

张芳华,陈涛,杨舒楠,等. 2014. 一次冬季暴雨过程中的锋生和条件对称不稳定分析. 气象, 40(9):1048-1057.

一次冬季暴雨过程中的锋生和 条件对称不稳定分析^{*}

张芳华 陈 涛 杨舒楠 孙 军

国家气象中心, 北京 100081

提 要: 基于观测资料和 NCEP 再分析资料, 并结合中尺度数值模拟, 对 2012 年 1 月 14—15 日我国江南和华南冬季暴雨过程中的锋生与条件对称不稳定(conditional symmetric instability, CSI)进行诊断分析。结果表明, 南支锋区上短波槽东移配合低层冷空气活动, 在江南南部到华南地区形成了明显的锋生过程, 构成了有利于暴雨过程的天气尺度环流背景; 来自孟加拉湾异常充沛的水汽输送形成了冷季暴雨所必须的水汽条件, 异常强盛的高空急流入口区右侧的强辐散区也有利于暴雨的形成。在降水过程中锋面附近有多条中尺度雨带活动, 锋生函数分析表明, 14 日夜间广西境内锋生明显增强, 在潜热释放的影响下 CSI 开始发展, 相应的锋生次级环流也有所发展, 锋前暖区中的上升运动随之增强, 导致广西北部形成较强的中尺度降雨带。分析表明, 锋生次级环流和 CSI 实质是锋面次级环流方程(Sawyer-Elissen 方程)在不同稳定性条件下的解, 锋生强迫环流的性质可由湿位涡作为等价判据进行分析。

关键词: 冬季暴雨, 中尺度雨带, 锋生, 条件对称不稳定

中图分类号: P433, P458

文献标志码: A

doi: 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2014. 09. 002

Diagnosis of the Frontogenesis and CSI Features During a Torrential Rainfall Event in Winter

ZHANG Fanghua CHEN Tao YANG Shunan SUN Jun

National Meteorological Centre, Beijing 100081

Abstract: Based on the observation, NCEP reanalysis data and the simulation of the mesoscale numerical model (WRF), the frontogenesis and conditional symmetric instability (CSI) during an extremely torrential rainfall event that occurred in southern China in 14—15 January 2012 is diagnosed. The results indicate that both the eastward propagation of the short-wave trough along the southern branch trough and the cold air activity in the lower troposphere cause obvious frontogenesis in southern China, which is favorable for the torrential rainfall event in this region. The abnormal abundant water vapor transportation from the Bay of Bengal provides the moisture condition. The torrential rainfall is enhanced by the strong divergence at the right part of the exit of the abnormal strong higher-level jet. The mesoscale rainbands form along the surface front. Analyses show the frontogenesis in Guangxi at the night of 14 January strengthens, thus the secondary frontogenesis circulation (SFC) develops. Affected by the latent heat releasing, the CSI is enhanced, leading to an intensifying upward movement in the warm side of the front. Under the circulation pattern, the strong mesoscale rainband occurs in the north part of Guangxi. Theoretic analyses reveal that both the SFC and the CSI are the solutions of the Sawyer-Eliassen equation under different stable conditions, and the character of the SFC can be analyzed by the moist potential vorticity.

^{*} 国家气象中心 2013 年预报员专项和公益性行业(气象)科研专项(GYHY201106003)共同资助

2013 年 8 月 27 日收稿; 2014 年 5 月 22 日收修定稿

第一作者: 张芳华, 主要从事天气预报业务和技术研究. Email: zfhnm@126. com

Key words: torrential rainfall in winter, mesoscale rainband, frontogenesis, conditional symmetric instability (CSI)

引 言

锋面附近的中尺度带状降水往往与条件对称不稳定(conditional symmetric instability, CSI)相互关联,Benetts 等(1979)较早就指出了 CSI 与中尺度带状降水的关系。Parsons 等(1983)的研究表明 CSI 能够解释许多宽冷锋雨带和暖锋降水。Jas-court 等(1988)在一次对流实例中分析了 CSI 对于对流特征和结构的影响,并讨论了 CSI 与对流不稳定之间的区别与联系。Moore 等(1993)总结了容易出现 CSI 的天气学条件。Scultz 等(1999)总结了使用 CSI 的各方面问题,重点分析了 CSI 与潜势对称不稳定(potential symmetric instability, PSI)在讨论倾斜对流时需要注意的问题。

CSI 与锋面结构、中尺度降雨带密切相关,而锋生过程也与降水发展有紧密联系。Shapiro(1981)利用 Sawyer-Elission 方程(以下简称 SE 方程)讨论了急流锋区附近的地转强迫次级环流。吴宝俊(1995)、张晶等(1994)探讨了梅雨锋暴雨中锋生次级环流稳定维持的原因,指明凝结潜热加热是锋面次级环流稳定维持的主要原因。郭英莲等(2014)指出中层锋生有利于对流不稳定的发生,低层锋生有利于水汽输送和辐合抬升。对流系统发展与中尺度锋生之间存在着类似于第二类条件不稳定机制的相互作用,对流增强了锋生过程,锋面则对中尺度对流系统的发展起组织作用(蒙伟光等,2012)。但是,国内大多数研究对于与中尺度带状降水关系密切的锋生过程和 CSI 二者之间的区别和联系缺少深入分析,而二者对于降水发展都具有相当重要的意义,因此有待进一步的研究。

CSI 是一种中尺度斜压不稳定,因此在冬季斜压性较强的天气过程中,CSI 特征表现较为明显,Sanders 等(1985)讨论了 CSI 和锋生强迫在一次暖锋暴雪过程中的作用。在冬季风控制我国期间,我国大部分地区盛行偏北风,大气状况以冷、干性质为主,出现强降水的概率较低。然而在适当的环境条件和触发机制作用下,南方地区仍然可能出现较强的雨雪天气过程。如 2008 年年初,我国南方先后出现了 4 次大范围的强降水过程,造成了严重的低温

雨雪冰冻灾害,高辉等(2008)、杨贵名等(2009)、李登文等(2011)分别从大气环流异常和天气尺度特征等方面进行了诸多研究。2012 年 1 月,我国南方出现了一次强降雨过程,局部地区日降雨量超过 100 mm,在隆冬季节较为罕见。从天气尺度分析看,造成此次强降雨过程的天气系统结构和演变都较为清晰。然而通过定量诊断锋生和 CSI 状况,深入分析冬季背景下强降雨过程中的锋面结构和演变过程,对于进一步认识中尺度降水带的形成机理、拓展定量降水业务预报思路仍具有重要意义。

1 资料选取与数值模式介绍

本文分析所采用的资料包括:常规地面和高空观测、中尺度地面自动站观测及柳州多普勒雷达体扫数据、中尺度数值模拟资料及 NCEP 再分析资料。中尺度数值模式选用 WRF V3.3.1 版本,背景场采用 NCEP FNL 全球分析资料,模拟采用两重嵌套,格点分辨率分别为 36 和 12 km,具体参数设置如表 1 所示。在本文的诊断分析中,时间均为北京时;如非特别指明,所采用的数值模拟资料均来自于 WRF 模式 12 km 网格模拟的结果。

表 1 WRF 模式运行主要参数		
Table 1 Main parameters used in the WRF model		
模式网格分辨率	36 km	12 km
微物理过程方案	WSM 6-class graupel	WSM 6-class graupel
积云参数化方案	Kain-Fritsch	Kain-Fritsch
边界层方案	YSU	YSU
辐射方案	RRTM	RRTM
积分步长	90 s	30 s
地形资料分辨率	5 min	2 min
积分时段	13 日 20 时至 15 日 08 时	13 日 20 时至 15 日 08 时

2 降水实况与天气分析

受冷暖空气共同影响,2012 年 1 月 14 日 08 时至 15 日 08 时,江南大部、贵州东南部至广西中部和北部等地出现了大到暴雨(图 1a),强降水主要出现在 14 日夜間;雨区呈东北—西南带状分布,其中广西北部、湖南南部、江西南部等地的部分地区日累积

雨量达 50~90 mm,部分加密自动站累积雨量达 100 mm 以上。上述部分地区的单日降水量超过多年平均 1 月中旬降水量,个别测站还突破了 1961—2010 年本旬的日降水量极值。此次强降雨过程以稳定性降水为主,雨量分布较为均匀,但仍可观测到强度约 10~15 mm·h⁻¹ 的中尺度雨带。

WRF 模式数值模拟的降水分布(图 1b)与实况

相比略有偏南,但整体降水带的空间分布和量级与实况均较为吻合。另外,模拟的天气系统结构及其演变与实况也较为一致,表明该数值模拟资料基本可信,此处不再做进一步分析。

实况天气图分析表明,14 日 08 时(图 2a),甘肃河西和高原东侧分别有短波槽活动,南支槽稳定维持在 90°E 附近;槽前 700 hPa 上有强盛的西南急

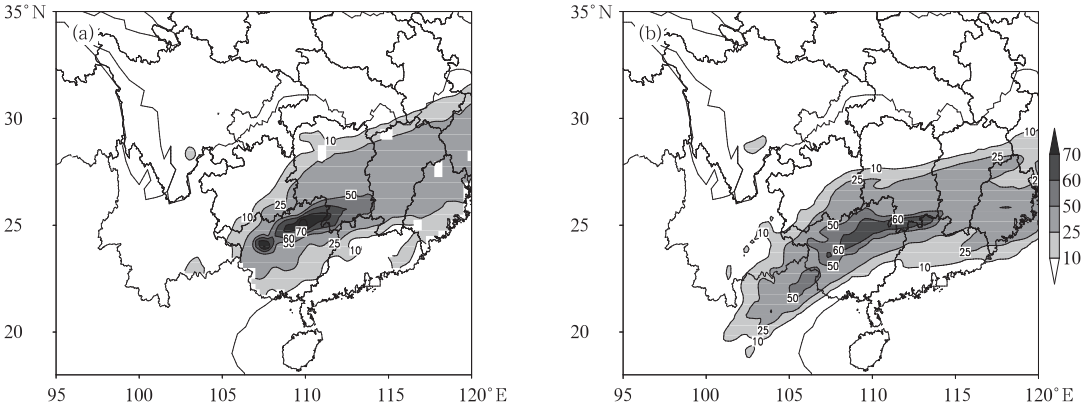


图 1 2012 年 1 月 14 日 08 时至 15 日 08 时 24 h 降雨量(单位:mm)

(a)常规地面观测降水实况,(b)对应时段 WRF 模式模拟降水(积分 12~36 h)

Fig. 1 Accumulated precipitation from observation (a) and WRF simulation (b) from 08:00 BT 14 January to 08:00 BT 15 January 2012

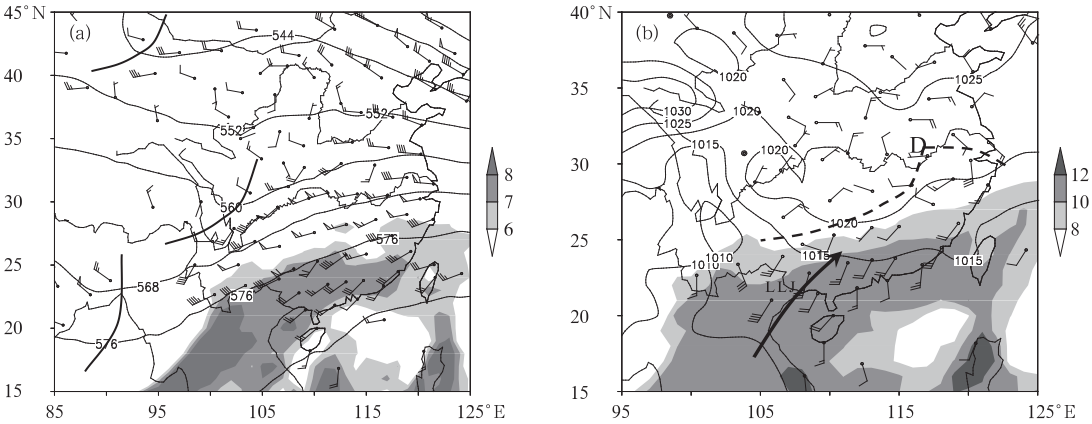


图 2 2012 年 1 月 14 日 08 时(a)和 20 时(b)天气图

(a)500 hPa 高度场(等值线,单位:dagpm;粗实线为槽线)和 700 hPa 风场(阴影区表示比湿>6 g·kg⁻¹);(b)海平面气压场(等值线,单位:hPa)和 850 hPa 风场(虚线为切变线,箭头为低空急流轴,阴影区表示比湿>8 g·kg⁻¹)

Fig. 2 Synoptic charts at 08:00 BT (a) and 20:00 BT (b) 14 January 2012

(a) 500 hPa geopotential height (contours, unit: dagpm; the thick solid curves mean the trough), 700 hPa wind and the specific humidity at the same level (only the values greater than 6 g·kg⁻¹ are shaded and shown here) at 08:00 BT; (b) sea level pressure (contours, unit: hPa) and the 850 hPa wind (the dashed curves mean the shear line, the arrow shows the axis of the lower-level jet, and the special humidity at this level greater than 8 g·kg⁻¹ are shaded) at 20:00 BT

流,急流核风速达 $24\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,对应的比湿高达 $6\sim 8\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,将来自孟加拉湾的水汽不断地向暴雨区输送。14 日 20 时(图 2b)表明,低层冷空气自偏东路径回流,在江南、华南形成冷空气垫,静止锋大致维持在江南南部到华南北部一带,南支槽前暖湿空气沿冷垫爬升形成降水。受南支槽波动影响,华南西部冷式切变线南侧的低空急流(LLJ)风速增强到 $12\sim 18\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,伴随的比湿达 $8\sim 10\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,广西境内出现明显锋生过程,降水随之增强。

利用 NCEP 再分析资料计算的 14 日大气可降水量及其标准化距平分布(图 3a)表明,江南南部到

华南的大部分地区可降水量都超过 30 mm ,相比 1971—2000 年历史同期的标准化距平超过 2.5 个方差,部分地区超过 3 个方差,充分说明了冷季背景下水汽条件的异常性特征。同时,200 hPa 高空急流的最大风速接近 $100\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,其标准化距平也达 2~3 个方差(图 3b),亦属于少见的情形;而暴雨区正处于其入口区右侧的高空辐散区,非常有利于抽吸作用形成强烈的上升运动。因此,这次较为罕见的冬季强降雨过程是在异常的水汽和动力条件下出现的。

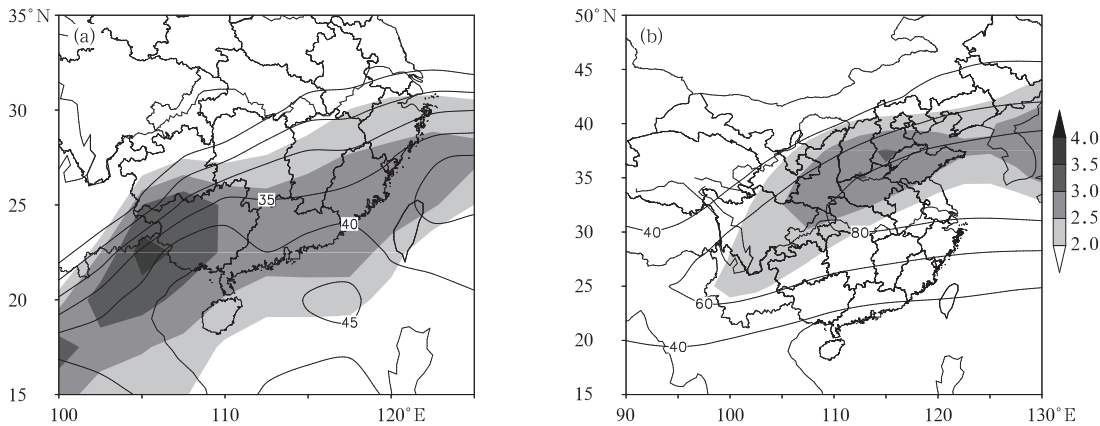


图 3 2012 年 1 月 14 日平均大气可降水量(a,单位:mm)和 200 hPa 风速(b,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)及各自标准化距平(阴影)
Fig. 3 The daily averaged precipitable water (a, unit: mm), 200 hPa wind speed (b, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) on 14 January 2012
(The shaded areas mean the normalization greater than 2)

3 中尺度雨带特征分析

此次降水过程具有明显的中尺度特征。从 14 日 07—08 时实况累积降水量分布与模拟的 925 hPa 风场和海平面气压场看(图 4a),中尺度雨带主要出现在锋面附近,其中 F1、F2 中尺度雨带长度约 $200\sim 300\text{ km}$,宽度约 $10\sim 30\text{ km}$,降水率为 $5\sim 10\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$,在中尺度雨带中也存在更为精细的结构。同时在锋面附近还存在范围较大的弱降水区,锋后的冷区中产生了 C1 中尺度雨带;在锋前暖区中,也分布有 W1 和 W2 等若干中尺度雨带。14 日夜间至 15 日凌晨,925 hPa 风场上东北风与偏东风产生明显的辐合,气压场上也存在明显的倒槽扰动,锋面附近降水显著增强。15 日 01—02 时(图 4b),广西中

部锋面附近出现了 $10\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 以上的中尺度雨带 S1;而在锋后广阔的降水区中,有多条较弱的中尺度雨带活动。从柳江自动站逐时降雨量(图 5)可知,15 日凌晨降水率达到 $15\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 以上,且呈现快速增强的特征。

14 日 08 时柳州雷达回波图像显示(图 6a),降水回波呈明显带状分布,箭头表明了其中回波单体的移动方向。与同时刻降水观测(图 4a)相对应, W1 对应锋前暖区中的中尺度雨带,强度不是很强;主要的回波带对应于锋面附近的中尺度雨带 F1,其中大部分降水回波强度在 $20\sim 30\text{ dBz}$ 左右,局部地区回波强度达 35 dBz 以上。到 15 日 02 时,回波图(图 6b)表明降水回波带整体缓慢向东南方向移动,其中大于 35 dBz 的回波单体呈明显线状排列,强回波单体重复沿着几乎相同的路径向东北方向移动,

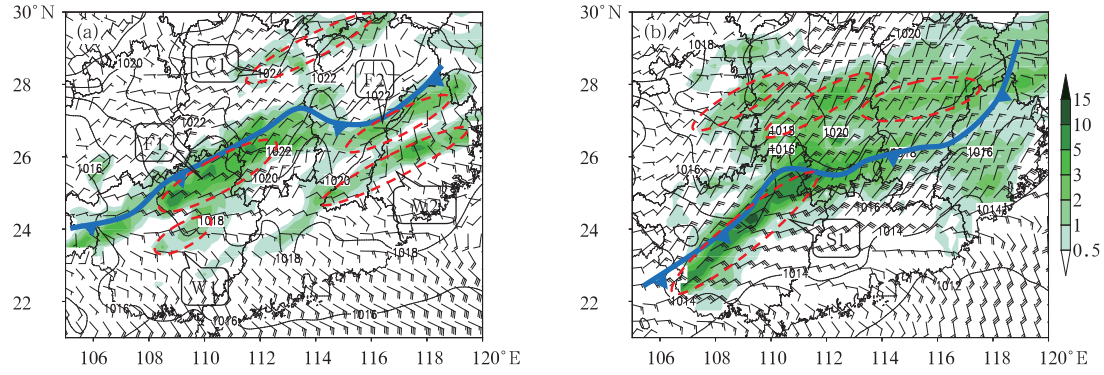


图 4 2012 年 1 月 14 日 08 时(a)和 15 日 02 时(b)WRF 模式模拟的海平面气压(等值线,单位:hPa)与 925 hPa 风场和自动站观测 1 h 累积降水(阴影,单位:mm)

Fig. 4 Sea level pressure (contours, unit: hPa) and 925 hPa wind in WRF model at (a) 08:00 BT 14 January and (b) 02:00 BT 15 January 2012
[Shaded areas mean the 1-h accumulated precipitation (unit: mm)]

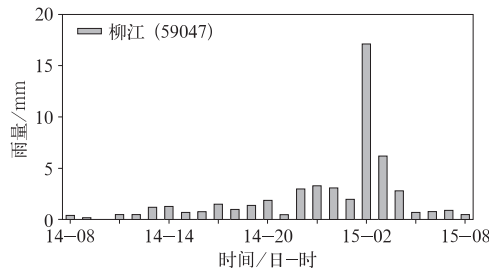


图 5 2012 年 1 月 14 日 08 时至 15 日 08 时柳江站逐小时雨量实况(单位:mm)

Fig. 5 Hourly precipitation (unit: mm) at Liujiang Station from 08:00 BT 14 January to 08:00 BT 15 January 2012

因此在强降水回波单体移动路径上产生了“列车效应”,最终形成了较强的线状中尺度雨带 S1。在 14 日 08 时径向速度图上(图 7a),可以看到明显的锋面风场特征,即低层为东北风,随高度向上顺转为西南风;15 日 02 时近地面层东北风和边界层上部西南风都有明显加强(图 7b),锋面两侧风场垂直切变的加大表明了锋面加强的过程。

中尺度雨带的位置、强度与锋面附近的动力和热力结构密切相关。图 8a 是 14 日 08 时沿 110°E 垂直环流和垂直速度的纬度-高度剖面图,锋面附近(22°~25°N)850 hPa 的上升运动为 $-0.4 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,约等于 $4 \sim 5 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$,按照经验公式换算(朱乾根等,1992)对应 24 h 降水量不足 20 mm。同时从垂直环流分布看,在锋面附近存在较明显的次级环流圈。14 日 20 时(图 8b),锋面附近的垂直运动明显

增强,中层 600 hPa 附近的上升运动达到 $-1.4 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,大致相当于 $20 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$,相应能够产生 62 mm 左右的日降水量,与实况降水量较一致。可见,14 日夜間至 15 日凌晨的强降水发生前,锋面附近的垂直次级环流及其上升支明显增强。

4 锋生与对称不稳定分析

降水的形成和加强都与锋面的发展有密切的关系,而锋面的强度可利用锋生函数进行诊断分析,包含水汽因子的湿锋生函数 F 可写为(Ninomiya, 1984; Chen et al,2007):

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla \theta_e| = F_1 + F_2 + F_3$$
$$F_1 = -\frac{1}{2|\nabla \theta_e|} \left\{ \left[\frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right] \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) + 2 \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right\}$$
$$F_2 = -\frac{1}{2} |\nabla \theta_e| \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$
$$F_3 = -\frac{1}{|\nabla \theta_e|} \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \frac{\partial \omega}{\partial y} \right) \tag{1}$$

式中, F_1 为变形项, F_2 为辐合项, F_3 为垂直项。当 $F > 0$ 时对应锋生,而 $F < 0$ 则对应锋消。14 日 08 时 925 hPa 的锋生函数表明华南北部的锋生强度达到 $4 \sim 6 \text{ K} \cdot \text{h}^{-1} \cdot 100 \text{ km}^{-1}$ (图 9a),华南静止锋开始增强。20 时受到高空槽和低层冷空气活动加强

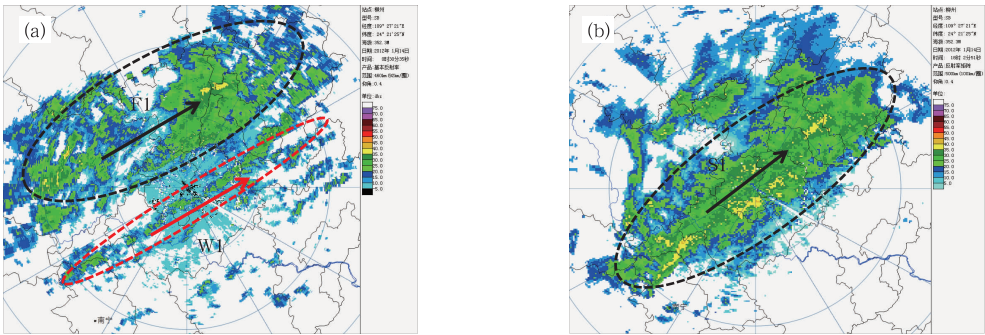


图 6 2012 年 1 月 14 日 08 时(a)和 15 日 02 时(b)柳州多普勒雷达基本反射率(单位:dBz)

Fig. 6 The radar reflectivity (unit: dBz) from Liuzhou Droppler Radar at (a) 08:00 BT 14 January and (b) 02:00 BT 15 January 2012

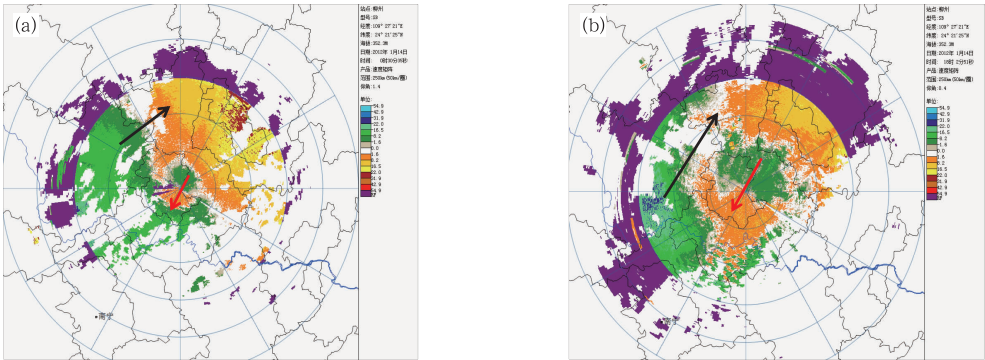


图 7 2012 年 1 月 14 日 08 时(a)和 15 日 02 时(b)柳州多普勒雷达径向速度
(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$,图中黑色和红色箭头分别表示高、低空水平风向示意)

Fig. 7 The radical velocity from Liuzhou Droppler Radar at (a) 08:00 14 BT January and (b) 02:00 15 BT January 2012
(unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, black and red arrows mean the direction of the horizontal wind at higher and lower level respectively)

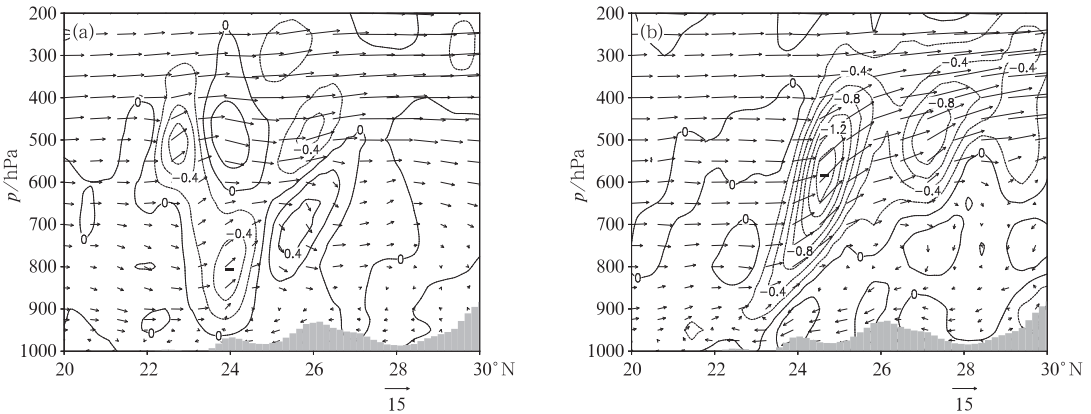


图 8 2012 年 1 月 14 日 08 时(a)和 20 时(b)沿 110°E 垂直速度(等值线,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)
和垂直环流($v-\omega$)的纬度-高度剖面

Fig. 8 Latitude-height cross-sections of the vertical velocity (contours, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) and meridional-vertical circulation ($v\omega$) at (a) 08:00 BT and (b) 20:00 BT 14 January 2012

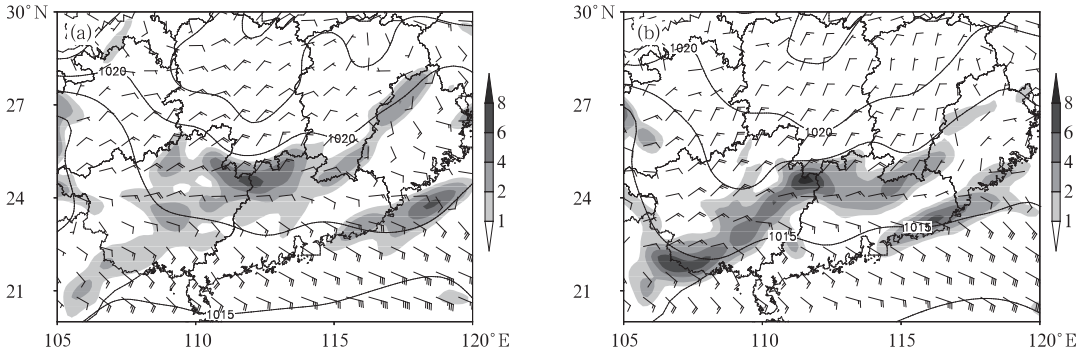


图 9 2012 年 1 月 14 日 08 时(a)和 1 月 14 日 20 时(b)海平面气压(等值线,单位:hPa)与 925 hPa 风场
(阴影区为锋生函数,单位: $\text{K} \cdot \text{h}^{-1} \cdot 100 \text{ km}^{-1}$)

Fig. 9 Sea level pressure (contours, unit: hPa), 925 hPa wind and the frontogenesis function
(shaded, unit: $\text{K} \cdot \text{h}^{-1} \cdot 100 \text{ km}^{-1}$) at (a) 08:00 BT and (b) 20:00 BT 14 January 2012

的影响,静止锋西段广西中东部一带的锋生强度明显加强(图 9b)。

在以往的分析中,常通过对天气系统定性判断,将锋面的抬升作用归结于锋面次级环流的贡献,但实际情况往往相当复杂。通过对垂直于锋面的次级环流方程(SE 方程)进行定量诊断,能够加深对锋面次级环流以及相应的对称不稳定等问题的认识。假设线性无黏的包辛涅斯克近似流体,并且 x 轴平行于锋面,则在 $y-z$ 平面上垂直于锋面的 SE 方程(Sawyer,1951)可写为:

$$\underbrace{-\gamma \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2}}_A + 2 \underbrace{\frac{\partial M_g}{\partial p} \frac{\partial^2 \psi}{\partial y \partial p}}_B - \underbrace{\frac{\partial M_g}{\partial y} \frac{\partial^2 \psi}{\partial p^2}}_C = \underbrace{Q_g + Q_H}_Q \quad (2)$$

式(2)右侧 Q_g 为地转强迫, Q_H 为除去潜热加热之外的非绝热加热;左侧 3 项中, A 为与静力稳定度有关的项, B 为与斜压稳定度相关的项, C 为与惯性稳定度相关的项。方程左侧, $\gamma = \frac{R}{f p_0} \left(\frac{p_0}{p} \right)^{c_p/c_p}$, 其中 $p_0 = 1000 \text{ hPa}$, 其他均为常用气象参数; ψ 为垂直剖面上的扰动流函数, 对应锋面强迫的次级环流水平分量 $v_{ag} = \partial \psi / \partial p$, 垂直分量 $\omega = -\partial \psi / \partial y$; $M_g = u_g - f y$ 为绝对地转动量。式(2)为二次偏微分椭圆变系数方程, 其解是否存在的判据为:

$$\gamma \frac{\partial M_g}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial p} - \left(\frac{\partial M_g}{\partial p} \right)^2 = \gamma J_{yp} (M_g, \theta) \propto q \quad (3)$$

式(3)应用了热成风关系 $\partial u / \partial p = \gamma \partial \theta / \partial y$, J_{yp} 为 $y-p$ 平面上的雅可比算子, q 为湿位涡。

式(3)表明, $J_{yp} (M_g, \theta)$ 与在 $y-p$ 平面上的相

当位涡(equivalent potential vorticity, EPV)或者湿位涡 q 仅仅相差一个常数系数, 因此, EPV 可作为 SE 式(2)是否有稳定解的直接判据。当 $EPV > 0$ 时, 式(2)具有稳定解, 意味着将有稳定的锋面次级环流维持; 而当 $EPV < 0$ 时, 式(2)的复数解将会导致次级环流呈指数性增长。而实际上, 判据 $EPV < 0$ 也等同于在 $y-p$ 平面上等相当位温 θ_e 面倾角 \geq 地转动量 M_g 面倾角, 二者是条件对称不稳定 CSI 发生的等价判据。式(2)~(3)表明, 在 SE 方程中, EPV 确定了锋面次级环流对于各类强迫的响应, 同样的强迫在弱对称不稳定的大气中能够比对称稳定的大气中产生更加强烈而集中的上升运动; 而存在 CSI 的情况下, 即使无外界强迫, 倾斜对流也能够获得发展。

根据上述 SE 方程及简化模型, Emanuel(1985)进一步给出了在弱湿对称稳定环境下锋面次级环流的解析分布, 清楚地证明了锋面的上升环流位于暖区一侧, 上升支较为狭窄, 下沉气流分布较为宽广; 随着稳定度的降低, 上升气流将趋于无限狭窄。Xu(1989)改进了 Emanuel 的分析模型, 给出在黏性大气、负湿位涡分布情况下锋面次级环流的解析分布, 暖区上升气流分布在有限宽度的空间范围内, 在重力波的作用下锋前暖区中可能发展出多条平行的中尺度雨带, 从而为锋面中尺度雨带的实际分布给出了较为合理的解释。

此次冬季暴雨过程斜压性特征明显, 较强中尺度雨带主要分布在锋面附近, 中尺度雨带的发生发展与锋面结构直接相关。14 日 08 时过 110°E 的绝

对地转动量 (M_g)、相当位温 (θ_e) 以及相当位涡 (EPV) 的垂直分布 (图 10a) 表明, 锋面附近基本都是对流稳定性层结, 实况也没有对流性降水。根据上述针对 SE 方程的理论分析, 这种情况下锋面的动力和热力结构特征有:

(1) 锋区 ($22^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$) 附近等 θ_e 面倾角小于或者接近于等 M_g 面倾角, 以弱的条件对称稳定为主, 锋面次级环流稳定维持, 降水强度变化不大。在 14 日白天, 锋面附近的中尺度雨带较为平稳, 没有明显增强。

(2) 从 EPV 的分布看, 低层锋区附近以正 EPV 或者弱的负 EPV 为主。根据 SE 方程的分析, 在地转强迫作用下, 锋面附近能够维持稳定的次级环流, 从而形成较稳定的上升运动以及稳定的降水, 与 (1) 作出的对称稳定性判断结论一致。

(3) 在锋面后部的中高层存在弱的对流不稳定性, 对应于 500 hPa 附近的中层存在 EPV 的弱负值区, 这种弱的对流不稳定性可能对于锋后冷区中的中尺度雨带发展起到一定作用, 在以后的研究中需要进一步讨论。

14 日 20 时 (图 10b) 锋面结构开始发生变化, 尽管在 $22^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 之间的锋区附近依旧保持弱的条件对称稳定层结, 但在 21°N 以南对流层低层 925~850 hPa 附近, 等 θ_e 面倾角明显大于等 M_g 面倾角, 同时也对应着显著的负 EPV 区。根据 SE 方程及其解的分析, 稳定的锋面次级环流将会被破坏, 在

CSI 的作用下, 锋面次级环流将获得指数性增长, 实质上将有倾斜对流发展。因此在 14 日夜間, 锋面次级环流上升支运动显著增强, 降水也随之明显增强, 表明了 CSI 对中尺度雨带加强的重要作用。

在随后的几个小时内, EPV 负值区在向北移动的过程中明显增强。15 日 02 时 (图 10c) 在锋面上方的等 θ_e 面倾斜角度加大, 对应于 CSI 进一步增强, 并且与最强降水时段和地区相对应。低层 800 hPa 附近的 θ_e 在垂直方向上甚至还出现对流不稳定性特征分布, 表明空气质点一旦在锋面动力抬升作用下突破对流抑制作用, 就有可能进一步发展出垂直对流, 来自对流不稳定性的环流增长将远超过来自 CSI 的环流增长, 与高架对流的状态相对应, 而高架对流过程普遍被认为与冷季的强对流活动密切相关 (农孟松等, 2013)。但在此次冬季暴雨过程中, 出现对流不稳定的层次较为浅薄, 因此锋面次级环流的增长仍受 CSI 主导。CSI 增强的可能原因在于从 14 日 08—20 时, 850~700 hPa 上西南风急流明显加强, 气流沿静止锋攀升在抬升凝结高度以上发生凝结, 潜热加热使得 θ_e 在垂直方向上倾角逐渐增大并趋于直立, 从而有利于产生 CSI 甚至进一步产生对流不稳定。

由于 SE 方程建立在垂直于锋面的坐标中, 在预报分析过程中进行直观分析和判断并非很便捷。在实际业务中可以结合湿位涡的倾向方程 (寿绍文, 1993) 进行分析, 即如果沿热成风方向上湿度增加,

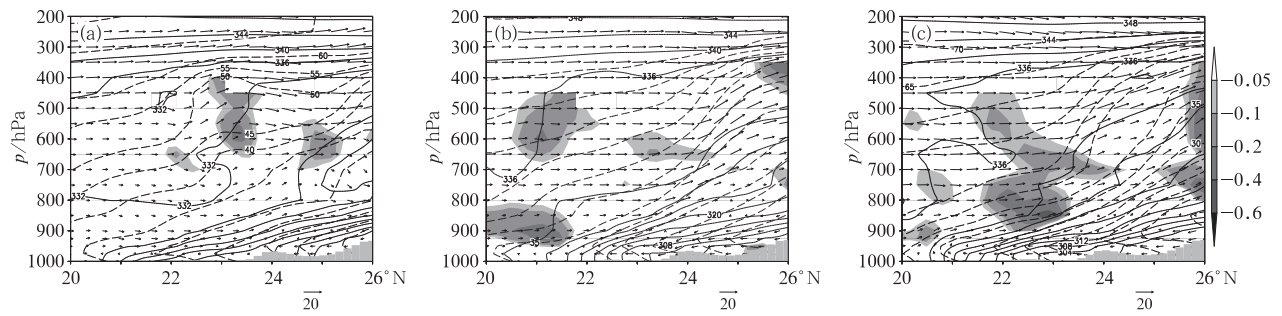


图 10 2012 年 1 月 14 日 08 时 (a)、20 时 (b) 和 15 日 02 时 (c) 沿 110°E 的绝对地转动量 M_g (虚线, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、相当位温 θ_e (实线, 单位: K)、相当位涡 EPV (阴影区, 单位: PVU) 及垂直环流 ($v-\omega$) 的纬度-高度剖面

Fig. 10 Latitude-height cross sections of the absolute momentum M_g (dashed contours, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), equivalent potential temperature θ_e (solid contours, unit: K), the equivalent potential vorticity (shaded, unit: PVU) and the meridional-vertical circulation ($v-\omega$) at (a) 08:00 BT 14 January, (b) 20:00 BT 14 January, and (c) 02:00 BT 15 January 2012, respectively

将使湿位涡呈减小的趋势,从而在几个小时内使湿位涡降为负值造成 CSI。图 11 为 14 日 20 时 700 hPa 风场和 θ_e , 图中箭头代表 700 hPa 西南急流方向,与地面至 500 hPa 的热成风方向基本一致;点划线是 θ_e 高能舌方向,与湿轴方向一致。随着西南暖湿急流增强,高湿轴有向北移动的趋势,因此在图 11 中的方框内(广西中部地区)沿着 700 hPa 急流轴的方向湿度将有明显增强,南宁—柳州—桂林一带产生 CSI 的可能性非常大,有利于中尺度降水带的快速增强,与上文分析柳江站 15 日 01—02 时降雨快速增强的特征吻合。根据上述原则,预报员可通过对风场和相当位温的综合诊断,对 CSI 进行快速分析,从而判断可能的强降水发生位置,有助于拓展定量降水预报思路。

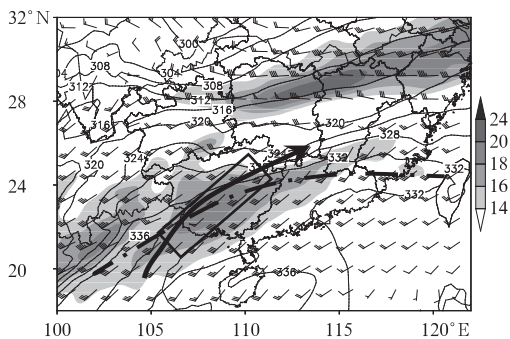


图 11 2012 年 1 月 14 日 20 时 700 hPa 风场与相当位温(等值线,单位:K)

(阴影区表示水平风速 $>16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 箭头为 700 hPa 急流轴方向,点划线为 θ_e 高能舌)

Fig. 11 The 700 hPa equivalent potential temperature (contours, unit: K) and the wind at 20:00 BT 14 January

(Shaded area mean the speed greater than $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, the arrow represents the axis of the low level jet at 700 hPa and the dot-dashed curve means the axis of θ_e high energy)

5 结论和讨论

本文对 2012 年 1 月 14—15 日我国江南、华南地区出现的一次冬季暴雨过程进行了数值模拟和诊断分析,得出以下几点初步结论:

(1) 本次暴雨过程主要受高原东部南下的冷空气、华东地区低层回流的冷空气和南支槽前强盛的西南气流等三支气流的共同作用,南支槽前来自孟加拉湾的充沛水汽源源不断向我国江南到华南地区

输送,暴雨区位于异常强盛的高空急流入口区右侧的强辐散区中,异常的水汽和动力条件有利于出现强降雨。

(2) 低层冷空气南下,西南暖湿气流的加强,华南地区产生了明显的锋生过程,且随着潜热释放导致等相当位温面倾角增大,CSI 开始发展,锋面次级环流上升支明显增强,锋面附近的中尺度雨带明显增强。

(3) 分析表明在 SE 方程控制下,锋生次级环流和 CSI 之间实际上存在着紧密的联系,EPV 可以作为分析锋生次级环流性质的有效判据:当 $EPV > 0$ 时,有利于稳定的锋生次级环流维持;当 $EPV < 0$ 时,则存在 CSI,锋面次级环流将有指数性增长,解释了 14 日夜间广西中部中尺度雨带迅速发展的过程。

(4) 除在垂直于锋面的剖面上分析 CSI 之外,预报员也可以通过综合分析风场和相当位温场,利用沿热成风方向湿度增大即有利于产生 CSI 的原则,快速分析可能产生 CSI 的位置,从而对中尺度雨带的发生发展做出判断。

本文虽然分析了 CSI 与锋生强迫两种物理机制的区别和联系,但对于 CSI 的讨论仅限于定性的范围内,没有定量讨论 CSI 对系统发展速度和强度的贡献,这个问题有待于今后进一步研究。

参考文献

- 高辉,陈丽娟,贾小龙,等. 2008. 2008 年 1 月我国大范围低温雨雪冰冻灾害分析成因分析. 气象, 34(4): 101-106.
- 郭英莲,王继竹,李才媛,等. 2014. 锋生作用对 2011 年梅汛期湖北暴雨的影响. 气象, 40(1): 86-93.
- 李登文,杨静,吴兴洋. 2011. 2008 年低温冰冻雨雪灾害天气过程中贵州电线积冰气象条件分析. 气象, 37(2): 161-169.
- 蒙伟光,戴光丰,张艳霞,等. 2012. 华南局地锋生及对流系统发展的模拟分析研究. 气象学报, 70(3): 387-401.
- 农孟松,赖珍权,梁俊聪,等. 2013. 2012 年早春广西高架雷暴冰雹天气过程分析. 气象, 39(7): 874-882.
- 寿绍文. 1993. 中尺度天气动力学. 北京: 气象出版社, 130-132.
- 吴宝俊. 1995. “91.7”梅雨锋横向日次级环流稳定维持原因初探. 高原气象, 14(2): 176-184.
- 杨贵名,毛冬艳,孔期. 2009. “低温雨雪冰冻”天气过程锋区特征分析. 气象学报, 67(4): 652-665.
- 张晶,韦统建. 1994. 江淮切变线——梅雨锋次级环流的诊断研究. 气象科学, 14(3): 203-215.
- 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 1992. 天气学原理和方法. 北京: 气象出版社, 883-887.
- Benetts D A, Hoskins B J. 1979. Conditional symmetric instability—

- A possible explanation for frontal rainbands. *Quart J Roy Meteor Soc*, 105(446):945-962.
- Chen George Tai-Jen, Wang Chung-Chieh, Wang An-Hsiang. 2007. A case study of subtropical frontogenesis during a blocking event. *Mon Wea Rev*, 135, 2588-2609.
- Emanuel K A. 1985. Frontal Circulations in the presence of small moist symmetric stability. *J Atmos Sci*, 42(10):1062-1071.
- Jascourt S D, Lindstrom S S, Seman S J, et al. 1988. An observation of banded convective development in the presence of weak symmetric stability. *Mon Wea Rev*, 116(1):175-191.
- Moore J T, Lambert T E. 1993. The use equivalent potential vorticity to diagnose regions of conditional symmetric instability. *Wea Forecasting*, 8:301-308.
- Ninomiya K. 1984. Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the Summer Northern Hemisphere. *J Meteor Soc Japan*, 62:880-893.
- Parsons D B, Hobbs P V. 1983. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in the midlatitude cyclones XI: Comparisons between observational and theoretical aspects of rainbands. *J Atmos Sci*, 40(10):2377-2397.
- Sanders F, Bosart L. 1985. Mesoscale structure in the megalopolitan snowstorm of 11-12 February 1983. *J Atmos Sci*, 42(13):1050-1061.
- Sawyer J S. 1951. Dynamical aspects of some simple frontal models. *Quart J Roy Meteor Soc*, 78(2):170-178.
- Schultz D M, Schumacher P N. 1999. The use and misuse of conditional symmetric instability. *Mon Wea Rev*, 127:2709-2732.
- Shapiro M A. 1981. Frontogenesis and geostrophically forced secondary circulation in the vicinity of jet stream-frontal zone systems. *J Atmos Sci*, 38(5):954-973.
- Xu Q. 1989. Extended Sawyer-Eliassen equation for frontal circulation in the presence of small viscous moist symmetric stability. *J Atmos Sci*, 46(17):2671-2683.