# 高原横切变线与高原低涡关系的初步研究

杜梅[1] 李国平[1,2*] 李山山[3]

1 成都信息工程大学大气科学学院，610225；
2 气象灾害预报预警与评估协同创新中心，南京 210044；
3 中国气象局武汉暴雨研究所，武汉 430205

**摘要：**基于大气运动方程组及散度方程，对高原横切变线上扰动稳定性问题以及切变线诱发高原低涡的动力学机制进行了理论分析并用欧洲中心（ECMWF）ERA-interim 再分析资料对其进行验证。得出高原横切变线是高原低涡产生的重要背景场，切变线以南的水汽输送与辐合对于低涡的诱发作用是大气处于不平衡状态而引起散度场调整的结果，辐合增强区有利于高原低涡生成，低涡中心对应非平衡正值中心，低涡外围为非平衡项负值区。非平衡项负值大值与水汽辐合带的重叠区对降水落区有较好的指示意义。当高原南部的西南风带向东或东北方向移动或当低涡下游出现非平衡项负值中心时，低涡亦同向移动。若高原出现气旋式环流并且环流中心与非平衡项正值中心对应时，有利于低涡生成；进一步，当低涡中心与非平衡项正值中心对应且正值中心数值不断增大时，低涡趋于发展加强。

**关键词：**高原切变线；扰动不稳定；高原低涡；水汽辐合；非平衡项

**文章编号：** **中图分类号** P458 **文献标识码** A

**doi:**10.3878/j.issn.1006-9895.1906.18191

# A Preliminary Study on the Relationship between the Plateau Transverse shear Line and the Plateau Vortex

DU Mei[1], LI Guo-Ping[1, 2], and LI Shanshan[3]

1 School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China;
2 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing 210044, China;
3 Institute of Heavy Rain, Wuhan, CMA, Wuhan 430205, China

**Abstract**: Based on the atmospheric motion equations and divergence equation, this paper analyze and discuss the stability of the disturbance involved with the transverse shear line (TSL) over the Tibetan Plateau (TP) and the dynamical mechanism of the Tibetan Plateau vortex (TPV) induced by the TSL then verify it by ERA-interim reanalysis data. It is concluded that the TSL is the important background field of TPV. The TPV induced by the transport of water vapor which located in the south of the TSL is associated with the adjustment of divergence field caused by the unbalanced of atmosphere, which is favorable for the formation of TPV in the position where the convergence is enhanced, the center of the TPV corresponds to the positive center of unbalanced items and the periphery of the TPV is negative area of unbalanced items. The area where the large negative value of unbalanced items coincides with the vapor convergence can indicate the location of precipitation. When the southwest winds increased and move toward the east or northeast, or

**收稿日期**：2018-07-09 **网络预出版日期**：

* 基金项目：国家重点研发计划项目 2018YFC1507200，国家自然科学基金项目 41675057、41765003、41675042.

通讯作者：李国平. E-mail: liguoping@cuit.edu.cn

作者简介：杜梅，1994 年 7 月，女，在读硕士研究生，主要从事天气动力学、高原天气方面的研究。E-mail：125994818@qq.com

when there is a negative center area of unbalanced item downstream of the TPV, the vortex moves to the same direction. If there is a cyclonic circulation in the TP and the center of the cyclonic circulation corresponds to the positive center of the unbalanced items, it is conducive to the formation of TPV; further, when the center of the vortex corresponds to the unbalanced positive center and the value of that increase continuously, it is also favorable for the development of the TPV.
**Key Words:** Plateau shear line; Unstable perturbation; Plateau vortex; Vapor convergence; Unbalanced items

# 1 引言

高原切变线、高原低涡是青藏高原独有的天气系统，其发生、发展及移动会引发青藏高原及下游地区暴雨等灾害性天气，相关研究已有不少（Gao,2000；刘晓冉等，2006；李山山等，2017a；李山山等，2017b），许多研究表明切变线、水汽和低涡之间的密切联系（屠妮妮，2010）。首先，切变线附近水汽辐合明显，高原切变线处于高原上的相对暖湿区，切变线附近存在相对湿度大值区,是水汽聚集带（罗雄等，2018；赵大军等，2018）；此外，切变线对低涡的形成维持也有重要作用，Li et al.（2011）讨论了高原低涡的演变机制，表明低涡的形成与 500hPa 西风带形成的西北风和孟加拉湾偏南风的辐合有关；Chen et al.（2003）通过数值模拟表明，正涡度场切变基流场与低涡之间的相互作用是东移低涡得以维持和发展的直接原因；Yu et al（2014）研究了持续东移离开高原的高原涡特征，并表明东移出高原的低涡位于切变环境场中。通过个例分析，研究表明高原切变线附近的水平辐合场有利于水汽的汇集及高原低涡进一步发展（马林，2003；李国平，2017），水汽辐合、切变线、对流活动等环境因子对高原低涡发生发展有重要作用（Zhang，2013）。另外，水汽还可以影响高原涡的东移及发展，郁淑华（2001）等通过数值模拟指出对流层中上部水汽对高原低涡的形成有重要作用，印度西部-阿拉伯海上空对流层中上部水汽增加有利于高原南部明显的气旋式弯曲及高原西南部位势高度降低,并在研究高原低涡移出高原的大尺度条件时指出，南支气流输送到东南部涡区且南支气流稳定或加强有利于低涡东移出高原(郁淑华,2008），且通过三次个例验证了南支气流对高原低涡移出高原的作用，表明低涡是在南支西南气流东移、加强的情况下移出高原（郁淑华等，2009)；柳草（2009）等应用 TRMM 卫星资料对青藏高原低涡结构分析表明，移出的低涡在高原上时始终处于水汽辐合带。

综上，高原切变线及水汽对于诱发高原低涡有重要贡献，但是目前的研究大多基于个例诊断、物理量分析或数值模拟，而高原切变线及水汽诱发高原低涡的动力学机制并不清楚，切变线诱发低涡及这两个低值系统相互作用会引发更强降水，因此有必要对此科学问题作近一步研究。本文基于不考虑摩擦的大气运动方程组及散度方程，研究高原横切变线与高原低涡的关系，以及伴随切变线的水汽输送与辐合对低涡的影响，期望加深高原切变线与高原低涡关系的认识，为相关天气监测、预报提供理论依据。

# 2 相关定义和方法

高原切变线是指 500hPa 等压面上，温度梯度小、三个测站风向对吹的辐合线或两个测站风向对吹且长度大于 5 个经(纬)距的辐合线（姚秀萍，2014)。高原低涡是指 500hPa 等压面上高原地区形成闭合等高线的低压或有 3 个站点风向呈气旋式的低涡环流（青藏高原气象科学研究拉萨会战组，1981），其水平尺度一般为 500km。因此，高原切变线、高原低涡均可视为$\alpha$ 中尺度系统，其中根据高原切变线形态又可以分为横切变线和竖切变线。

横切变线是指在 500hPa 等压面上生成于 28° N-35° N 之间，东西跨越 5 个经度以上，同纬圈夹角<45°，有风对吹或有明显气旋式切变的风向不连续线（刘富明，1987）。刘自牧等（2018）在高原横切变线客观识别方法中认为切变线由若干连续切变点组成，归纳出具有经向风、纬向风辐合特征的横切变点类型如图 1a 所示，王中（2007）等也从环流变化角度讨论后认为高原横切变线的成因可能是新疆地区有高压东移与西太平洋副热带高压（简称西太副高）西北侧的西南气流之间形成一条东北—西南走向的切变线（图 1a），此类型横切变线以南有明显的西南气流，西南风可将孟加拉湾水汽输送至切变线附近，因此可将高原切变线与高原低涡以及水汽联系起来，讨论高原横切变线与高原低涡之间关系以及水汽输送与辐合的贡献。参考高原横切变线气候学研究中定义横切变线的方法（Zhang et al.，2016），将切变线两侧的风场进行分解，仅考虑纬向风切变（图 1b），则有如图 2 所示的风速分界面上扰动波动模型。

本文基于不考虑摩擦的大气运动方程组讨论了高原横切变线上扰动稳定性问题，以说明切变线作为环境场对高原低涡产生的作用，然后利用散度方程并通过横切变线以南水汽输送来探讨切变线诱发低涡的动力学机制，最后用再分析资料对一次切变线诱发高原低涡的过程进行了计算验证。

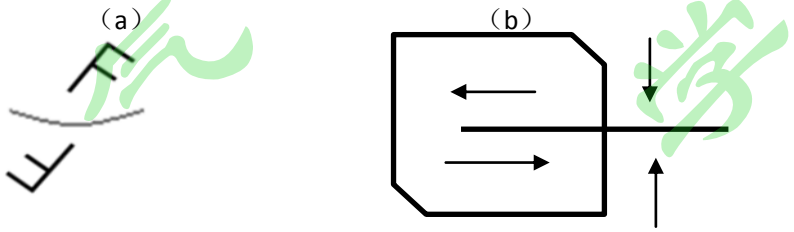



图 1 高原横切变线两侧风场结构示意图

(a) 横切变线两侧风场；(b) 风场分解图

Fig.1 Wind field structure on both sides of transverse shear line (a)Transverse shear line on both sides of the wind field; (b)decomposition of wind field on both sides of transverse shear line.

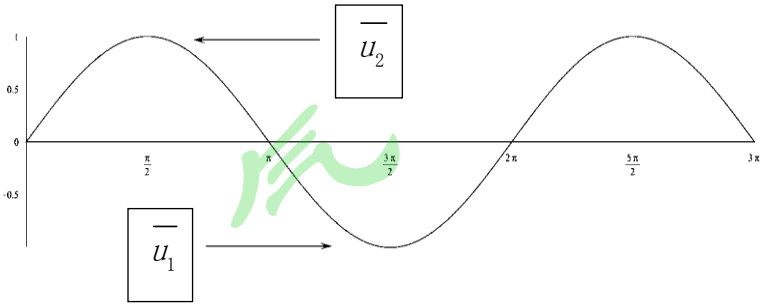



图 2 风速不连续分界面上的扰动（波动）示意图

Fig.2 The sketch of disturbance (wave) at the interface of wind speed

## 3 横切变线上扰动的不稳定及其与低涡的联系

本文讨论的高原横切变线也是夏季最易出现的高原切变线（何光碧，2013），可以仅考虑切变线两侧纬向风切变。借鉴谢义炳（1964）研究赤道辐合带上扰动稳定性问题的方法，我们可讨论风速分界面上扰动的稳定性问题，以此来分析高原切变线与高原低涡的关系。

自由大气运动方程组为：

$$\begin{cases}\dfrac{\partial u}{\partial t}+u\dfrac{\partial u}{\partial x}+v\dfrac{\partial u}{\partial y}+w\dfrac{\partial u}{\partial z}=-\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial p}{\partial x}+fv\\ \dfrac{\partial v}{\partial t}+u\dfrac{\partial v}{\partial x}+v\dfrac{\partial v}{\partial y}+w\dfrac{\partial v}{\partial z}=-\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial p}{\partial y}-fu\\ \dfrac{\partial w}{\partial t}+u\dfrac{\partial w}{\partial x}+v\dfrac{\partial w}{\partial y}+w\dfrac{\partial w}{\partial z}=-\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial p}{\partial z}-g\\ \dfrac{\partial \rho}{\partial t}+\dfrac{\partial \rho u}{\partial x}+\dfrac{\partial \rho v}{\partial y}+\dfrac{\partial \rho w}{\partial z}=0\end{cases} \tag{1}$$

采用小扰动法（$u=\bar{u}+u';v=v';w=w';\rho=\rho;p=\bar{p}(y,z)+p'$）线性化后得：

$$\begin{cases}\dfrac{\partial u'}{\partial t}+\bar{u}\dfrac{\partial u'}{\partial x}=-\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial p'}{\partial x}+fv'\\ \dfrac{\partial v'}{\partial t}+\bar{u}\dfrac{\partial v'}{\partial x}=-\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial p'}{\partial y}-fu'\\ \dfrac{\partial w'}{\partial t}+\bar{u}\dfrac{\partial w'}{\partial x}=-\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial p'}{\partial z}\\ \dfrac{\partial \rho u'}{\partial x}+\dfrac{\partial \rho v'}{\partial y}+\dfrac{\partial \rho w'}{\partial z}=0\end{cases} \tag{2}$$

假设大气正压且密度-速度场无水平辐合辐散，则有：

$$\begin{cases}\dfrac{\partial u'}{\partial t}+\bar{u}\dfrac{\partial u'}{\partial x}=-\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial p'}{\partial x}+fv'\\ \dfrac{\partial v'}{\partial t}+\bar{u}\dfrac{\partial v'}{\partial x}=-\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial p'}{\partial y}-fu'\\ \dfrac{\partial \rho u'}{\partial x}+\dfrac{\partial \rho v'}{\partial y}=0\end{cases} \tag{3}$$

令 $m_1=\rho u';m_2=\rho v'$，则（3）式前两项改写为：

$$\begin{cases}\dfrac{\partial m_1}{\partial t}+\bar{u}\dfrac{\partial m_1}{\partial x}=-\dfrac{\partial p'}{\partial x}+fm_2\\ \dfrac{\partial m_2}{\partial t}+\bar{u}\dfrac{\partial m_2}{\partial x}=-\dfrac{\partial p'}{\partial y}-fm_1\end{cases} \tag{4}$$

将（4）式变形得：

$$(\frac{\partial}{\partial t}+\bar{u}\frac{\partial}{\partial x})(\frac{\partial^2 m_2}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 m_2}{\partial y^2})=0 \tag{5}$$

设波动解为：

$$m_2=M_2(y)e^{i(kx-\omega t)} \tag{6}$$

将（6）式带入（5）式得到：

$$\frac{d^2M_2}{dy^2}-k^2M_2=0 \tag{7}$$

如图 1（b），（3）式切变线两侧边界条件为：

$$y=\pm y_0\text{时，}v'=0 \tag{8}$$

分界面上（y=0 处）满足条件：

$$\begin{cases}v'=\dfrac{\partial \eta}{\partial t}+\bar{u}\dfrac{\partial \eta}{\partial x}\\ p_1'=p_2'\end{cases} \tag{9}$$

其中 $\eta$ 为分界面形状，$P_1'$ 代表切变线以南气压；$P_2'$ 代表切变线以北气压，则在 $\pm y_0$ 范围内的通解为：

$$\begin{cases} M_2 = c_1 e^{k(y-y_0)} + c_2 e^{-k(y-y_0)}, & \text{分界面以北} \\ M_2 = c_1 e^{k(y+y_0)} + c_2 e^{-k(y+y_0)}, & \text{分界面以南} \end{cases} \tag{10}$$

同（6）式，设波动解形式为

$$m_1 = M_1(y)e^{i(kx-\omega t)}, \quad p' = p(y)e^{i(kx-\omega t)}, \quad \eta = He^{i(kx-\omega t)} \tag{11}$$

将（6）式带入（8）式，在边界 $y = \pm y_0$ 处，则有：

$$M_2 = 0 \tag{12}$$

将（11）式带入（8）式，则分界面上（ $y = 0$ ）：

$$M_2 = \rho H(-i\omega + \bar{u}ik) = \rho Hi(\bar{u}k - \omega)$$

令 $R = (\bar{u}k - \omega)$，则 $y = 0$ 时有：

$$\begin{cases} M_2 = \rho Hi(\bar{u}k - \omega) \\ P_1 = P_2 \end{cases} \tag{13}$$

结合（10）、（12）、（13）式得方程（10）的特解，在分界面以南：

$$M_2 = c_1 e^{k(y+y_0)} + c_2 e^{-k(y+y_0)}$$

当 $y = -y_0$ 时，$M_2 = 0$，得 $c_2 = -c_1$

当 $y = 0$ 时，$M_2 = \rho HiR$，得 $c_1 = \dfrac{\rho HiR}{e^{ky_0} - e^{-ky_0}}$

则在切变线以南有特解：

$$M_2^{\,s} = \frac{i\rho_1 R_1 H}{shky_0} shk(y + y_0) \tag{14}$$

其中右上角‘s’代表切变线以南的解。

同理可得切变线以北的特解为：

$$M_2^{\,n} = \frac{i\rho_2 R_2 H}{shky_0} shk(y - y_0) \tag{15}$$

其中右上角‘n’代表切变线以北的解。

将（11）式带入方程（4）变形可得：

$$p = -i\left(\frac{f}{k}M_2 + \frac{R}{K^2}\frac{\partial M_2}{\partial y}\right) \tag{16}$$

（14）、（15）式带入（16）式，在切变线以南有：

$$p_1 = \frac{f}{k}\frac{\rho_1 R_1 H}{shky_0} shk(y + y_0) + \frac{\rho_1 H R_1^{\,2}}{kshky_0} chky(y + y_0) \tag{17}$$

在切变线以北有：

$$p_2 = -\left[\frac{f}{k}\frac{\rho_2 R_2 H}{shky_0} shk(y - y_0) + \frac{\rho_2 H R_2^{\,2}}{kshky_0} chky(y - y_0)\right] \tag{18}$$

利用分界面条件当 $y = 0$ 时，$P_1 = P_2$ 得：

$$R_1^{\,2} ctghky_0 + R_2^{\,2} ctghky_0 + fR_1 - fR_2 = 0 \tag{19}$$

将 $R_1 = (\bar{u}_1 k - \omega)$，$R_2 = (\bar{u}_2 k - \omega)$ 一并带入（19）式得：

$$2ctghky_0\omega^2 - 2k(\bar{u}_1 + \bar{u}_2)ctghky_0\omega + k^2(\bar{u}_1^{\,2} + \bar{u}_2^{\,2})ctghky_0 + fk(\bar{u}_1 - \bar{u}_2) = 0 \tag{20}$$

（20）式方程的判别式为：

$$A=2\mathrm{k}(\bar{u}_1+\bar{u}_2)\mathrm{ctghky}_0]^2-4\times 2\mathrm{ctghky}_0[\mathrm{k}^2(\bar{u}_1^{\,2}+\bar{u}_2^{\,2})\mathrm{ctghky}_0+fk(\bar{u}_1-\bar{u}_2) \tag{21}$$

（20）式即为高原横切变线上波动的圆频率方程，判断波动稳定性的充分条件为上式一元二次方程是否有虚根，即判断 $A$ 的正负情况。

当波动处于不稳定状态时，满足以下条件：

$$A<0 \tag{22}$$

则有波动不稳定的充分条件：

$$(\bar{u}_1-\bar{u}_2)^2+\frac{2f}{k\,\mathrm{ctghky}_0}(\bar{u}_1-\bar{u}_2)>0 \tag{23}$$

当 $\bar{u}_1>\bar{u}_2$，上式恒成立，即圆频率 $\omega$ 的解为复数（ $\omega_i\neq 0$ ），则必有波动不稳定发展。

从以上理论分析可知，当横切变线两侧风呈气旋性切变时（ $\bar{u}_1>\bar{u}_2$ ），风速分界面上扰动总会呈现不稳定发展。若将低涡视为扰动，说明高原横切变线是高原低涡产生的重要背景场，横切变线附近容易诱发低涡的产生。但风速分界面上扰动的不稳定发展并不一定必定形成低涡，还需要结合其它因素一并考虑。

## 4 横切变线影响低涡的动力学机制

本文讨论的高原横切变线以南为西南风，西南气流将孟加拉湾水汽输送到切变线附近，西南气流强时，水汽输送强，在切变线附近强辐合场作用下导致水汽辐合亦强，因此可通过讨论横切变线以南西南风水汽输送与水汽辐合作用的方式来研究切变线影响低涡生成、发展及移动的动力学机制。

对中尺度系统而言，散度的重要性不可忽略，它与中尺度系统发生发展有着比涡度更加密切的关系（Zhao, 1999），因此下面我们用散度方程分析高原切变线、高原低涡。借鉴研究低空急流激发暴雨的动力学机制的方法（陈忠明，1992a；陈忠明，1993），利用散度方程可间接讨论水汽辐合对低涡生成的作用。

自由大气水平运动方程组：

$$\begin{cases}\dfrac{\partial u}{\partial t}+u\dfrac{\partial u}{\partial x}+v\dfrac{\partial u}{\partial y}=-\dfrac{\partial \phi}{\partial x}+fv\\[2ex] \dfrac{\partial v}{\partial t}+u\dfrac{\partial v}{\partial x}+v\dfrac{\partial v}{\partial y}=-\dfrac{\partial \phi}{\partial y}-fu\end{cases} \tag{24}$$

得散度方程：

$$\frac{\partial D}{\partial t}=-\frac{\partial^2\phi}{\partial x^2}-\frac{\partial^2\phi}{\partial y^2}-(\frac{\partial u}{\partial x})^2-(\frac{\partial v}{\partial y})^2-u\frac{\partial D}{\partial x}-v\frac{\partial D}{\partial y}-2\frac{\partial v}{\partial x}\frac{\partial u}{\partial y}-\beta u+f\zeta \tag{25}$$

其中（水平）散度 $D=\partial u/\partial x+\partial v/\partial y$ 。

高原切变线、低涡是 $\alpha$ 中尺度系统，略去（25）式中的 $\beta$ 项得：

$$\begin{aligned}\frac{\partial D}{\partial t}&=-\frac{\partial^2\phi}{\partial x^2}-\frac{\partial^2\phi}{\partial y^2}+f\zeta-(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y})^2-u\frac{\partial D}{\partial x}-v\frac{\partial D}{\partial y}-2\frac{\partial v}{\partial x}\frac{\partial u}{\partial y}+2\frac{\partial u}{\partial x}\frac{\partial v}{\partial y}\\&=-(\nabla^2\phi-f\zeta)-D^2-(u\frac{\partial D}{\partial x}+v\frac{\partial D}{\partial y})+2J(\mathrm{u},\mathrm{v})\end{aligned} \tag{26}$$

其中 $J(\mathrm{u},\mathrm{v})=(\partial u/\partial x)(\partial v/\partial y)-(\partial u/\partial y)(\partial v/\partial x)$ 为形变项，表示风场水平切变对局地散度的作用；$(\nabla^2\phi-f\zeta)$ 为非地转项，即散度变化取决于位势高度和涡度变化的相对大小；$D^2$ 为散度平方项。

（24）式第一式变形得：

$$\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+v\frac{\partial v}{\partial x}-v\frac{\partial v}{\partial x}+v\frac{\partial u}{\partial y}=-\frac{\partial \phi}{\partial x}+fv \tag{27}$$

$$\frac{\partial u}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}(\frac{u^{2}+v^{2}}{2})-(\zeta+\mathrm{f})\mathrm{v}=-\frac{\partial \phi}{\partial x} \tag{28}$$

同理（24）式变形得：

$$\begin{cases}\dfrac{\partial u}{\partial t}-(\zeta+\mathrm{f})\mathrm{v}=-\dfrac{\partial E}{\partial x}\\ \dfrac{\partial v}{\partial t}+(\zeta+\mathrm{f})\mathrm{v}=-\dfrac{\partial E}{\partial y}\end{cases} \tag{29}$$

其中 $E=\phi+(u^{2}+v^{2})/2$

得散度方程变形：

$$\begin{aligned}\frac{\partial D}{\partial t}&=-\nabla^{2}E+v\frac{\partial \zeta}{\partial x}-u\frac{\partial \zeta}{\partial y}+(\zeta+\mathrm{f})(\frac{\partial v}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial y})\\&=-\nabla^{2}E+(\zeta+\mathrm{f})(\frac{\partial v}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial y})+\nabla(\zeta+\mathrm{f})\times\vec{v}\end{aligned} \tag{30}$$

（30）式是相较于经典散度方程的一种新形式。其中 $\nabla=\partial/\partial x\vec{i}+\partial/\partial y\vec{j}$ 为二维拉普拉斯算子，$\vec{v}=u\vec{i}+v\vec{j}$ 为二维风矢量场。

一般讨论大尺度系统运动时，风压场满足平衡关系，即在水平无辐合辐散条件下的平衡方程为：

$$-\nabla^{2}E+(\zeta+\mathrm{f})(\frac{\partial v}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial y})+\nabla(\zeta+\mathrm{f})\times\vec{v}=0 \tag{31}$$

上式与陈忠明（1992b）得到中尺度运动准平衡关系一致，（30）式将散度局地变化和大气平衡状态联系起来，将 $-\nabla^{2}E+(\zeta+\mathrm{f})(\partial v/\partial x-\partial u/\partial y)+\nabla(\zeta+\mathrm{f})\times\vec{v}$ 称为非平衡项。陈忠明（1992a）应用此方法分析了低空急流与暴雨的联系，得出低空急流轴左侧一般有非平衡项负值区（上升运动），低空急流轴右侧有非平衡项正值区（下沉运动）。由于该类型横切变线以南为西南风，（30）式右边又是散度变化（$\frac{\partial D}{\partial t}$）的制造项，类比可推论在水汽输送带北侧横切变线附近有非平衡项负值区，非平衡项负值减小的位置有利于高原低涡生成；有些高原低涡（尤其是暖性且强度较强的）结构特点与热带气旋类低涡相似，低涡四周为上升运动，低涡中心为下沉运动（李国平等，2002），因此低涡中心对应非平衡项正值中心，四周对应非平衡项负值区。由（30）式可知，当 $-\nabla^{2}E+(\zeta+\mathrm{f})(\partial v/\partial x-\partial u/\partial y)+\nabla(\zeta+\mathrm{f})\times\vec{v}\neq 0$，即大气处于不平衡状态，会引起风场和气压场调整，使散度场发生变化。低涡发展加强阶段，低涡以南西南风增强，对低涡中心而言，$-\nabla^{2}E+(\zeta+\mathrm{f})(\partial v/\partial x-\partial u/\partial y)+\nabla(\zeta+\mathrm{f})\times\vec{v}>0$ 且数值随时间增大，辐散增强且增幅不断增大，低涡中心的下沉运动加强，有利于低涡发展，伴随着低涡以南西南风带的增强东移，非平衡项正值中心也增强东移，低涡亦随之加强东移；对低涡外围来讲，非平衡项 $-\nabla^{2}E+(\zeta+\mathrm{f})(\partial v/\partial x-\partial u/\partial y)+\nabla(\zeta+\mathrm{f})\times\vec{v}<0$ 时且数值随时间减小，辐合增强且增幅增大，低涡四周的上升运动不断加强，有利于低涡发展。低涡减弱消散阶段，低涡以南西南风减弱，整体辐散加强，低涡四周上升运动减弱，非平衡项正值区向外扩展，低涡中心下沉运动增幅减小，非平衡项正值中心数值减小，由以上分析可以看出与低涡中心对应的非平衡项正值减小的时段即低涡强度减弱的时段。

需要说明的是，在利用方程组（1）讨论横切变线影响低涡的动力学机制以及分析水汽输送影响低涡生成发展时，本文尚没有直接把水汽因子考虑进去，而是借鉴陈忠明（1992b）等人在研究低空急流激发暴雨的动力学机制时的作法，通过水平辐合来代表切变线以南的西南风水汽输送与水汽辐合诱发低涡的作用，以揭示切变线诱发低涡的动力学机制。但并不是横切变线以南水汽输送都能诱发低涡生成，只有在西南气流较强或增强且水汽输送带以北非平衡项负值减小时，才有利于低涡生成。低涡生成后，当向低涡底部输送水汽的西南风增强并向东北方向扩展时，伴随着非平衡项正值中心增强及向东北方向移动，低涡也增强并同向移动，因此西南暖湿气流的增强、东移可预示高原低涡的增强、东移。

## 5 动力学机制的实例验证

下面利用时间分辨率为 6 小时、空间分辨率为 1°×1°的欧洲中心（ECMWF）ERA-interim 再分析资料，以及中国 CMORPH 融合的逐时降水资料整合的 6 小时累积降雨量对 2015 年 6 月 13 日-15 日（世界时，下同）一次切变线诱发低涡的天气个例进行分析。从环流形势分析来看（图 3），500hPa 欧亚大陆环流形势为“两槽一脊”型，乌拉尔山东侧的西风槽加深发展，槽底西风带在高原大地形作用下形成南北绕流形势。青海附近的浅脊发展，对应风场上为反气旋环流，其底部的东北风与南部西南风在高原中部形成一横切变线（图 3a），由于西风气流加强，30° N 附近的南支槽加深，高原南部西南风加强，与此同时，有一支西风气流从塔勒噶依山口受地形作用形成西北风，与高原东北部东南风形成气旋性辐合，横切变线逐渐减弱东移，西段的低涡生成并迅速发展（图 3d），随着南支西南气流增强向东北方向移动，低涡亦增强，同向移动，在西藏北部达到最强，移入青海后强度逐步减弱。此次过程分为三个阶段：6 月 13 日 18 时到 6 月 14 日 06 时（图 3a-图 3c）为切变线阶段；14 日 06-14 日 12 时（图 3c-图 3d）为切变线减弱、低涡生成阶段；14 日 12 时到-15 日 18 时（图 3e-图 3f）为低涡加强发展阶段。

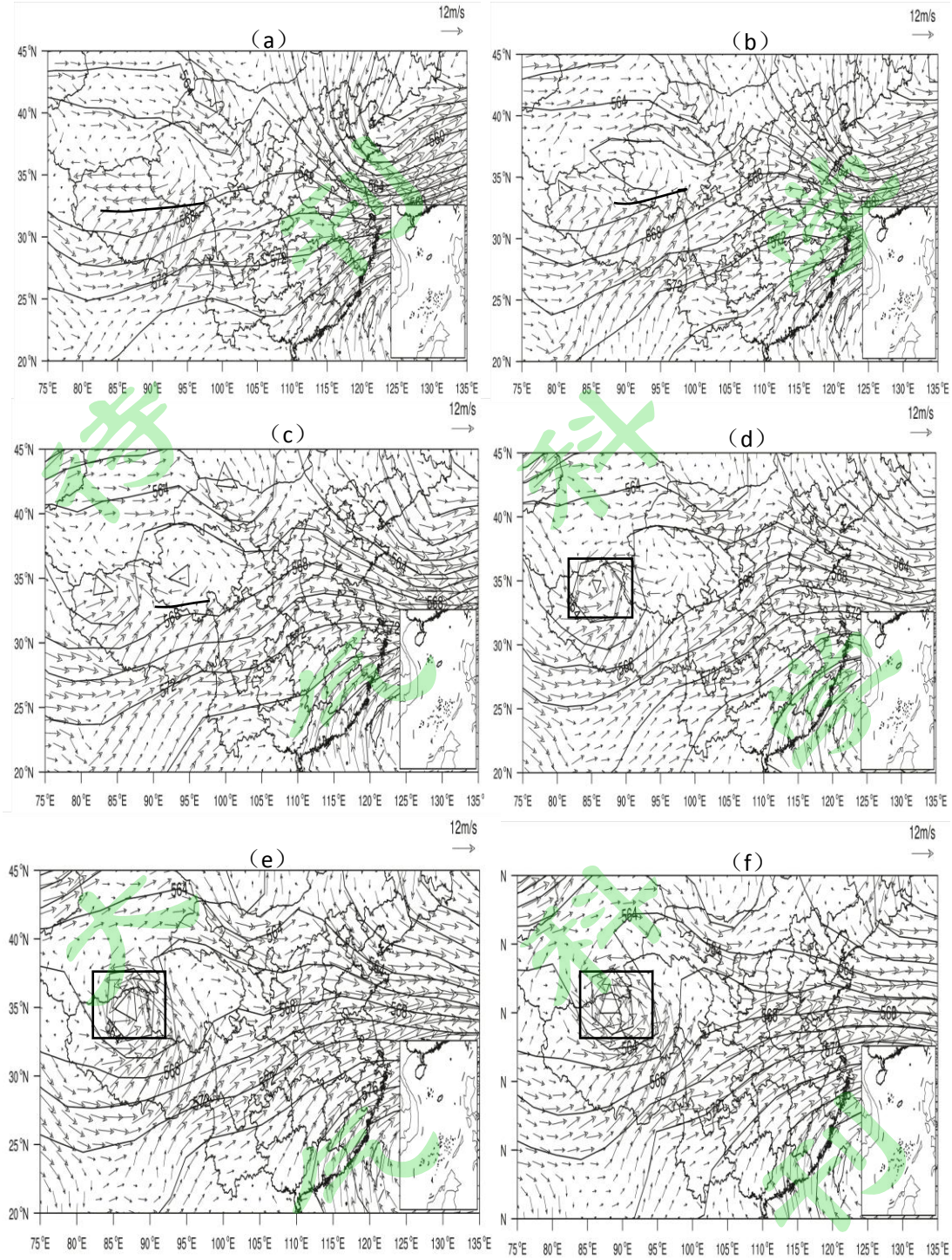



图 3 2015 年 6 月 13–15 日 500hPa 位势高度场(等值线, 单位:dagpm)和风场(箭头, 单位: m • $s^{-1}$). 黑色加粗实线代表高原横切变线，黑色方框代表高原低涡

(a) 6 月 13 日 18:00; (b) 6 月 14 日 00:00; (c) 6 月 14 日 06:00; (d) 6 月 14 日 12:00; (e) 6 月 14 日 18:00; (f) 6 月 15 日 00:00

Fig.3 The geopotential height field (contour, unit: dagpm) and wind field (arrow, unit: m $s^{-1}$) of 500hPa during the period of 13-15 June 2015. The black solid line represents the plateau transverse shear line, and the black box represents the center of the plateau vortex (a) at 18:00 on 13; (b) at 00:00 on 14; (c) at 06:00 on 14; (d) at 12:00 on 14; (e) at 18:00 on 14; (f) at 00:00 on 15.

从水汽通量、水汽通量散度叠加图来看（图 4），在切变线阶段，切变线附近均为水汽通量辐合区，数值为$-1\sim-2\times10^{-7}$g cm$^{-2}$ hPa$^{-1}$ s$^{-1}$，当切变线东段以南西南风强，水汽通量数值也大，切变线附近水汽通量辐合也强，中心数值达到$-3\times10^{-7}$g cm$^{-2}$ hPa$^{-1}$ s$^{-1}$，表明切变线以南西南风输送水汽并在切变线附近辐合，水汽来源于孟加拉湾和阿拉伯海。6 月 14 日 06 时-12 时，切变线减弱、低涡形成，低涡东侧边缘是水汽通量辐合大值中心，伴随着西南风增强向东北方向移动，水汽通量数值也增大，水汽通量辐合增强至$-4\times10^{-7}$g cm$^{-2}$ hPa$^{-1}$ s$^{-1}$并同向移动。

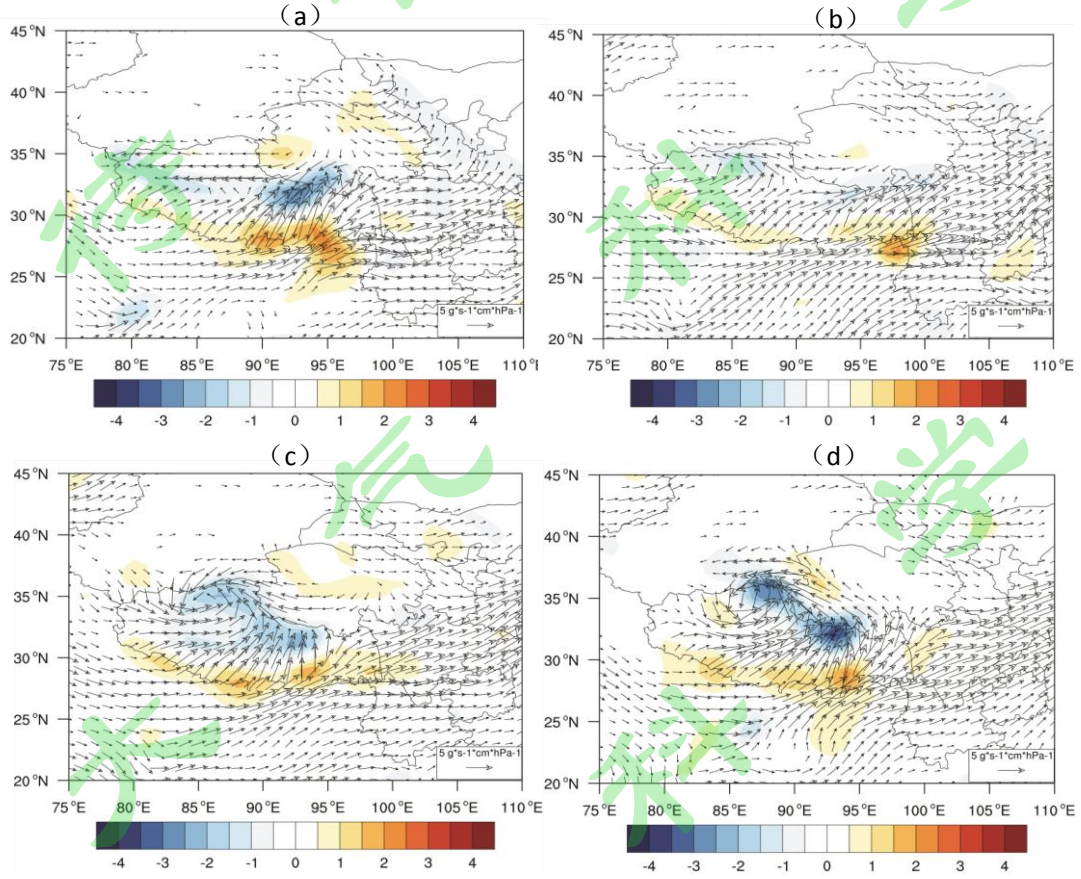



图 4 2015 年 6 月 13-14 日 500hPa 水汽通量(箭头,单位:g·hPa$^{-1}$·cm$^{-1}$·s$^{-1}$)、水汽通量散度(阴影,单位:10$^{-7}$g·cm$^{-2}$·hPa$^{-1}$·s$^{-1}$)叠加图 (a)6 月 13 日 18:00; (b)6 月 14 日 06:00; (c)6 月 14 日 12:00; (d)6 月 14 日 18:00.

Fig.4 The water vapor flux (arrow, unit: g hPa-1 cm-1 s-1) and vapor flux divergence (color area, unit: 10-7g cm-2 hPa-1 s-1) of 500hPa during the period of 13-14 June 2015 (a) at 18:00 on 13; (b) at 06:00 on 14; (c) at 12:00 on 14; (d) at 18:00 on 14.

从水汽通量散度和非平衡项叠加图并对比 6 小时累积降水量来看（图 5），水汽通量散度与非平衡项负值大值重合的位置与未来 6 小时降水区对应较好。切变线时段，降水位于强西南风与东北风交汇处（图 5b、5d、5f）。切变线减弱、低涡生成阶段，降水位于气旋式环流周边，中心区域几乎没有降水。6 月 14 日 06:00-18:00 川西高原降水增加至 30mm 与青海西北风及 850hPa 东北风回流冷空气增强有关, 也可能与扰动不稳定能量先于扰源到达下游地区密切相关。非平衡项反映大气动力状况，水汽通量辐合表明水汽辐合上升，是降水发生必不可少的条件，因此水汽通量辐合大值区与非平衡项大值重合的区域可指示降水发生的位置。

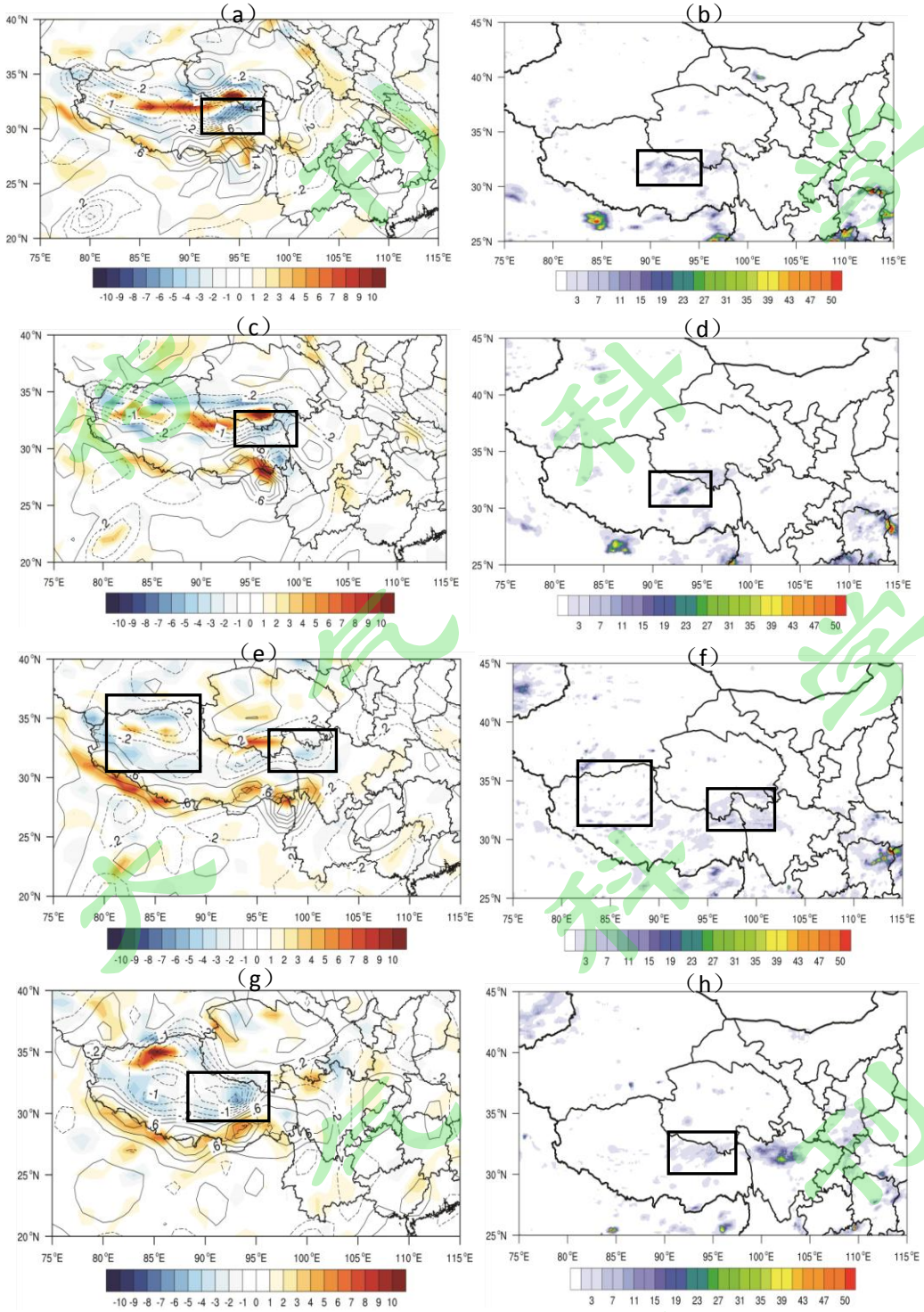



图 5 2015 年 6 月 13–14 日 500hPa 非平衡项(阴影, 单位:$10^{-9}s^{-2}$)、水汽通量散度(等值线, 单位:$10^{-7}g\cdot cm^{-2}\cdot hPa^{-1}\cdot s^{-1}$)叠加图(a, c, e, g)和 6 小时累积降雨量(阴影, 单位:mm)(b, d, f, h), 其中图 a, c, e, g 中方框代表水汽通量辐合大值区与非平衡项负值大值重合的位置，图 b, d, f, h 中方框代表降雨位置 (a) 6 月 13 日 18:00; (b) 6 月 13 日 18:00-14 日 00:00 累积降雨量; (c) 6 月 14 日 00:00; (d) 6 月 14 日 00:00-14 日 06:00 累积降雨量; (e) 6 月 14 日 06:00; (f) 6 月 14 日 06:00-14 日 12:00 累积降雨量. (g) 6 月 14 日 12:00; (h) 6 月 14 日 12:00-14 日 18:00 累积降雨量.

Fig.5 The unbalanced items(color area, unit: $10^{-9}s^{-2}$ ), vapor flux divergence(contour, unit: $10^{-7}g\ cm^{-2}\ hPa^{-1}\ s^{-1}$)of 500hPa(a, c, e, g) and 6-hour accumulated precipitation(color area, unit: mm) (b, d, f, h)during the period of

13-14 June 2015.The box in the graph a, c, e, g represents the position where the large value of the water vapor flux convergence coincides with the large negative value of the unbalanced item, the blocks in the graphs b, d, f, h represent the rainfall position (a) at 18:00 on 13; (b) the accumulated precipitation from 18:00 on June 13 to 00:00 on June 14; (c) at 00:00 on 14;(d) the accumulated precipitation from 00:00 to 06:00 on June 14; (e) at 06:00 on 14; (f) the accumulated precipitation from 06:00 to 12:00 on June 14;(g) at 12:00 on 14; (h) the accumulated precipitation from 12:00 to 18:00 on June 14.

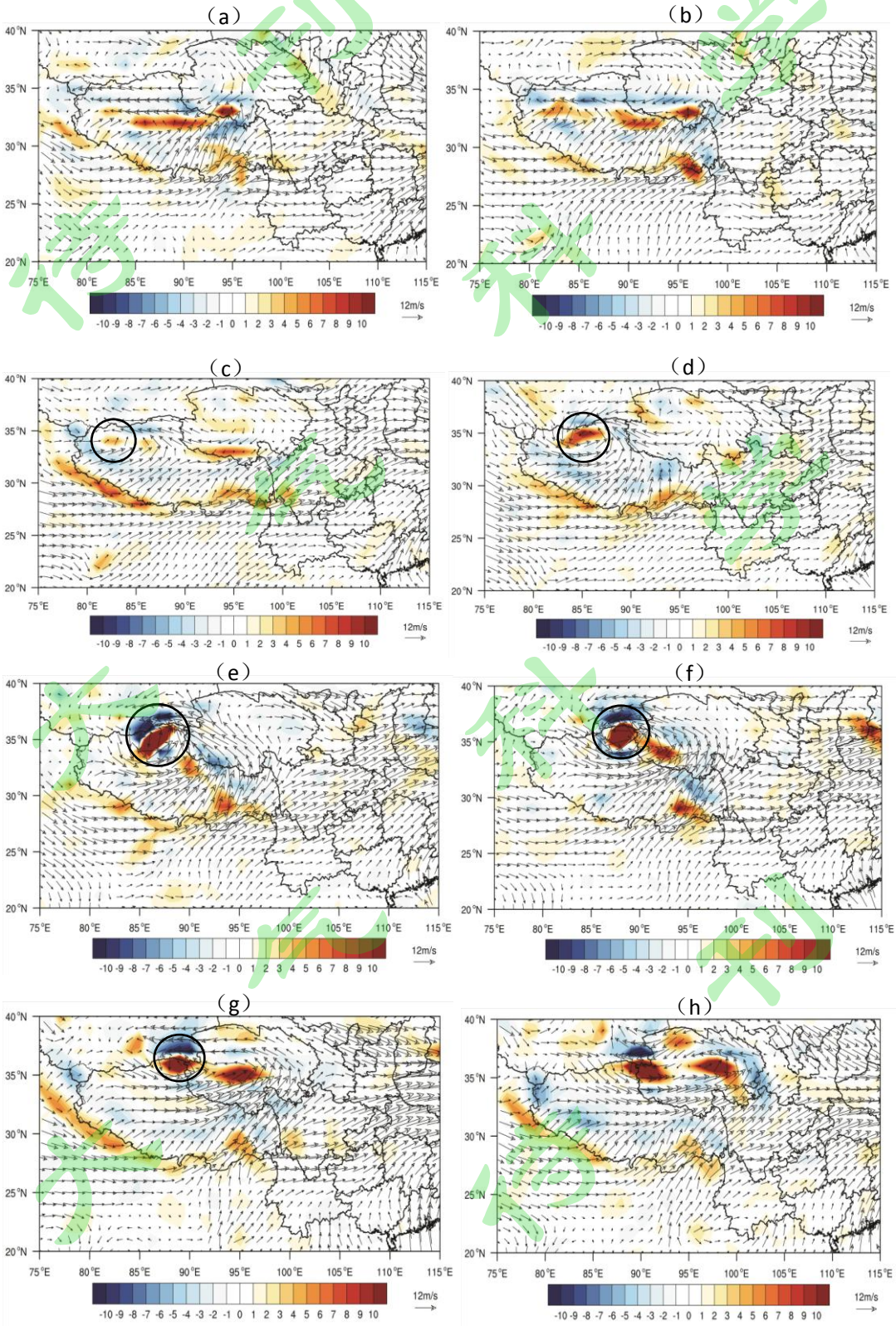


图 6 2015 年 6 月 13-15 日 500hPa 流场(箭头, 单位: m • $s^{-1}$)和非平衡项叠加图(阴影, 单位:$10^{-9}s^{-2}$) (a) 6 月 13 日 18:00; (b) 6 月 14 日 00:00; (c) 6 月 14 日 06:00; (d) 6 月 14 日 12:00; (e) 6 月 14 日 18:00; (f) 6 月 15 日 00:00; (g) 6 月 14 日 06:00; (h) 6 月 15 日 12:00; 其中圆圈代表高原低涡

Fig.6 The wind field(arrow, unit: m • $s^{-1}$) and unbalanced items(color area, unit: $10^{-9}s^{-2}$ ) of 500hPa during the period of 13-15 June 2015 (a) at 18:00 on 13; (b) at 06:00 on 14; (c) at 06:00 on 14; (d) at 12:00 on 14; (e) at 18:00 on 14; (f) at 00:00 on 15; (g) at 06:00 on 15; (h) at 12:00 on 15; where the circle represents the plateau vortex.

从流场和非平衡项叠加图来看（图 6），6 月 13 日 18 时（图 6a）切变线东段偏南为非平衡项负值大值区，是由于切变线东段以南强西南风（风速 12m/s）引起水汽辐合增强导致，切变线以北为非平衡项负值区，是辐合增强的位置。伴随着切变线以南西南风大值中心向东北方向移动，切变线略向东北移动，强度略有减弱，6 月 14 日 00 时（图 6b）切变线北侧非平衡项负值增至$-4\times10^{-9}s^{-2}$，切变线西段有一弱气旋式环流，其中心与非平衡正值中心对应，四周为增大的非平衡项负值区，预示气旋式环流会进一步发展，从而有利于低涡生成。西南风大值中心快速东移出高原，切变线以南西南风从 12m $s^{-1}$ 减小至 8m $s^{-1}$，切变线东移强度逐渐减弱；6 月 14 日 06 时，切变线西段气旋式环流中心仍对应非平衡正值区，伴随着高原东南部西南风、西北侧西北风、东北部反气旋西侧东南风增强（图 6d），6 月 14 日 12 时（图 6d）低涡生成，低涡中心与非平衡项正值中心对应，低涡东北方有一弱非平衡项负值中心，预示低涡会发展加强向东北方向移动。低涡以南西南风快速增强至 16m $s^{-1}$ 并向东北方向移动，非平衡项项正值中心也增强至 $10\times10^{-9}s^{-2}$ 以上向东北方向移动（图 6f），低涡也随之加强同向移动。在低涡发展加强阶段，低涡东移缓慢，这可能与低涡南侧西南风带东移缓慢以及低涡东侧边缘出现弱非平衡项正值中心有关。6 月 15 日 00 时低涡发展达最强。伴随着低涡南部西南风大值中心快速东移，低涡以南西南风减小，非平衡项正值中心值减小，低涡将减弱东移（图 6g）；6 月 15 日 06 时西南风大值中心移出高原，非平衡项正值中心继续减小，低涡强度再次减弱，环流形势不利于低涡维持，低涡快速东移拉长消失。

从 500hPa 相对涡度纬向-时间剖面图看（图 7），500hPa 上明显的正涡度核东传。14 日 12 时到 15 日 00 时低涡快速发展, 相对涡度最大值达$18\times10^{-5}s^{-1}$，东移缓慢；15 日 00 时-18 时低涡强度逐渐减弱，涡度减小至$10\times10^{-5}s^{-1}$，正涡度中心和低涡中心对应。

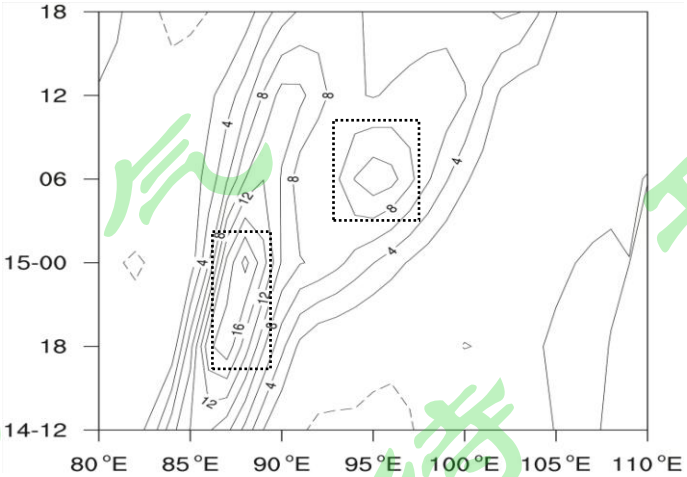


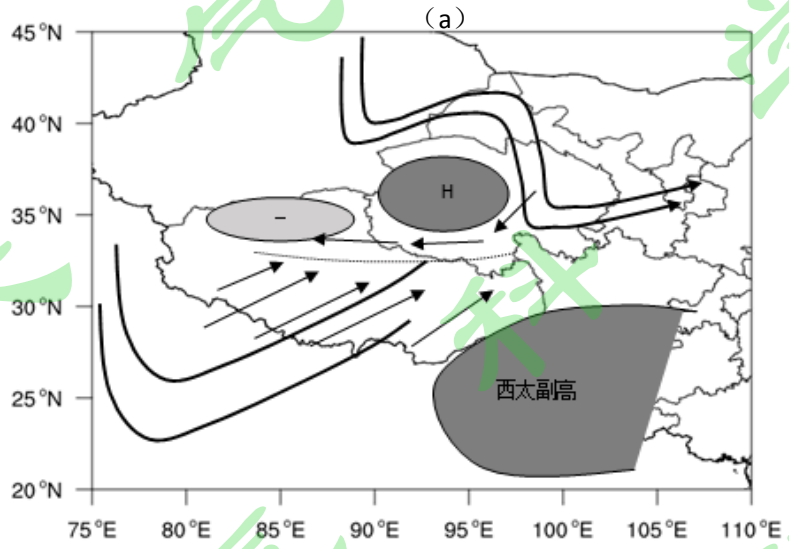

图 7 2015 年 6 月 14 日 12 时—15 日 18 时 500hPa 沿 35°N 相对涡度纬向时间剖面图( 单位: $10^{-5}s^{-1}$). 方框代表最大涡度中心

Fig.7 The zonal-time profile of relative vorticity along 35°N at 500hPa from 12:00 on June 14 to 18:00 on June 15 2015(contour, unit: $10^{-5}s^{-1}$). The box represents the maximum vorticity center

此个例说明横切变线以南水汽输送（切变线附近水汽辐合）对低涡的诱发作用并不是暖湿气流本身，而是大气处于不平衡状态引起散度场调整的结果，在辐合增强的位置有利于高原低涡的生成。因此，不是横切变线以南水汽输送都能诱发低涡生成，只有在南支西南气流强或增强，水汽输送带以北不平衡负值减小时有利于低涡的生成，由于高原低涡中心对应下沉运动，即非平衡项正值中心可指示高原低涡中心的位置。当向低涡底部输送水汽的西南风增强并向东北方向扩展时，伴随着非平衡项正值中心增强及向东北方向移动，低涡也增强同向移动，因此西南风增强东移可预示高原低涡的增强东移。

切变线作为低涡生成的重要环境场，低涡的生成及增强还有两个条件，一是环流形势有利于低涡的生成，如高原南部向低涡底部输送水汽的西南气流增强、高原西北侧有西北风流入并加强、东北部反气旋西侧的东南风增强；二是气旋式环流或低涡中心要与非平衡项正值中心对应且正值中心值不断增大，且四周为非平衡项负值区。影响低涡东移的因素也有两个，一是高原南部西南风增强向东北方向移动，二是低涡下游存在非平衡负值中心。

综上，高原北侧东北风与高原南部西南风之间形成横切变线，切变线附近偏北为非平衡项负值区（图 8a），伴随着切变线西北侧西北风流入、东北侧东南风及高原西南部西南风增强，横切变线西段形成气旋式环流有利于低涡发展（图 8b）。非平衡项正值中心数值的变化可以反映低涡强度的变化，当低涡南部西南风增强并向东北方向移动或当下游有非平衡项负值中心时，低涡亦同向移动（图 8c）。



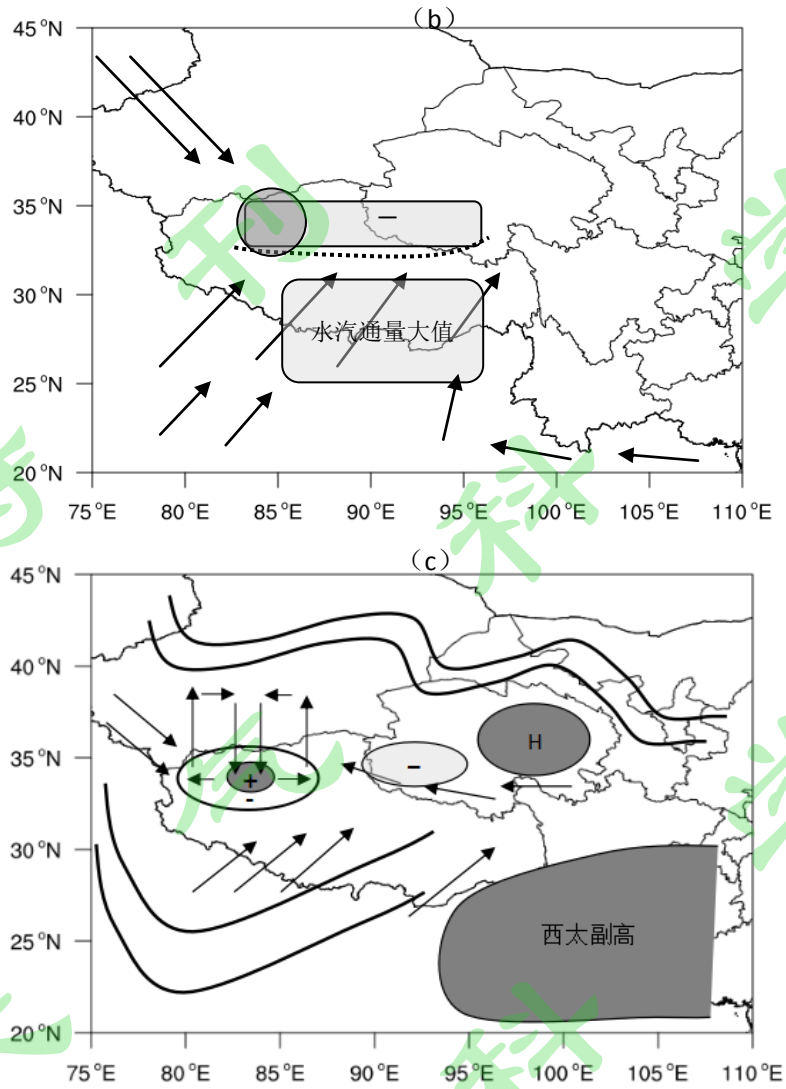



图 8 高原横切变线诱发高原低涡的概念模型图

(a)切变线阶段;(b)切变线、低涡、水汽耦合关系（灰色圆圈是低涡易产生的位置),虚线为切变线;(c)低涡生成前,+代表非平衡项正值,−代表非平衡项负值,H 代表小高压;箭头代表风向，南侧曲线代表南支槽,北侧曲线代表北支槽脊

Fig.8 The schematic graph of the vortex induced by shear line (a) the stage of shear line; (b) the coupling relationship of shear line, low vortex and water vapor (the gray circle is where the low vortex is easy to form), the dashed line is shear line; (c) before the stage of vortex, + represents unbalanced positive area，- represents unbalanced negative area, H represents the high pressure.
The arrow represents the wind direction, the south curve represents the south branch, and the north curve represents the north branch and ridge.

## 6 结论与讨论

本文利用大气运动方程组分析了高原横切变线上扰动稳定性问题及切变线诱发高原低涡的动力学机制，得到以下几点认识：

（1）高原横切变线上的扰动总是不稳定的，即高原横切变线是高原低涡产生的重要背景场，横切变线附近容易诱发低涡的生成。

（2）横切变线以南水汽输送对低涡的诱发作用是大气处于不平衡状态而引起散度场调整的结果，在水汽辐合增强的位置有利于低涡的生成。

（3）高原南部西南气流增强，水汽输送带以北非平衡项负值减小区有利于低涡生成，低涡中心与非平衡项正值中心对应，外围为非平衡项负值区。西南风增强向东北方向移动，伴随着非平衡项正值中心增强并向东北方向移动时，低涡亦增强同向移动。

（4）水汽通量辐合与非平衡项负值大值的重合区可指示未来 6 小时降水的落区。

（5）当气旋式环流中心与非平衡项正值中心对应时，有利于低涡生成；进一步当低涡中心与非平衡项正值中心对应且正值中心数值不断增大时，低涡会发展加强。

本文分析方法及结论对认识高原切变线以及伴随切变线的水汽输送对高原低涡诱发、加强的作用具有积极意义。但在讨论水汽输送对低涡生成及移动的作用时，尚没有在动力学方程组中直接考虑水汽因子，进行理论验证的实例还不多并且理论与实际的联系还不够紧密，影响低涡移速的内外因条件的讨论还不够深入，分析水汽辐合对低涡生成、移动的作用时，尚缺少与无水汽辐合条件下高原横切变线情况的对比，这些不足都有待以后研究来不断发展完善。

**参考文献(References)**


陈忠明. 1992a. 低空急流激发暴雨天气的初步研究 [J]. 高原山地气象研究, (2): 6-11. Chen Zhongming. 1992a. Preliminary studies on how low-level jets stimulate rainstorms [J]. Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese), 12 (2), 6-11.

陈忠明. 1992b. 大气内部不平衡激发暴雨天气的动力诊断 [J]. 科学通报, 37(14): 1342-1343. Chen Zhongming. 1992b. Dynamic diagnosis of rainstorm in unbalanced atmosphere [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 37(14), 1342-1343, doi:10.1007/BF02656973.

陈忠明. 1993. 散度方程简化及其应用研究的若干问题[J]. 大气科学, 17(5): 540-547. Chen Zhongming. 1993. Study of some problems in the application and simplification of divergence equation [J]. Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 17(5), 540-547, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1993.05.04.

Chen L S, Luo Z X. 2003. A preliminary study of the dynamics of eastward shifting cyclonic vortices [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 20(3): 323-332, doi:10.1007/BF02690790.

Gao S T. 2000. The instability of the vortex sheet along the shear line [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 17(4), 525-537, doi:10.1007/s00376-000-0016-7.

何光碧. 2013. 高原切变线研究回顾 [J]. 高原山地气象研究, 33(1): 90-96.He Guangbi. 2013. Review of the plateau shear line studies [J]. Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese), 33(1), 90-96, doi:10.3969/j.issn.1674-2184.2013.01.016.

柳草. 2009. 使用 TRMM 卫星资料对青藏高原低涡降水结构的分析研究[D]. 中国气象科学研究院硕士学位论文. Liu Cao. 2009. Analyze the low vortex precipitation structure in Qinghai-Tibet Plateau using TRMM data [D]. Chinese Academy of Meteorological Sciences.

刘晓冉, 李国平. 2006. 青藏高原低涡研究的回顾与展望[J]. 干旱气象, 24(1): 60-66. Liu Xiaoran, Li Guoping. 2006. Review and prospect of research on the Tibetan Plateau vortex[J]. Arid Meteorology (in Chinese), 24(1), 60-66, doi:10.3969/j.issn.1006-7639.2006.01.013.

李山山, 李国平. 2017a. 一次鞍型场环流背景下高原东部切变线降水的湿 Q 矢量诊断分析 [J]. 高原气象, 36(2):317-329. Li Shanshan, Li Guoping. 2017a. Diagnostic analysis based on wet Q-vector of a shear line with rain on the east side of Qinghai-Tibetan Plateau under the saddle pattern circulation background field [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 36 (2), 317-329, doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2016.00025.

李山山, 李国平. 2017b. 一次高原低涡与高原切变线演变过程与机理分析 [J]. 大气科学, 41(4):713-726. Li Shanshan, Li Guoping. 2017b. Evolution and mechanism analysis of a plateau

vortex and plateau shear line [J]. Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41(4), 713-726, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1611.16179.
罗雄, 李国平. 2018. 一次高原切变线过程的数值模拟与阶段性结构特征[J]. 高原气象, 37(2): 406-419. Luo Xiong, Li Guoping. 2018. Numerical Simulation and Stage Structure Characteristics of a Plateau Shear Line process [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 37(2), 406-419, doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2017.00046.
刘自牧, 李国平. 2018. 高原切变线的客观识别与时空分布的统计分析[J].大气科学. Liu Zimu, Li Guoping. 2018. Objective Identification of Tibetan Plateau Shear Line and Feature Analysis of Evolution in Space and Time [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese).
刘富明, 潘平山. 1987. 青藏高原横切变线南移的研究 [J]. 高原气象, 6(1): 56-64. Liu fuming, Pan Pingshan. 1987. A study on the moving southward of shear line with quasi E-W orientation over Qianghai-Xizang plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 6(1): 56-64.
李国平, 李山山, 黄楚惠. 2017. 高原切变线与高原低涡相互作用的研究现状与展望[J]. 地球科学进展, 32(9): 919-925. Li Guoping, Li Shanshan, Huang Chuhui. 2017. Research status and prospect of the interaction between Tibetan Plateau Shear Line and Tibetan Plateau vortex [J]. Advances in Earth Science (in Chinese), 32(9), 919-925, doi:10.11867/j.issn.1001-8166.2017.09.0919.
Li L, Zhang R H, Wen M. 2011. Diagnostic Analysis of the Evolution Mechanism for a vortex over the Tibetan Plateau in June 2008 [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 28(4), 797-808, doi:10.1007/s00376-010-0027-y.
李国平, 赵邦杰, 杨锦青. 2002. 地面感热对青藏高原低涡流场结构及发展的作用 [J]. 大气科学, 26(4): 519-525. Li Guoping, Zhao Bangjie, Yang Jinqing. 2002. A dynamical study of the role of surface sensible heating in the structure and intensification of the Tibetan plateau vortices [J]. Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26(4), 519-525, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2002.04.09.
马林, 张青梅, 赵春宁, 等. 2003. 青藏高原东部牧区春季雪灾天气的形成及其预报 [J]. 自然灾害学报, 12(3): 61-68. Ma Lin, Zhang Qingmei, Zhao Chunning. 2003. The forming and forecasting of winter snow-disaster weather in eastern pastoral-area of Qinghai-Xizang Plateau [J]. Journal of Natural Disasters (in Chinese), 12(3), 61-68, doi:10.3969/j.issn.1004-4574.2003.03.010.
青藏高原气象科学研究拉萨会战组. 1981. 夏半年青藏高原 500 毫巴低涡切变线研究 [M]. 北京: 科学出版社, 120-155. Lhasa Group of Tibetan Plateau Meteorology Research, 1981: Research of 500mb vortex and shear lines over the Tibetan Plateau in summer [M]. Beijing: Science Press (in Chinese), 120-155.
屠妮妮, 何光碧. 2010. 两次高原切变线诱发低涡活动的个例分析 [J]. 高原气象, 29(1): 90-98.Tu Nini, He Guanbgi. 2010. Case analysis on two low vortexes induced by Tibetan Plateau shear line [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 29(1), 90-98.
王中, 陈艳英. 2007. 触发重庆山洪灾害的典型环流和影响系统分析 [J]. 高原气象, 26(3): 609-614.Wang Zhong, Chen Yanying. 2007. Analyses on major effect systems and typical atmospheric circulation triggering mountain torrential disasters in Chongqing [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 26(3), 609-614, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2007.03.024.
谢义炳, 黄寅亮. 1964. 赤道辐合带上扰动不稳定性的简单理论分析 [J]. 气象学报, 34(2): 74-86. Xie Yibing, Huang Yanliang. 1964. A preliminary theoretical study about the instability of the waves along the intertropical convergence zone [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 34(2), 198-210, doi: 10.11676/qxxb1964.021.
郁淑华, 高文良. 2008. 青藏高原低涡移出高原的大尺度条件 [J]. 高原气象, 27(6): 1276-1287.Yu Shuhua, Gao Wenlaing. 2008. The large-scale conditions of the vortex moving out of Qinghai-Xizang Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 27(6), 1276-1287.

Yu S H, Gao W L, Peng J, et al. 2014. Observational facts of sustained departure Plateau vortexes [J]. Journal of Meteorological Research, 28(2), 296-307.
郁淑华, 何光碧. 2001. 对流层中上部水汽对高原低涡形成影响的数值试验 [J]. 大气科学学报, 24(4): 553-559.Yu Shuhua, He Guangbi. 2001. Numerical experiment of influence of water vapor in the middle and upper troposphere on the formation of vortex over the Tibetan plateau[J]. Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese), 24(4), 553-559, doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2001.04.014.
姚秀萍, 孙建元, 康岚等. 2014. 高原切变线研究的若干进展 [J]. 高原气象, 33(1): 294-300. Yao Xiuping, Sun Jianyuan, Kang Lan. 2014. Advances on research of shear convergence line over Qinghai-Xizang Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 33(1): 294-300, doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2013.00164.
郁淑华, 肖玉华, 高文良, 等. 2009. 南支气流对高原低涡移出高原影响的数值试验[J]. 高原山地气象研究, 29(3):1-7.Yu Shuhua, Xiao Yuhua, Gao Wenliang. 2009. Diagnose of effect of southwesterlies on Tibetan vortex moving east [J]. Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese), 29(3), 1-7, doi:1013969/j.issn.1674-2184 2009.03.001.
Zhao Q, Liu S S. 1999. Baroclinic mesoscale semi balanced and quasi balanced dynamic models [J]. Actacentiarum Naturalum Universitis Pekinesis, 35(1):89-100.
Zhang P F, Li G P, Fu X, et al. 2013. Clustering of Tibetan Plateau Vortices by 10–30-Day intraseasonal oscillation [J]. Mon.Wea.Rev, 142(1):290-300, doi:10.1175/mwr-d-13-00137.1.
赵大军, 姚秀萍. 2018. 高原切变线形态演变过程中的个例研究:结构特征[J]. 高原气象, 37(2): 420-431. Zhao Dajun, Yao Xiuping. 2018. Case study on Shape evolution of plateau shear line: structural characteristics [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 37(2), 420-431, doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2017.00066.
Zhang X, Yao X P, Ma J L, 2016. Climatology of transverse shear lin related to heavy rainfall over the Tibetan plateau during boreal summer [J]. J Meteor Res, 30(6):915-926, doi:10.1007/s13351-016-6952-7.