa风场(图略)可知, 高原涡西部为弱的偏北气流, 东部为强的偏南气流, 引导气流的纬向风分量较小, 这是高原涡在其生命史期间稳定少动的一个原因。本文选取 $32.5^{\circ}\text{--}36.5^{\circ}\text{N}$, $100.5^{\circ}\text{--}104.5^{\circ}\text{E}$ (图11中的蓝框)

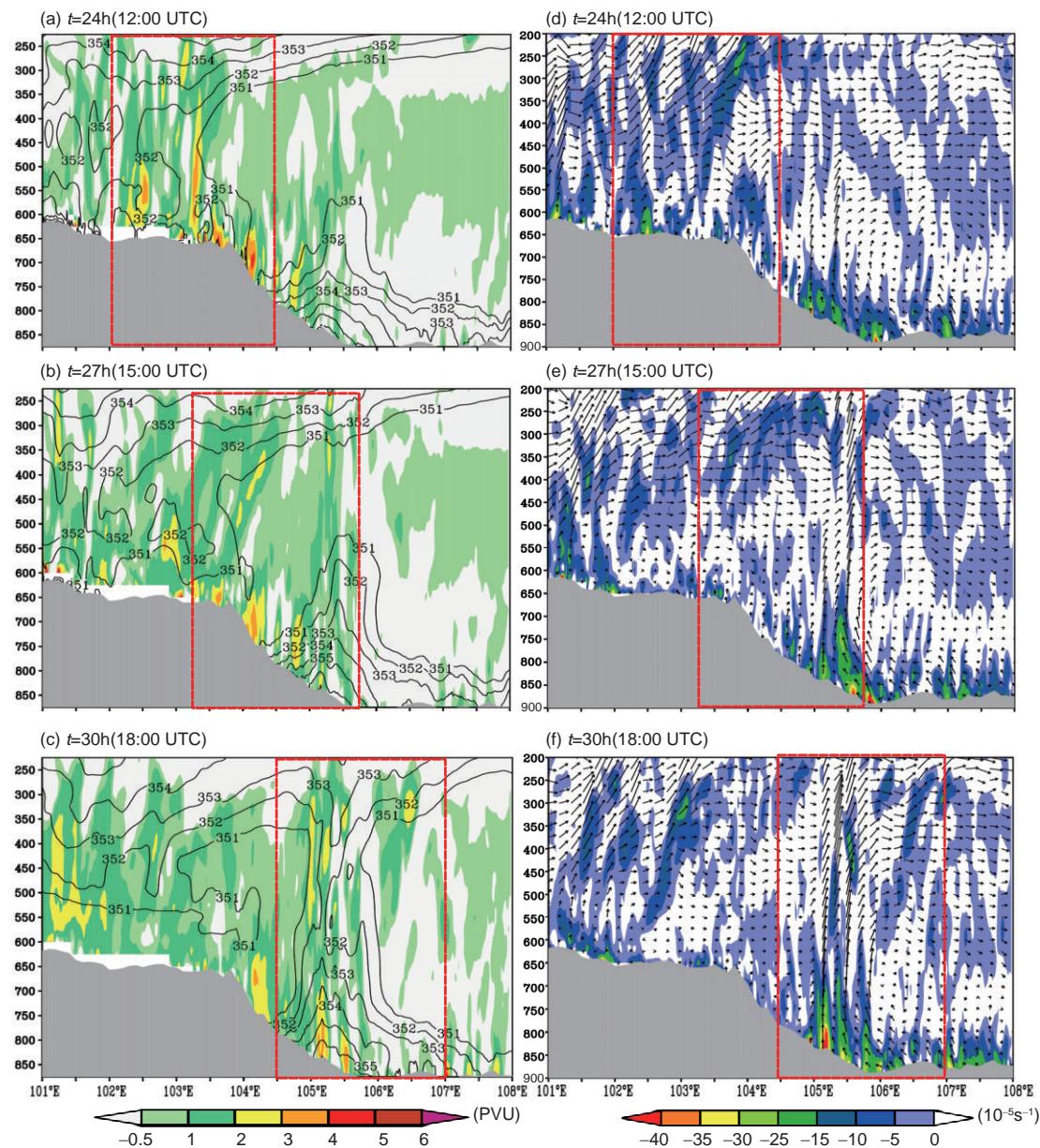


图 10 对照试验中经向平均($32^{\circ}\text{~}34^{\circ}\text{N}$)位涡和假相当位温的合成、散度以及纬向风与垂直运动的合成

(a)~(c) 位涡(阴影, 单位: PVU)和假相当位温(黑色实线, 单位: K); (d)~(f) 散度(阴影, 单位: 10^{-5} s^{-1})以及纬向风(单位: m s^{-1})与垂直运动(单位: cm s^{-1}), 灰色阴影为经向($32^{\circ}\text{~}34^{\circ}\text{N}$)平均的地形, 红色虚线方框标出了高原东移MCS的主体位置

作为高原涡活动的中心区域, 从涡度收支的角度来分析高原涡发展消亡的原因。由图12a和12b可以发现, 从09:00到11:00, 高原涡中心区内的气旋式涡度迅速增大, 这对应了高原涡的生成过程。上升运动对应的VAV和辐合对应的STR是高原涡生成的第一和第二主导因子(图12c和12d), 此两者均有高原对流活动密切相关。高原涡生成后, 其演变可以分为两段:

11:00~13:00 UTC, 此阶段为高原涡与高原MCS耦合的阶段(图11a和11b); 14:00~17:00 UTC, 此阶段为高原涡与高原MCS解耦的阶段(图11c和11d)。高原MCS与高原涡解耦的主要原因在于前者的引导气流较后者更强, 因而移速更快, 高原MCS相对于高原涡的移动使得其两者最终解耦。由图12a和12b可知, 在高原MCS与高原涡的耦合阶段, 涡度收支项的合效果TOT

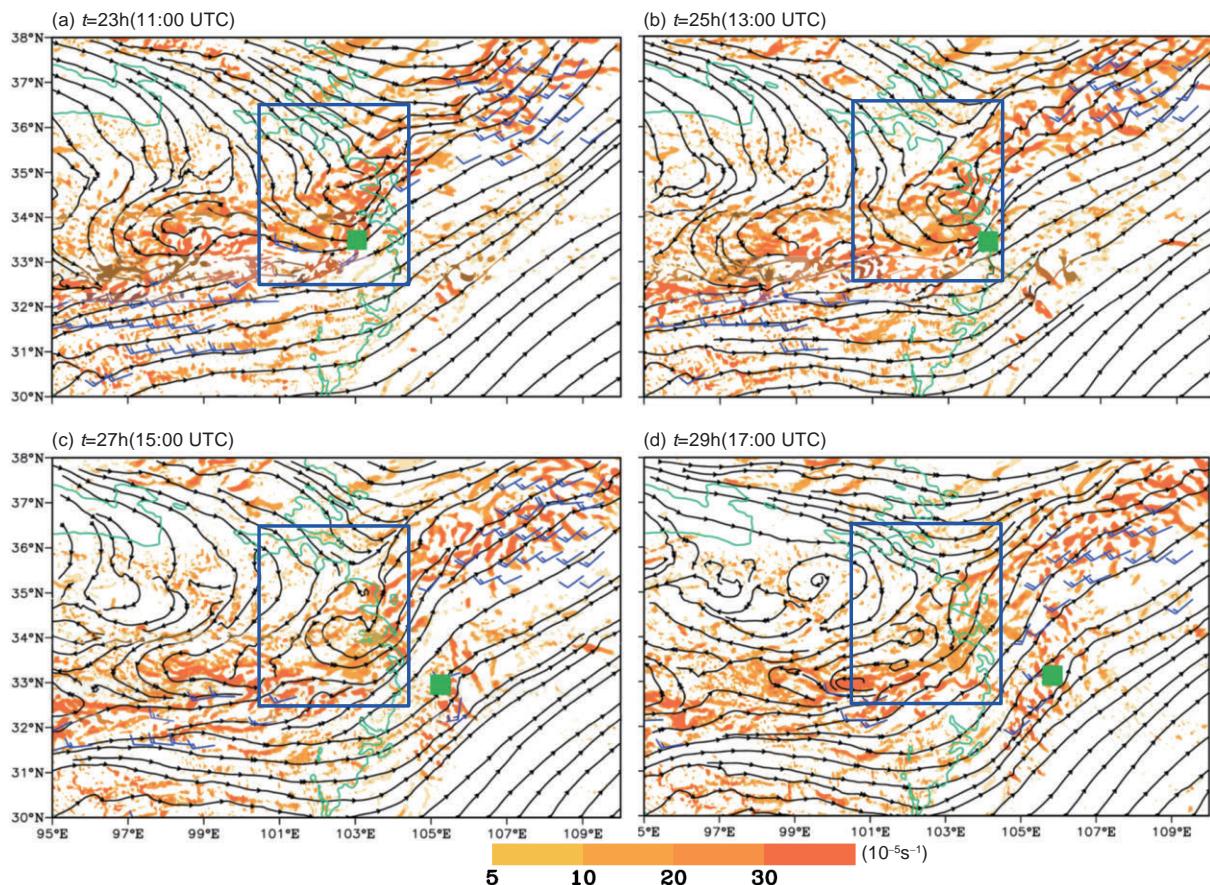


图 11 500hPa 流场、涡度场(阴影, 单位: 10^{-5}s^{-1})和超过 12m s^{-1} 的风场(全风羽为 10m s^{-1})
绿色实线代表3000m高度地形, 蓝色方框代表了高原涡的中心区域, 绿色小方块代表高原东移MCS的中心位置

在500hPa附近(525~475hPa)为正(图12b), 这有利于高原涡的维持, 具体而言, 水平平流HAV(图12e)与垂直平流VAV(图12d)是高原涡维持的主要原因(由图12a可知, 此时对流活动维持较强), 而其他因子主要为负效果; 在高原涡与高原对流的解耦阶段, 涡度收支项的合效果TOT在500hPa附近为负值(图12b), 这说明高原涡开始减弱, 由图12d可知, 涡度垂直输送VAV的大大减弱(由图12a, 此时对流活动大大减弱)是本阶段TOT由正转负的主要原因, 此外, 倾斜项TIL的负效果是造成高原涡减弱消亡的另一个原因(图12f). 水平涡度平流(主要由源自高原涡西南方的西南气流对正涡度的净输入所致)在一定程度上减缓了高原涡的消亡过程(图12e).

4.2.2 再发展阶段

高原MCS移出高原后, 首先有所减弱(详见4.2.1

节), 其主体区域内的涡度收支TOT项在对流层中低层(400hPa以下)为较弱的负值(图略), 从t=30h(18:00 UTC)至t=33h(21:00 UTC), 高原MCS再次迅速发展增强(图6e和6f). 这对应了高原MCS主体区域内对流层下层辐合的迅速增强, 以及整层正位涡与上升运动的迅速增大(图10b、10c、10e和10f). 强烈的对流凝结潜热释放一方面强化了辐合、上升运动和对流潜热加热三者之间存在的正反馈(Raymond and Jiang, 1990), 使得对流增强; 另一方面由于正位涡异常伴随着气旋性风场扰动和负位势高度扰动(Fu等, 2019), 此两者都有利于高原MCS的发展与维持. 图13给出了高原MCS再发展时段关键区域($31^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}\sim 109^{\circ}\text{E}$)内的涡度收支各项随时间的变化. 由图13e可知, 在高原MCS移出再次发展前(t=30h之前), 该关键区对流层中低层(400hPa以下)的涡度交替出现增长和减少的趋势, 未能出现一致的、较快的气旋式涡度

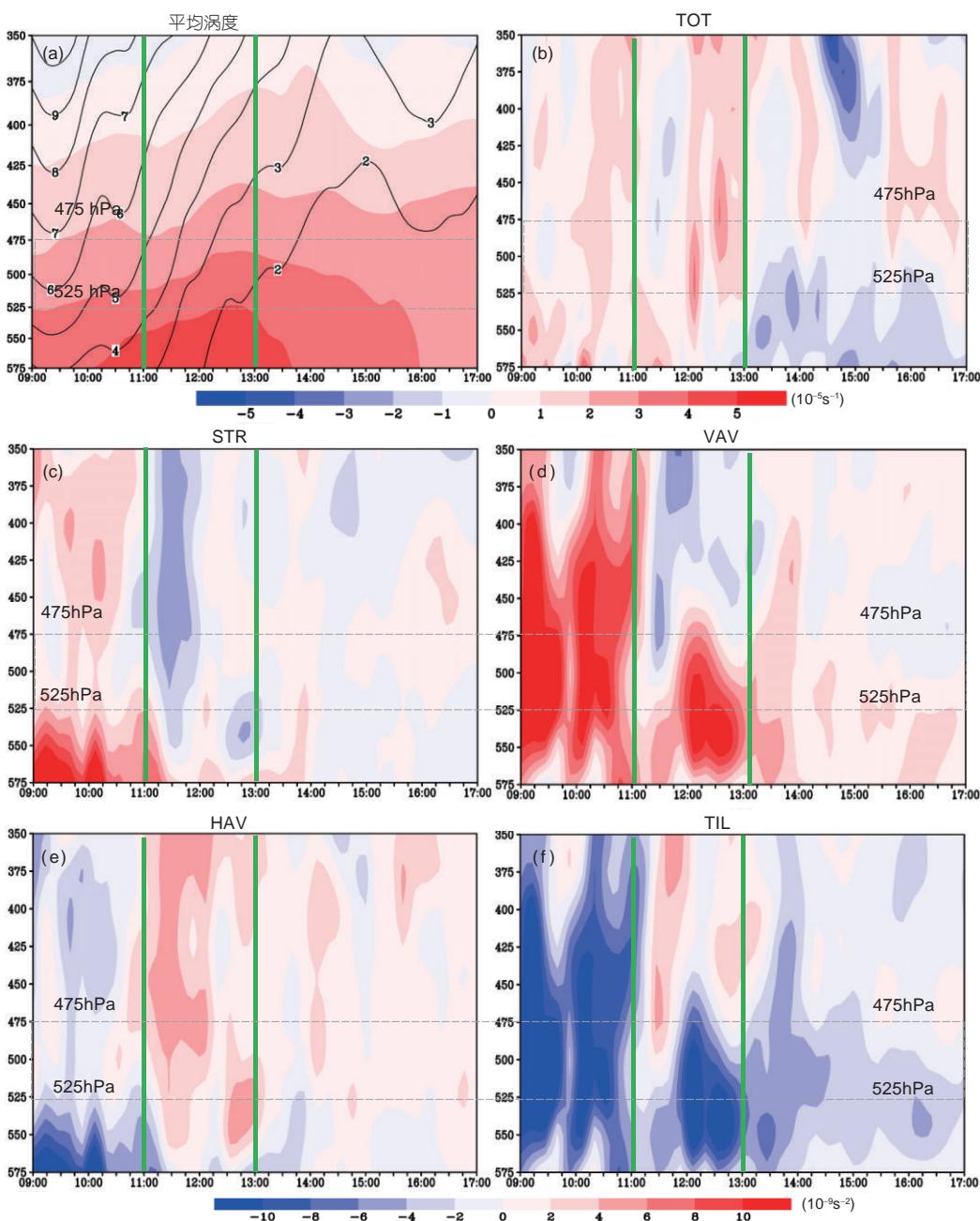


图 12 高原涡中心区域($32.5^{\circ}\text{~}36.5^{\circ}\text{N}$, $100.5^{\circ}\text{~}104.5^{\circ}\text{E}$)区域平均的涡度与垂直速度以及涡度收支项

(a) 涡度(阴影, 单位: 10^{-5}s^{-1})与垂直速度(黑色实线, 单位: m s^{-1}). (b)~(f) 区域平均的涡度收支项(阴影, 单位: 10^{-9}s^{-2}). 横坐标和纵坐标分别为时间(UTC)和气压(单位: hPa), 绿色实线为特征时刻

增长过程, 相应的对流活动也有交替的更迭(图略), 此阶段内, VAV项是有利于涡度增长的最主要因子(图 13d). 进入高原MCS的再次快速发展期($t=30\text{h}$ 至 33h)后, 关键区的中低层(400hPa以下)出现了一致的较强的正TOT项(图13e), 这表明正涡度迅速增大, 其对应

的上升运动也快速增强(图略). 辐合所对应的STR(图 13a)以及上升运动对正涡度的垂直输送VAV(图13d)是高原MCS再次发展的主导因子, 而倾斜作用TIL(图 13b)与水平输送HAV(图13c)则主要是减缓了高原MCS的再次发展.

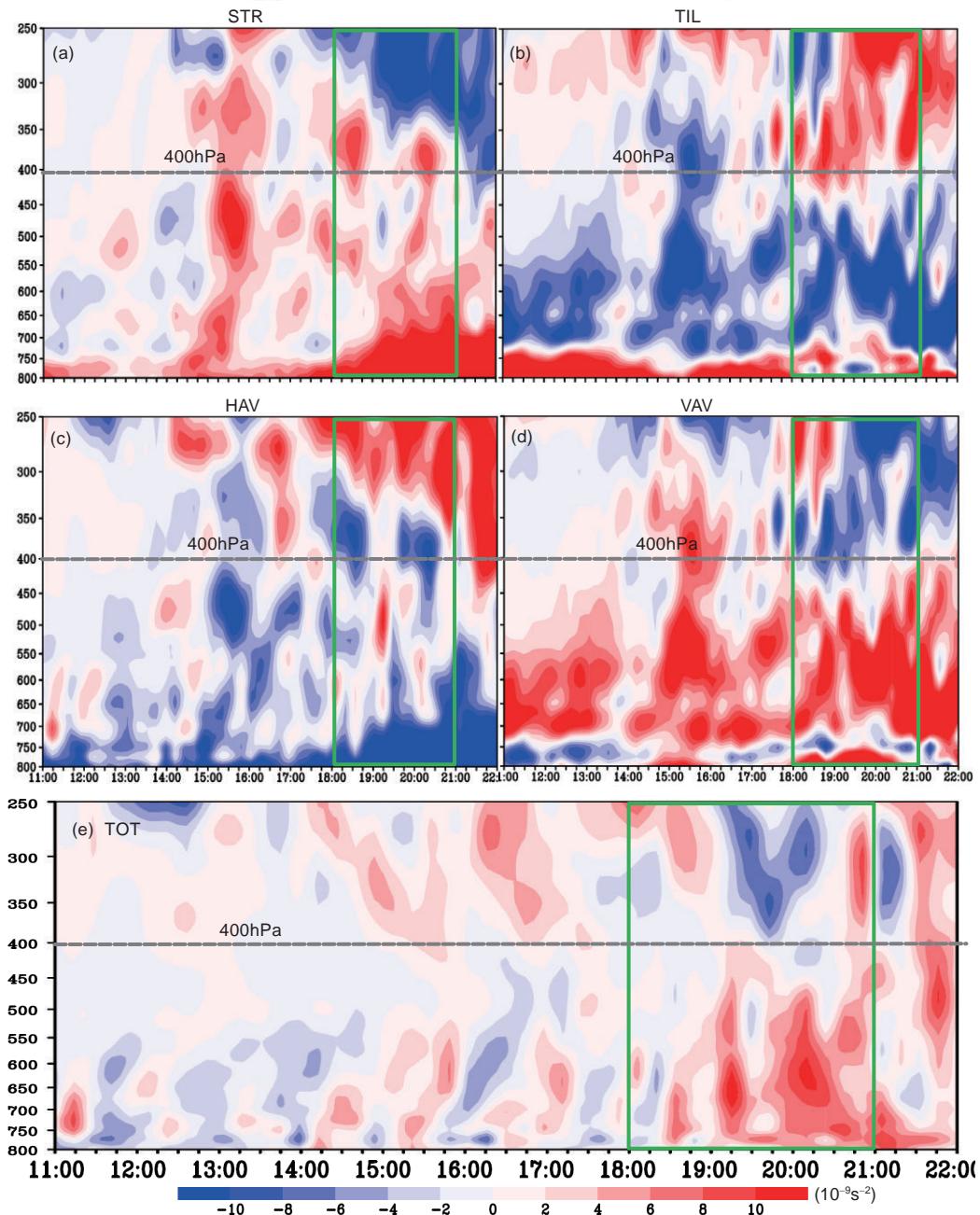


图 13 高原MCS再次发展关键区区域平均的涡度收支项

(a) STR, (b) TIL, (c) HAV, (d) VAV, (e) TOT(阴影, 单位: 10^{-9} s^{-2}), 横坐标和纵坐标分别为时间(世界时)和气压(单位: hPa), 绿线代表高原MCS的再次发展期

4.2.3 敏感性试验分析

由上文的分析可知, 降水凝结潜热释放对高原MCS的发展和维持至关重要, 同时, 高原东移MCS对高原下游地区的降水有显著的贡献。本节利用关闭高

原主体(图2中的紫色虚线框)降水凝结潜热的敏感性试验NOLH来研究上述两个科学问题。对比图6a、6c与图14a、14b可知, 关闭高原主体的降水凝结潜热后, 高原东部的短波槽依然存在, 但强度(对比短波槽的位势高度以及 -2°C 等温线在高原上的覆盖范围)有所减

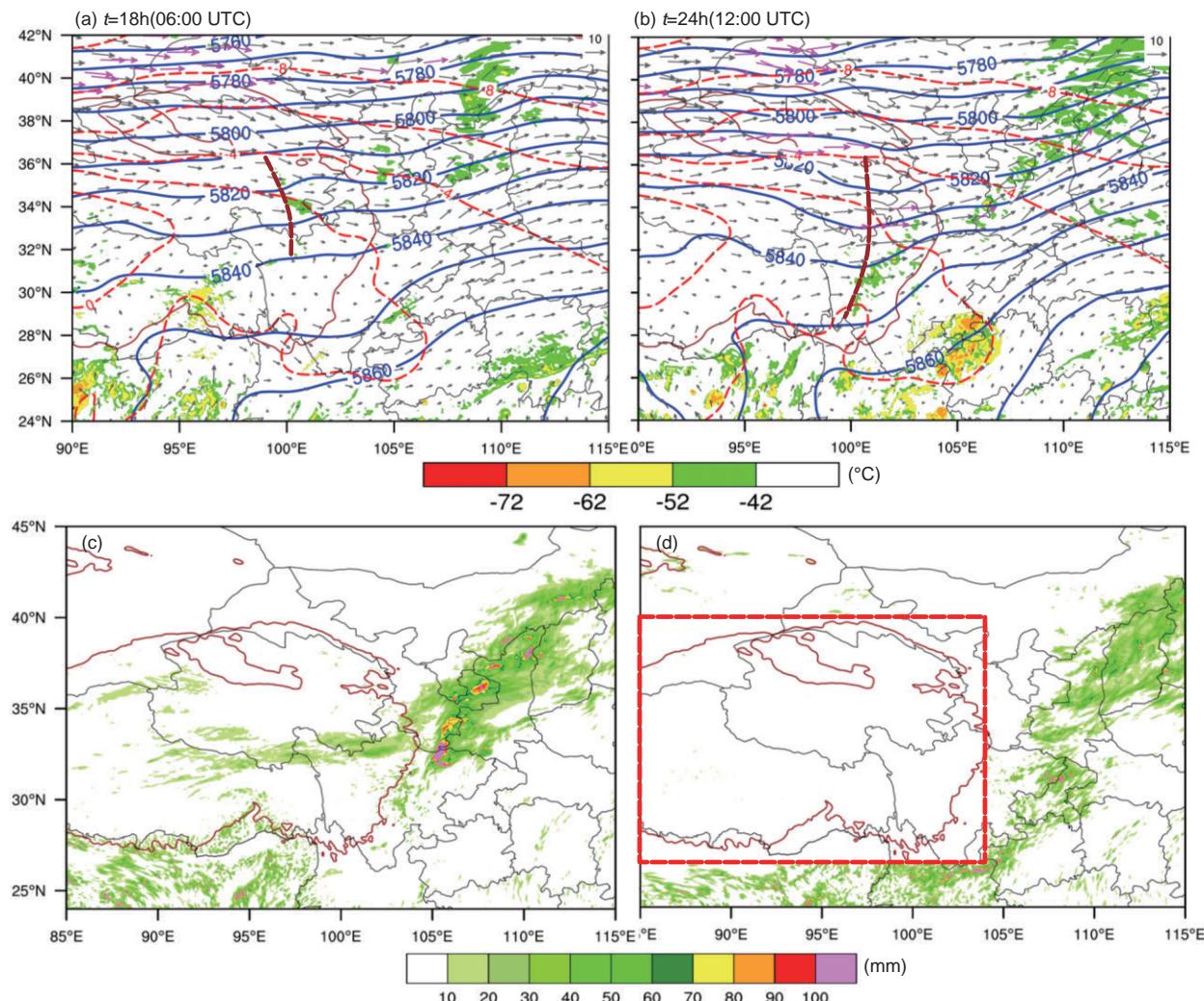


图 14 NOLH 敏感性试验模拟

(a)、(b) NOLH 敏感性试验模拟的 TBB(阴影, 单位: °C), 500hPa 位势高度场(蓝色实线, 单位: gpm), 温度场(红色虚线, 单位: °C)和风场(箭头, 其中紫色箭头标出了风速超过 12 m s^{-1} 的风速), 棕色实线代表 3000m 地形, 棕色虚线为槽线. (c) 对照实验从 $t=18.5\text{h}$ 到 47h 内的累积降水(填色, 单位: mm); (d) 同图(c), 但为 NOLH 敏感性试验的累积降水(红色虚线方框标出了关闭降水凝结潜热释放的区域)

弱, 短波槽区附近的偏西气流(紫色箭头)大大减弱, 高原上的对流活动很弱(图 14a 和 14b), 仅在槽前出现了零散的对流活动, 部分中心低于 -52°C , 但其并未达到 MCS 面积的下限标准($\geq 5000 \text{ km}^2$). 此外, 在高原的下游地区, 也出现了环流形势的部分调整(如宁夏周边地区 500hPa 强风带的减弱, 四川与云南、贵州交界处风场与位势高度场的变化等). 在 NOLH 试验中, 从 $t=0\text{h}$ 到 24h , 高原主体上并没有东移 MCS 生成, 而在对照试验中高原 MCS 已经发展较强开始移出(图 6c), 上述的对比结果表明, 降水凝结潜热释放是高原东移 MCS 生

成和发展的必要条件. 对比图 14c 和 14d 可知, 关闭高原对流凝结潜热释放后, 高原区的降水强度大大减弱, 这主要是因为对流活动大大减弱所致, 高原东部下游地区的降水出现了较大调整, 其中四川、甘肃、陕西交界处的降水中心大大减弱, 这主要是由于没有高原 MCS 移出所致(高原东移 MCS 的直接影响); 而西北部的降水减弱, 云贵北部、贵州西北部、重庆、及山西境内的降水增强, 这表明高原东移 MCS 通过对下游地区环流的调整可以间接地影响更大范围下游地区的降水(Fu 等, 2019).

5 结论与讨论

本文基于16个暖季高原MCS的统计结果, 利用客观标准选取了同类的11例长时间维持的高原东移MCS个例, 基于这些个例合成, 使用中尺度数值模式WRF进行了半理想的数值模拟与动力诊断, 从共性上研究了此类长生命史高原东移MCS的演变特征及内在机理, 并利用敏感性试验探讨了此类高原东移MCS对下游地区降水的影响, 得到的主要结论如下。

(1) 此类长生命史高原东移MCS生成在200hPa高空急流以南, 在对流层中层, 其主要生成于高原东部西风带短波槽区附近的暖平流中, 在对流层低层, 其生成区存在强辐合且呈现出显著的对流不稳定。高空的辐散条件以及中低层的准地转强迫与层结不稳定, 为高原东移MCS的生成提供了有利的背景条件。高原MCS的生成与其气旋式涡度的增强相一致, 涡度收支表明, 辐合对应的STR以及倾斜作用TIL是其正涡度制造的主要来源, 而对流活动所带来的正涡度向上输送(VAV)则有利于高原MCS在垂直方向上的发展。

(2) 高原MCS东移的过程中, 经历了与高原东部准静止维持高原涡的耦合与解耦过程, 在前一个过程中, 高原MCS有助于维持高原涡的辐合与上升运动, 使得与之相伴的STR和VAV两项主导了高原涡的生成与维持; 后一个阶段, 随着高原MCS移出高原, 其与高原涡解耦, 受此影响, 高原涡所对应的上升运动显著减弱, 垂直的正涡度输送大大减弱, 而倾斜作用TIL仍然维持较强的负贡献, 这两者共同导致了高原涡的消亡。

(3) 长生命史高原东移MCS移出后, 由于直接作用在MCS底部来自于高原地表的强烈感热加热消失, 其首先出现了减弱; 随后, 在高原东部短波槽前的有利条件下, 高原东移MCS与局地的对流活动合并, 由此再次迅速发展。涡度收支表明, 对流层中低层辐合所对应的STR以及上升运动对正涡度的垂直输送VAV是高原MCS再次发展的主导因子, 而倾斜作用TIL和水平输送HAV则主要是减缓了高原MCS的再发展。

(4) 降水凝结潜热释放是长生命史高原东移MCS生成和发展的必要条件, 高原东移MCS对高原东部以及下游地区的降水影响较大, 一方面它通过直接产生降水影响高原东部以及下游地区; 另一方面, 它通过对高原及其周边地区大尺度环流场的调节来实现对更广阔下游地区降水的影响。

致谢 褒心感谢NCEP和NCAR分别提供了CFSR再分析数据与CMORPH降水数据。

参考文献

- 丁一汇. 2005. 高等天气学. 北京: 气象出版社. 585
- 傅慎明, 孙建华, 赵思雄, 李万莉, 李博. 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. 气象学报, 69: 581–600
- 李国平, 徐琪. 2005. 边界层动力“抽吸泵”对青藏高原低涡的作用. 大气科学, 29: 965–972
- 杨伟愚, 叶笃正, 吴国雄. 1992. 夏季青藏高原热力场和环流场的诊断分析——II: 环流场的主要特征及其大型垂直环流场. 大气科学, 16: 287–301
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社. 278
- 仪清菊, 徐祥德. 2001. 不同尺度云团系统上下游的传播与1998年长江流域大暴雨. 气候与环境研究, 6: 139–145
- 张顺利, 陶诗言. 2002. 青藏高原对1998年长江流域天气异常的影响. 气象学报, 60: 442–452
- 赵思雄. 2004. 长江流域梅雨锋暴雨机理的分析研究. 北京: 气象出版社. 282
- 郑永光, 陈炯, 朱佩君. 2008. 中国及周边地区夏季中尺度对流系统分布及其日变化特征. 科学通报, 4: 471–481
- 朱国富, 陈受钧. 1999. 1995年夏季青藏高原上及其邻域的对流活动. 高原气象, 18: 9–18
- 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. 应用气象学报, 13: 448–456
- Chen F, Dudhia J. 2001. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. Mon Wea Rev, 129: 569–585
- Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. J Atmos Sci, 46: 3077–3107
- Flohn H, Reiter E R. 1968. Contributions to a meteorology of the Tibetan Highlands. Atmos Sci Pap, 130
- Fu S M, Mai Z, Sun J H, Li W L, Ding Y, Wang Y Q. 2019. Impacts of convective activity over the Tibetan Plateau on plateau vortex, southwest vortex, and downstream precipitation. J Atmos Sci, 76: 3803–3830
- Fu S M, Sun J H, Luo Y L, Zhang Y C. 2017. Formation of long-lived summertime mesoscale vortices over central east China: Semi-idealized simulations based on a 14-year vortex statistic. J Atmos Sci, 74: 3955–3979
- Fu S M, Sun J H, Zhao S X, Li W L. 2010. The impact of the eastward propagation of convective systems over the Tibetan Plateau on the southwest vortex formation in summer. Atmos Ocean Sci Lett, 3: 51–57

- Fu S M, Yu F, Wang D H, Xia R D. 2013. A comparison of two kinds of eastward-moving mesoscale vortices during the Mei-Yu period of 2010. *Sci China Earth Sci*, 56: 282–300
- Hong S Y, Lim J O. 2006. The WRF single-moment microphysics scheme (WSM6). *J Korean Meteor Soc*, 42: 129–151
- Hu L, Deng D, Gao S, Xu X. 2016. The seasonal variation of Tibetan convective systems: Satellite observation. *J Geophys Res Atmos*, 121: 5512–5525
- Hu L, Deng D, Xu X, Zhao P. 2017. The regional differences of Tibetan convective systems in boreal summer. *J Geophys Res Atmos*, 122: 7289–7299
- Joyce R J, Janowiak J E, Arkin P A, Xie P. 2004. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *J Hydrometeor*, 5: 487–503
- Kain J S. 2004. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J Appl Meteor*, 43: 170–181
- Kirk J R. 2003. Comparing the dynamical development of two mesoscale convective vortices. *Mon Wea Rev*, 131: 862–890
- Li Y D, Wang Y, Song Y, Hu L, Gao S T, Fu R. 2008. Characteristics of summer convective systems initiated over the Tibetan Plateau. Part I: Origin, track, development, and precipitation. *J Appl Meteor Climatol*, 47: 2679–2695
- Liu Y M, Lu M M, Yang H J, Duan A M, He B, Yang S, Wu G X. 2020. Land-atmosphere-ocean coupling associated with the Tibetan Plateau and its climate impacts. *Natl Sci Rev*, 7: 534–552
- Mai Z, Fu S M, Sun J H, Hu L, Wang X M. 2021. Key statistical characteristics of the mesoscale convective systems generated over the Tibetan Plateau and their relationship to precipitation and southwest vortices. *Int J Climatol*, 41: E875–E896
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, Iacono M J, Clough S A. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated- k model for the longwave. *J Geophys Res*, 102: 16663–16682
- Noh Y, Cheon W G, Raasch S. 2001. The improvement of the K-profile model for the PBL using LES. In: Preprints of the International Workshop of Next Generation NWP Model. Seoul. 65–66
- Raymond D J, Jiang H. 1990. A theory for long-lived mesoscale convective systems. *J Atmos Sci*, 47: 3067–3077
- Saha S, Moorthi S, Wu X, Wang J, Nadiga S, Tripp P, Behringer D, Hou Y T, Chuang H, Iredell M, Ek M, Meng J, Yang R, Mendez M P, van den Dool H, Zhang Q, Wang W, Chen M, Becker E. 2014. The NCEP climate forecast system version 2. *J Clim*, 27: 2185–2208
- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, Gill D O, Barker D M, Duda M G, Huang X Y, Wang W, Powers J G. 2008. A description of the advanced research WRF version 3. NCAR Tech. Note CAR/TN-475+STR, 113
- Yanai M, Li C F, Song Z S. 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. *J Meteorol Soc Jpn*, 70: 319–351
- Yasunari T, Miwa T. 2006. Convective cloud systems over the Tibetan Plateau and their impact on meso-scale disturbances in the Meiyu/Baiu frontal zone. *J Meteorol Soc Jpn*, 84: 783–803

(责任编辑: 温之平)