

汪潮,臧增亮,潘晓滨,等.湿 Q 矢量在一次冷锋降雪过程中的应用.暴雨灾害,2009,28(4):295-301.

湿 Q 矢量在一次冷锋降雪过程中的应用

汪 潮¹,臧增亮¹,潘晓滨¹,张 兵²

(1.解放军理工大学气象学院,南京 211101;2.中国气象局武汉暴雨研究所,武汉 430074)

摘要:利用常规气象观测资料和 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析格点资料,对 2008 年 1 月 28—29 日一次强降雪天气过程进行诊断分析,计算了非地转湿 Q 矢量流场、非地转湿 Q 矢量水平和垂直分布以及非地转湿 Q 矢量锋生函数。结果表明,非地转湿 Q 矢量辐合区是强降雪发生的有利区域,非地转湿 Q 矢量散度负值区和非地转湿 Q 矢量锋生函数正值区能较好地预报出未来 6 h 降水落区,且其中心数值大小与未来 6 h 降水强度存在正相关关系。

关键词:非地转湿 Q 矢量;强降雪;冷锋

中图分类号:P456.7 文献标识码:A 文章编号:1004-9045(2009)04-0295-07

1 引言

自 1978 年 Hoskins 和 Davies^[1]提出准地转 Q 矢量的概念之后,这一理论被广泛应用于暴雨等强对流天气的分析和预报^[2-3]。但准地转 Q 矢量是在假定大气是绝热条件下得到的,且受到准地转近似的限制。为了更真实地反映大气状况,张兴旺^[4]从包含非绝热效应的 P 坐标原始方程组出发,推导了非地转湿 Q 矢量以及用非地转湿 Q 矢量散度作为唯一强迫项的 ω 方程。岳彩军等^[5]结合一次江淮梅雨锋暴雨过程,比较分析了准地转 Q 矢量、半地转 Q 矢量、非地转 Q 矢量及非地转湿 Q 矢量的诊断特性,结果发现非地转湿 Q 矢量的诊断能力大于其它 Q 矢量,700 hPa 高度上非地转湿 Q 矢量散度辐合区与降水区有非常好的对应关系。姚秀萍等^[6,7]也从非绝热原始方程出发,借助于尺度分析方法,推导出包含非绝热效应的非地转湿 Q 矢量表达式和以非地转湿 Q 矢量散度为强迫项的非地转非绝热的 ω 方程。李英等^[8]应用非地转湿 Q 矢量理论,对发生在云南地区的一次持续性暴雨天气过程进行诊断分析,结果发现,非地转湿 Q 矢量辐合区是暴雨发生的有利区域,非地转湿 Q 矢量的垂直分布反映了次级环流的方向和强弱,暴雨落区位于次级环流的上升支附近。我国对暴雪的研究始于 20 世纪 70 年代末王文辉等^[9]对内蒙锡盟“77.10”暴雪的分析,进入 90 年代,张小玲等^[10,11]利用“96.1”暴雪期模拟资料对暴雪带中尺度系统的涡度和散度变率进行了运动学和动力学诊断分析,得出运动场和热力场的相互配置与耦合关系极有利于暴雪切变线发展及暴雪形成与维持。充足的水汽、强烈的上升运动和适当的触发机制是产生

较大降水的必要条件,但要形成固态降雪还必须有一定的温度条件。季致建等^[12]研究发现,当温度垂直分布呈地面温度小于或等于 4°C 、850 hPa 温度小于或等于 -3°C 、700 hPa 温度小于或等于 0°C 、500 hPa 温度小于或等于 -12°C 且中层存在逆温层时,极有利于南方降大到暴雪。

2008 年 1 月中旬至 2 月初,我国南方出现了 50 年一遇(部分地区百年一遇)的大范围低温雨雪冰冻极端天气过程。此过程具有持续时间长,影响范围广,雨雪强度大等特点,对农业、养殖业、电力传输和交通运输等造成了极大的灾害。本文利用常规气象观测资料和 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 格点资料,对 2008 年 1 月 28 日至 29 日一次强降雪天气过程进行了诊断分析,并重点分析了非地转湿 Q 矢量、非地转湿 Q 矢量散度以及非地转湿 Q 矢量锋生函数等物理量与降雪落区及降雪强度的关系。

2 非地转湿 Q 矢量的基本理论

非地转湿 Q 矢量定义为 $Q=(Q_x, Q_y)$ ^[4],即

$$Q=(Q_x, Q_y)=\left\{\frac{1}{2}\left[\left(f\frac{\partial v}{\partial p}\frac{\partial u}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial p}\frac{\partial v}{\partial x}\right)-h\frac{\partial V}{\partial x}\cdot\nabla\theta-\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{LR\omega}{c_p}\cdot\frac{\partial q_s}{\partial p}\right)\right], \frac{1}{2}\left[\left(f\frac{\partial v}{\partial p}\frac{\partial u}{\partial y}-\frac{\partial u}{\partial p}\frac{\partial v}{\partial y}\right)-h\frac{\partial V}{\partial y}\cdot\nabla\theta-\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{LR\omega}{c_p}\cdot\frac{\partial q_s}{\partial p}\right)\right]\right\} \quad (1)$$

其中 Q_x 和 Q_y 分别是 x, y 方向非地转湿 Q 矢量的分量, $h=\frac{R}{p}\cdot\left(\frac{p}{1000}\right)^{RC_p}$, 其它符号为常用物理量符号。非地转湿 Q 矢量的公式表明,湿 Q 矢量取决于风水平和垂直切变的差异效应,风的水平梯度和温度梯度的

收稿日期:2009-05-21;定稿日期:2009-10-18

基金项目:国家自然科学基金(40705020)资助

作者简介:汪潮,男,1986 年生,硕士,主要从事中尺度数值模拟研究。E-mail: wangchaolm@163.com

乘积及非绝热效应。由尺度分析可知,对于大尺度运动,湿 Q 矢量主要取决于第二项,即风的水平梯度和温度梯度的乘积。

非地转湿 Q 矢量表示的 ω 方程为:

$$\nabla^2(\sigma_s \omega) + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -2 \nabla \cdot Q \quad (2)$$

其中: $\sigma_s = -\frac{R}{p} \frac{\partial \ln \theta}{\partial p}$

式(2)中 $\nabla \cdot Q$ 为非地转湿 Q 矢量散度,假设大气的垂直运动是一种波动形式,由于 $\nabla^2(\sigma_s \omega)$ 与 ω 成正比,则 ω 与 $\nabla \cdot Q$ 成正比。当 $\nabla \cdot Q < 0$ 时, $\omega < 0$, 为上升运动,反之为下沉运动。上式表明为湿 Q 矢量散度实际上是非地转上升运动的强迫机制,它必然激发次级环流,湿 Q 矢量与次级环流之间的关系为^[6]:

$$Q_x = \frac{1}{2} [f^2 (\frac{\partial u_a}{\partial p} - \sigma_s \frac{\partial \omega}{\partial x})] \quad (3)$$

$$Q_y = \frac{1}{2} [f^2 (\frac{\partial v_a}{\partial p} - \sigma_s \frac{\partial \omega}{\partial y})] \quad (4)$$

上式中 $u_a = u - u_g, v_a = v - v_g$, 分别是纬向和经向的地转偏差。由此可知,纬向、经向的垂直环流分别由非地转湿 Q 矢量的纬向和经向分量决定。当 Q_x 为正值时代表湿 Q 矢量的纬向分量指向东,反之指向西;当 Q_y 为正值时代表湿 Q 矢量的经向分量指向北,反之指向南。 Q_x 和 Q_y 总指向气流上升区,而背向气流下沉区。

准地转 Q 矢量的计算项中包含地转风,半地转 Q 矢量的计算项中不仅包含地转风,同时还包括了实际风,非地转湿 Q 矢量的计算项中不仅全部为实际风计算,同时还包括了凝结潜热加热项,因此,它比准地转 Q 矢量和半地转 Q 矢量更具完备的物理意义,能更好的描述实际大气特征^[5]。

由于湿 Q 矢量决定了流场和温度场热成风的个别变化,也就决定了水平温度的个别变化,因而可以用它来预报锋生或锋消。湿 Q 矢量与锋生函数的关系式为^[13]:

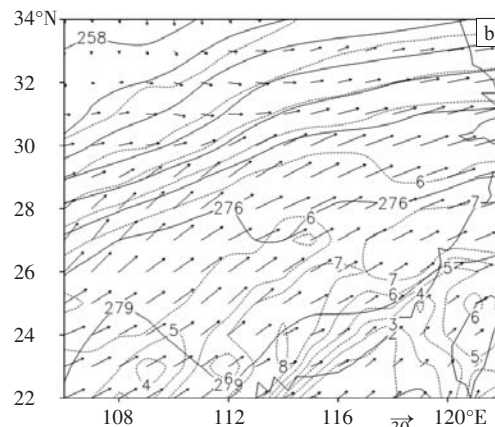
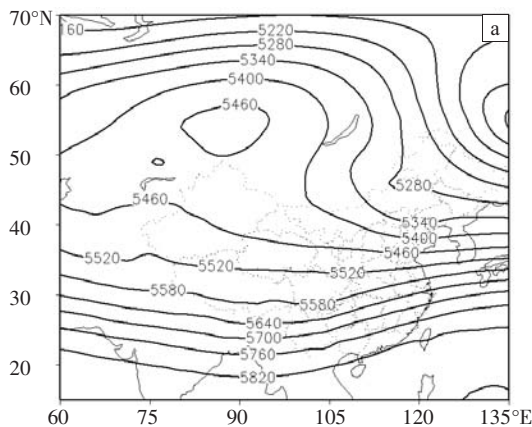


图 2 2008 年 1 月 28 日 08 时至 29 日 08 时 500 hPa 平均位势高度场(a,单位:gpm)及 1 月 28 日 08 时(b) 700 hPa 风场(风矢)、温度场(实线,单位:K)和比湿(点线,单位:g/kg)分布图

$$\frac{D_g}{D_t} |\nabla T|^2 = \frac{2p}{R} Q \cdot \nabla T$$

上式左边是锋生函数。 $Q \cdot \nabla T > 0$ 时,锋生函数大于 0,表示有锋生过程;当 $Q \cdot \nabla T < 0$ 时,锋生函数小于 0,表示有锋消过程。

3 天气形势

持续的大气环流形势异常是这次大范围低温雨雪灾害的直接原因^[14-16]。图 1 给出 28 日 08 时至 29 日 08 时 24 h 实况降水量图。从中可见,降雪区呈明显的东北-西南走向,最大降雪带位于宁波-景德镇-桂林一线,其中景德镇降雪达 35 mm 以上。

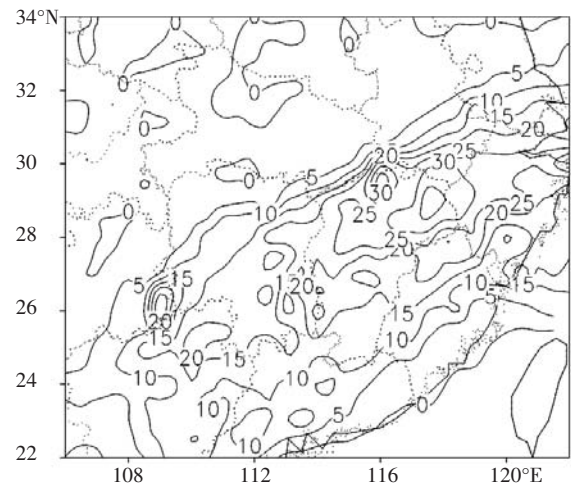


图 1 2008 年 1 月 28 日 08 时至 29 日 08 时 实况降水量图(单位:mm)

由 2008 年 1 月 28 日至 29 日 500 hPa 平均位势高度场(图 2a)可知,欧亚中高纬度地区为持续稳定的高压脊,平均的低压槽位于孟加拉湾北部,我国南方受槽前的西南气流控制。分析 500 hPa 位势高度场沿 105°E 的时间剖面图(图略),可以明显看出低压槽是在不断加深东移的,并在 28 日以后长时间维持一个较低值。在 700 hPa 天气形势中(图 2b),西南暖湿气

流异常活跃,急流轴在湖北南部和湖南中北部之间,与此同时,欧亚中高纬度地区前部的冷空气经华北向南扩散,造成冷暖空气在江南、华南交汇,导致罕见的持续大范围低温雨雪冰冻天气。

冷空气形成的“冷垫”是降雪发生的先决条件,当700 hPa以下有明显逆温,从地面至高层气温均小于0℃时,往往形成降雪天气^[14-16]。分析1月28日08时和29日02时相当位温和温度沿114°E的经向垂直剖面图(图3)发现,北路冷空气自东北方向南下,温度

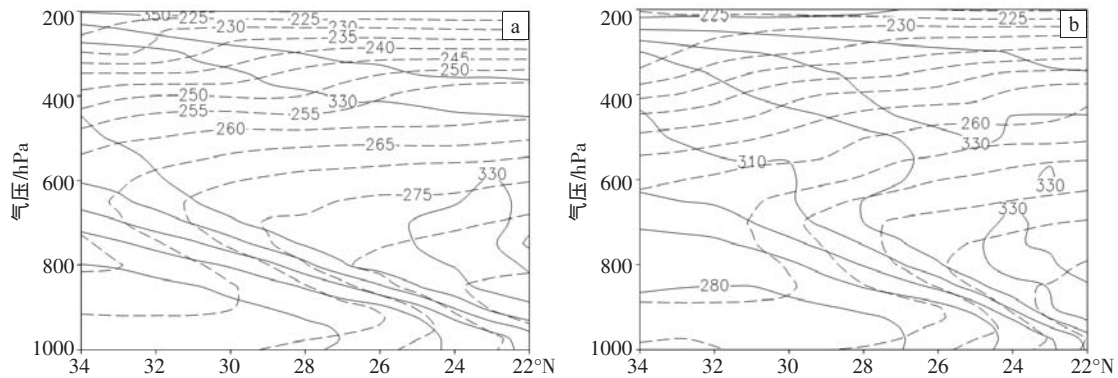


图3 2008年1月28日08时(a)、29日02时(b)沿114°E的经向垂直剖面图

(实线:假相当位温,单位:K;长虚线:温度场,单位:K)

从位势高度场图和风场图(图略)还可以看出850 hPa槽线南移明显,风切变增强。分析700 hPa水汽通量图可知(图略),此次过程中热带地区水汽输送异常明显,主要的水汽通道有两个:一个是来自孟加拉湾经中南半岛的西南气流水汽通道,另一条是来自南海的偏南风水汽通道。受活跃的南支槽前西南气流和稳定的西太平洋副高西侧的偏南气流共同影响,孟加拉湾和南海地区的暖湿水汽源源不断的往北到东北方向输送,强的水汽输送集中在800 hPa至600 hPa之间,其中心强度约 $18 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

4 降水及湿 Q 矢量散度演变分析

对比湿 Q 矢量散度场及其与6 h降水的演变关系(图4)发现,28日08时至29日02时降雪区由上海—长沙一线逐渐南移至龙岩—广州一线,图中的湿 Q 矢量散度场也与降雪区一样有一个南移的过程,暴雪中心一般都位于湿 Q 矢量散度场辐合大值区的东南侧。这表明,湿 Q 矢量散度对未来6 h的降雪有很好的指示作用,甚至对一些中尺度的降雪中心也提前有表征,如28日20时(图4c),江西北部(30°N, 116°E)湿 Q 矢量辐合形成一个强度达到 $-15 \times 10^{-16} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$ 的中心,相应地,在30°N、116°E附近出现一中心强度为17 mm的降水中心,再如29日02时福建东北侧分裂出一个降水中心,湿 Q 矢量散度负值区在福建北侧

梯度明显,降雪发生前鋒面已经形成,并在整个降雪过程中维持。对比发现,700 hPa的温度梯度随时间减小,850 hPa的温度梯度随时间变化不大,但是鋒面的坡度随时间逐渐增大。根据图3a还可以看出,降雪区上空700 hPa以下为明显的鋒面逆温,逆温层下则是冷空气形成的冷垫,28日08时27°—30°N之间地面温度接近0℃,850 hPa温度接近-3℃,700 hPa温度接近0℃,500 hPa温度接近-12℃,极有利于降大到暴雪^[12]。

也有一个负值中心。

降水带一般都位于700 hPa湿 Q 矢量散度负值区的东南侧,这是由于湿 Q 矢量散度负值区表示辐合区,在辐合区的北侧没有水汽,水汽集中于辐合区的东南侧,所以降水带一般位于湿 Q 矢量散度负值区的东南侧。值得注意的是,虽然降雪带和降雨带都位于湿 Q 矢量散度场的东南侧,但是其偏离程度有所不同。图4a、b中的湖南、江西、安徽等地区的降雪带与湿 Q 矢量散度场的偏离程度较小,而图4c、d中的广东和福建等地没有降雪,而是降雨,此时降水带与700 hPa湿 Q 矢量散度场的偏离程度较大。分析不同时次和层次的湿 Q 矢量散度场分布还发现,不同时次与降雪区最吻合的湿 Q 矢量散度场的层次逐渐降低,由尺度分析可知,对于大尺度运动,湿 Q 矢量主要取决于式(1)中的第二项,即风的水平梯度和温度梯度的乘积。28日08时,降雪区上空700 hPa温度梯度和风的水平梯度都分别比850 hPa的温度梯度和风的水平梯度大,因此,与降雪区最吻合的湿 Q 矢量散度场的层次是700 hPa,到29日02时,切变线南移,降雪区上空850 hPa温度梯度和风的水平梯度相应增大,而且南方的水汽相对更充足,气团只需要抬升到较低的高度就可引起降水,与降雪区最吻合的湿 Q 矢量散度场的层次降为850 hPa。

为了揭示湿 Q 矢量散度与降雪落区的关系,分别

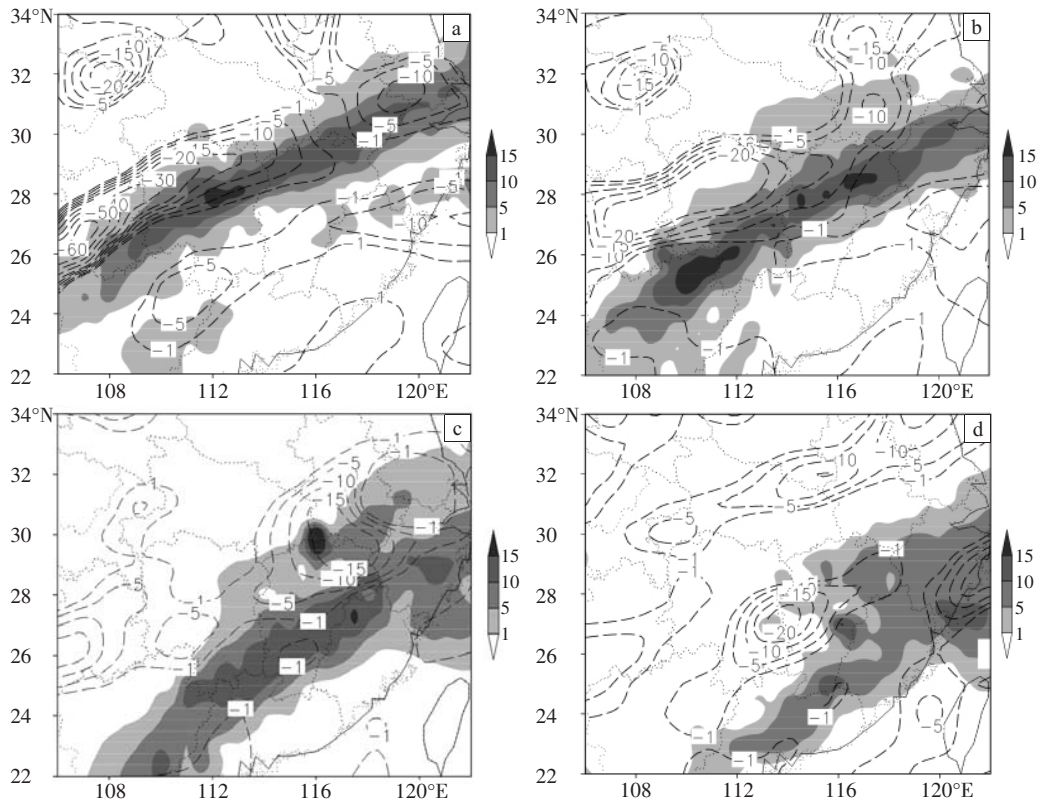


图 4 2008 年 1 月 28 日 08 时(a)、14 时(b)、20 时(c)及 29 日 02 时(d)700 hPa 湿 Q 矢量散度场 (长虚线,单位: $10^{-16} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$)及随后 6 h 降水量(阴影区,单位:mm)分布图

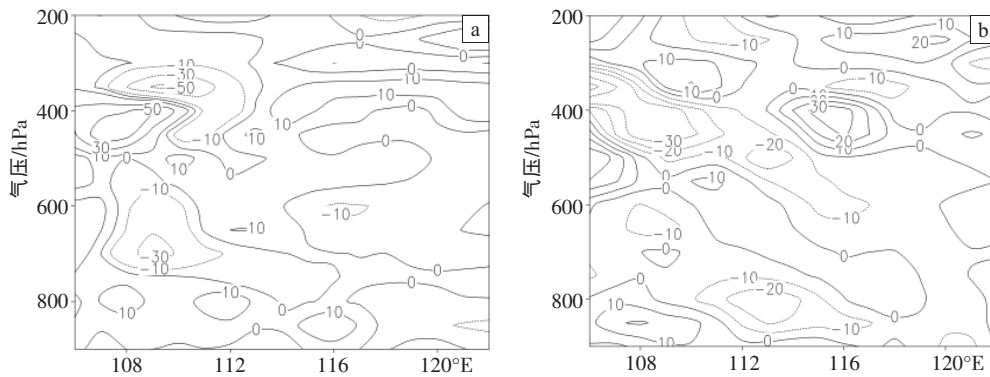


图 5 2008 年 1 月 28 日 08 时沿 28°N(a)、29 日 02 时沿 25°N(b)湿 Q 矢量散度垂直分布图 (单位: $10^{-16} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$)

沿 28°N 和 25°N 作纬向剖面图(图 5),分析这次降雪天气过程中湿 Q 矢量散度在东西方向上的垂直分布情况。

28 日 08 时,在贵州省东北部至湖南省东部的中高层出现两个较强的湿 Q 矢量散度辐合区,其中一个中心位于 700 hPa,其强度达到 $-40 \times 10^{-16} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$,另一个中心位于 350 hPa,其强度达到 $-50 \times 10^{-16} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$ 。由于湿 Q 矢量散度的强迫作用,28 日 14 时湖南省中部(28°N,112°E)出现了中心强度为 13 mm 的 6 h 降雪中心,降雪中心位于辐合中心的偏东方向。29 日 02 时,两个辐合区向东移动,位于 700 hPa 的辐合中心降低至 800 hPa 以下,并且辐合区从 800 hPa 到 900 hPa

向东倾斜,同时,6 h 降雪中心也向东移动,随着辐合强度的减弱,降雪强度也随之减弱,最大降雪量为 9 mm。

图 6 为湿 Q 矢量散度场沿 114°E 和 117°E 的经向垂直剖面图,与图 5 的分析相似,位于 700 hPa 以下的辐合中心与降雪区对应较好,辐合中心的高度逐渐降低,强度减弱,强降雨区出现在上升气流区附近,位于辐合中心的偏南方向。

为了进一步揭示 6 h 降水与湿 Q 矢量散度发展变化的关系,制作了 24 h 降水中心(29°N,118°E)的湿 Q 矢量散度和随后 6 h 降水量演变图(图 7),从中可以看出,在 28 日 20 时以前,随着湿 Q 矢量散度的减小,降水增强;此后,随着湿 Q 矢量散度增大,降水减弱。

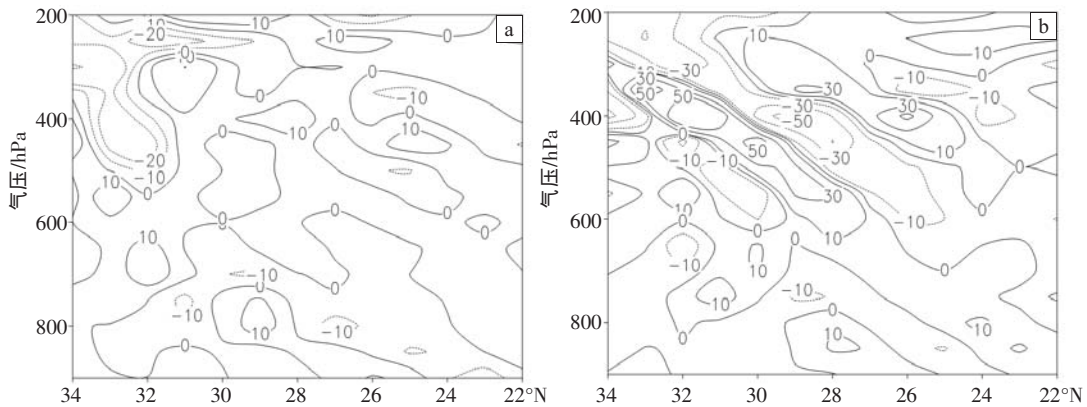


图 6 2008 年 1 月 28 日 08 时沿 114°E(a)、29 日 02 时沿 117°E(b)湿 Q 矢量散度垂直分布图(单位: $10^{-16} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$)

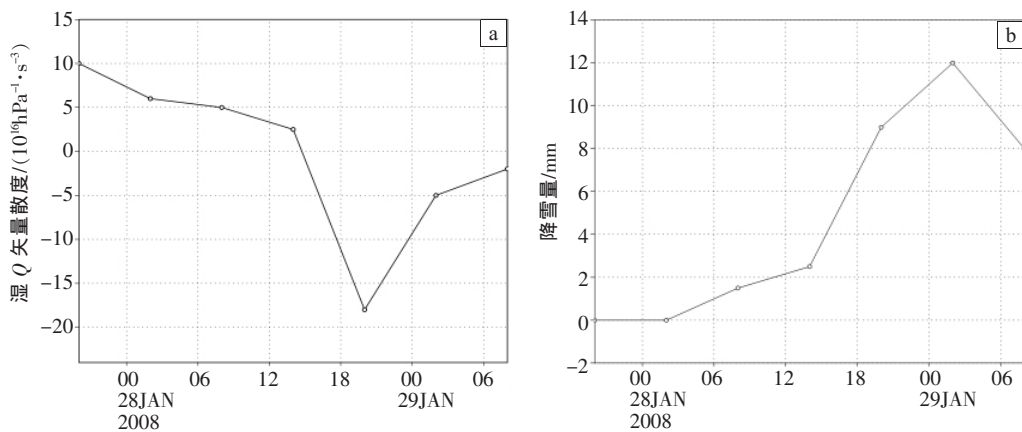


图 7 2008 年 1 月 27 日 20 时至 29 日 08 时降水中心(29°N, 118°E)处湿 Q 矢量散度 (a, 单位: $10^{-16} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$) 和 6 h 实况降水量(b, 单位: mm)随时间变化图

5 降水及湿 Q 矢量锋生函数演变分析

湿 Q 矢量锋生函数是反映锋区加强或减弱的物理量,当湿 Q 矢量与 $\Delta\theta_{se}$ 的交角小于 90° 时,锋生函数 $F > 0$, 并且数值越大,锋生作用越强;而当湿 Q 矢量与 $\Delta\theta_{se}$ 的交角大于 90° 时,锋生函数 $F < 0$, 并且其绝对值越大,锋消作用越明显^[17]。文献[18]指出,用湿 Q 矢量计算的锋生函数具有预报性,为预报员提供了产生强降水天气过程的大尺度系统的发生发展信息。

分析湿 Q 矢量锋生函数及其与 6 h 降水的关系(图 8)发现,28 日 08 时,湖南省东北部于 700 hPa 有一近似东北—西南走向的锋生带,锋生中心与降水中心相对应。28 日 14 时,锋生带略向东南方向移动,锋生带宽度加大,锋生函数正值区呈带状分布,而强降雪就出现在 6 h 之后,降雪带东移到湖南省西南部呈带状分布,与锋生带对应较好。锋生函数梯度大的地方是冷暖空气交汇处,从温度场和假相当位温的垂直剖面图(见图 3)也可以明显看出冷空气从低层切入,暖空气被迫抬升,造成大范围的垂直运动,而且温度场的垂直分布极有利于降雪^[18]。

分析还发现,随着锋生中心向东南方向移动,与

强降雪区相吻合的锋生带的高度逐渐降低,28 日 08 时,700 hPa 的锋生中心与降雪区对应较好,随着锋生中心向东南方向移动,29 日 02 时,与降雪区域对应较好的则是 900 hPa 的锋生函数正值区。随着降水区向东南方向移动,与其相吻合的湿 Q 矢量锋生函数正值区的高度逐渐降低,很好的反映了随着降水带南移,强的锋生带的高度随之降低,低层温度梯度增大。在 28 日 08 时沿 114°E 的经向垂直剖面图上(图 3a),等相当位温线和温度等值线显示在 600 hPa 和 950 hPa 之间存在一条向北倾斜的锋区,温度梯度很大。锋面倾斜度较大,说明锋面的斜压性较强,强的锋生带位于 26.5°N 和 28.5°N 之间,高度位于 800 hPa 左右,到了 29 日 02 时(图 3b),强的锋生带南移,同时高度降低,位于 23°N 和 24.5°N 之间,高度降到 900 hPa 左右,这与湿 Q 矢量锋生函数正值区的等值线密集区反映的结果相一致,与降水区有较好的对应关系。

6 结论与讨论

利用常规气象观测资料和 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 格点资料,对 2008 年 1 月 28—29 日一次强降雪天气过程进行了湿 Q 矢量的诊断分析,得到如下结论。

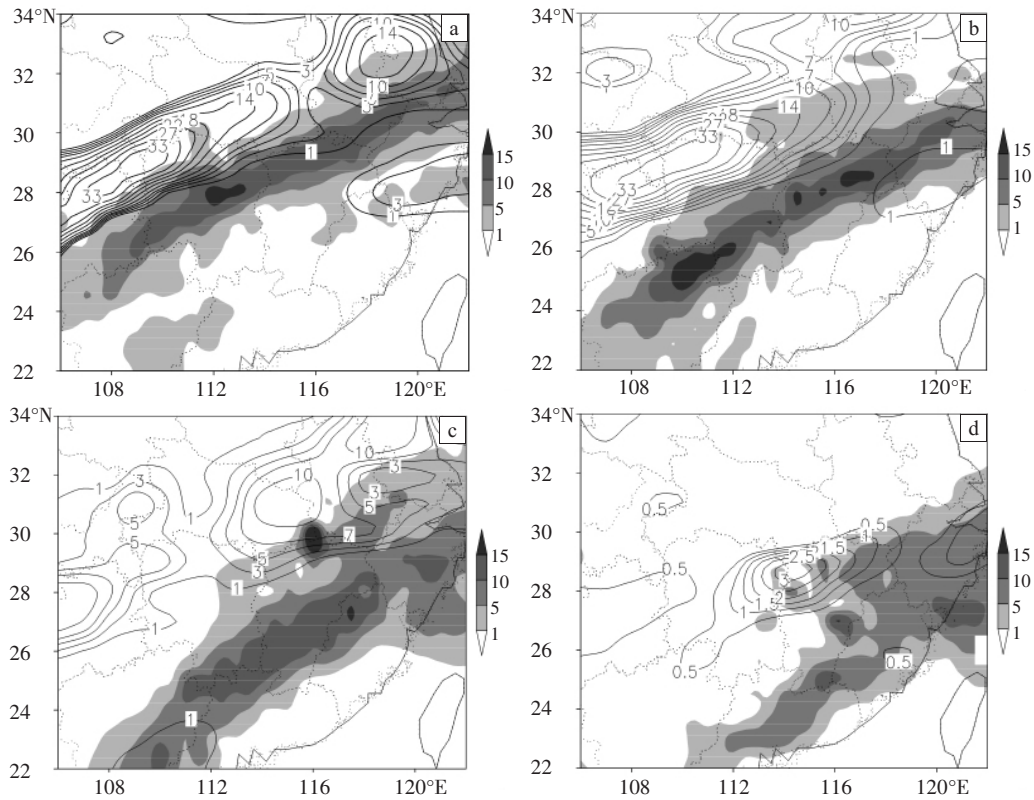


图 8 2008 年 1 月 28 日 08 时(a)、14 时(b)、20 时(c)及 29 日 02 时(d) 700 hPa 湿 Q 矢量锋生函数 (实线,单位: $10^{-15} \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$)和随后 6 h 降水量(阴影区,单位: mm)分布图

(1)降雪带一般位于湿 Q 矢量散度辐合区的东南侧,虽然降雪带和降雨带都位于湿 Q 矢量散度辐合区的东南侧,但是其偏离程度有所不同,降雨带与湿 Q 矢量散度场的偏离程度较大。

(2)降雪强度与湿 Q 矢量散度的强度有很好的对应关系。锋生函数正值区的等值线密集处容易出现大降雪带,而且随着降水区向东南方向移动,与降水区相吻合的湿 Q 矢量锋生函数正值区的高度逐渐降低。

用 Q 矢量诊断降水(雪)的前提条件之一是大气垂直运动在水平和垂直方向上都符合波状分布,并且大气层结稳定,只有这样, Q 矢量散度才能与 ω 成正比,从而与降雪强度有较好的对应关系。对本次天气过程而言, Q 矢量散度是呈正负交替的,而且只有近地面层为不稳定层结,近地面层以上均为稳定层结,所以 Q 矢量散度能够很好地诊断垂直速度,进而能够较好地预示降雪区和降雪强度。但对于夏季的对流降水而言,由于大气运动的波状形势往往不明显,垂直方向上的大气层结也常有不稳定,在这种情况下,用 Q 矢量散度诊断降水可能就难以得到较好的结果^[4]。锋生函数则是从 Q 矢量对温度梯度的改变这一角度诊断锋生或锋消,如果锋生函数大于 0,并且数值越大,锋生作用越强,则温度梯度的增加越明显,表明冷暖空气的相对运动加强,从而降水(雪)量也要增大,反之则降水(雪)量要减小。

本文仅为初步研究,以后有待于分析更多的个例,从而进一步诊断湿 Q 矢量与降雪之间的关系,并从物理机制方面进行深入研究。

参考文献:

[1] Hoskins D I, Davies H C. A new look at the w -equation[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 1978, 104(1): 31-38.
 [2] 白乐生.准地转 Q 矢量分析及其在短期天气预报中的应用[J].气象, 1988,14(8):25-30.
 [3] 李英,段旭,潘丽娜.昆明准静止锋的准地转 Q 矢量分析[J].气象, 1999,25(8):6-10.
 [4] 张兴旺.湿 Q 矢量表达式及其应用[J].气象,1998,24(8):3-7.
 [5] 岳彩军,寿绍文.几种 Q 矢量的比较[J].南京气象学院学报,2002,25(4):525-532.
 [6] 姚秀萍,于玉斌.非地转湿 Q 矢量及其在华北特大台风暴雨中的应用[J].气象学报,2000,58(4):436-446.
 [7] 姚秀萍,于玉斌.完全 Q 矢量的引入及诊断分析[J].高原气象,2001,20(2):20-213
 [8] 李英,张腾飞,郭荣芬.云南一次持续性暴雨过程的非地转 Q 矢量分析[J].南京气象学院学报,2002,25(2):259-265.
 [9] 王文辉,徐祥瑞.锡盟大雪和“77.10”暴雪分析[J].气象学报,1979,37(3):80-86.
 [10] 张小玲,程麟生.“96.1”暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断. 涡度和涡度变率诊断[J].高原气象,2000,19(3):285-294.
 [11] 张小玲,程麟生.“96.1”暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断. 散度和散度变率诊断[J].高原气象,2000,19(4):459-466.
 [12] 季致建,邱小伟.丽水地区 40 年大到暴雪气候[J].浙江气象科技,

- 1995(4):1-6.
- [13] 寿绍文,励申申,姚秀萍.中尺度气象学[M].北京:气象出版社,2003:267-276.
- [14] 彭春华,张端禹.2008 年低温雨雪冰冻极端气象灾害预报服务技术交流会议评述[J].暴雨灾害,2008,27(2):177-181.
- [15] 高正旭,周月华,杜良敏.2007/2008 年湖北省冬季异常低温雨雪过程成因分析[J].暴雨灾害,2008,27(2):166-171.
- [16] 高辉,陈丽娟,贾小龙,等.2008 年 1 月我国大范围低温雨雪冰冻灾害分析 .成因分析[J].气象,2008,34(4):101-106.
- [17] 寿绍文.中尺度天气动力学[M].北京:气象出版社,1993:209-210.
- [18] 杨小燕,曹希孝.准地转 Q 矢量诊断与暴雨关系得分析 [J]. 气象,1995,21(11):17-21.

Analysis By Diagnosis of Wet Q Vector of a Heavy Snowfall

WANG Chao¹, ZANG Zeng-liang¹, PAN Xiao-bin¹, ZHANG Bing²

(1.Institute of Meteorology in PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101;

2.Wuhan Institute of Heavy Rain, CMA ,Wuhan 430074)

Abstract: A heavy snow process during January 28 to 29, 2008 is diagnosed by studying the ageostrophic wet Q vector stream field, horizontal and vertical distribution of the ageostrophic wet Q vector and the ageostrophic wet Q vector frontogenesis function based on the routine observational data and NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ reanalysis grid data. The results suggested that snowfall is most likely happened in a ageostrophic wet Q convergent area. The negative area of the divergence of the ageostrophic wet Q vector and the positive area of the ageostrophic wet Q vector frontogenesis function could forecast the snow area of six hours in the future correctly, and its center value had positive correlation to the intensity of six hours precipitation in the future.

Key words: The ageostrophic wet Q vector; Heavy snow; Diagnostic analysis