



The New Calculation Formula of CAPE and Energy Analyzing of “7.19” Heavy Rain in Xingtai

Li Rencheng^{*}, Li Kaiyuan, Lin Chaoxu, Huo Ying

Hebei Branch of CMA Training Centre, Baoding, China

Email address:

bdqxxlrc@126.com (Li Rencheng)

^{*}Corresponding author

To cite this article:

Li Rencheng, Li Kaiyuan, Lin Chaoxu, Huo Ying. The New Calculation Formula of CAPE and Energy Analyzing of “7.19” Heavy Rain in Xingtai. *Asia-Pacific Journal of Earth Sciences*. Vol. 1, No. 1, 2019, pp. 17-37.

Received: December 29, 2018; **Accepted:** April 16, 2019; **Published:** May 13, 2019

Abstract: The Convective Available Potential Energy(CAPE) is Important Parameter On Severe Convection Weather Forecast, CAPE Only is a Necessary Condition but Its not a Sufficient Condition. Maintenance and Development of Severe Convection Weather Its Related to the Accumulate and Evolution and Transport and Release of CAPE, Its Related to the Weather System with Exchange of Matter and Energy on External Environment. The New Calculation Formula for Embody of CAPE Come Into Used. The New Emagram (Energy-pet-unit-mass diagram) of Create Drawing. The Local Change Equation of CAPE be Presented. Make Energy an Analysis Analyzing to “7.19” Extraordinary Rainstorm in Xingtai. The “7.19” Extraordinary Rainstorm in Xingtai is a Severe Convection Weather Process on Under Combined Action of Small Scale Thunderstorm Monomers and Small Scale Thunderstorm Monomers and Mesoscale Convective System and Synoptic Low-pressure System and Low-level Nocturnal Jec and Upper Trough and Orographic Conditino etc.

Keywords: Convective Available Potential Energy, New Calculation Formula, Local Change Equation, Influencing Factors, “7.19” Heavy Rain in Xingtai, Energy Analyzing

对流有效位能新的算法以及对邢台“7.19”特大暴雨的能量分析

李任承^{*}, 李开元, 林朝旭, 霍英

中国气象局气象干部培训学院河北分院, 保定, 中国

邮箱

bdqxxlrc@126.com (李任承)

摘要: 强对流天气的维持和发展涉及CAPE的积累、演变、输运和释放, 涉及系统与外界的物质和能量交换。目前通用的CAPE计算公式没有充分反映对流有效位能的本质, 不能体现影响CAPE变化(增强或减弱)的因子, 使预报人员对系统CAPE的演变以及系统与外界能量和物质交换的探讨受到局限。为了探讨影响强对流天气发展和维持的因子, 采用体现对流有效位能本质的新的CAPE计算公式, 绘制了可逆湿绝热过程埃玛图, 提出了CAPE局地变化方程。考虑影响CAPE局地变化的诸多因子, 对邢台“7.19”特大暴雨进行了能量的积累、输运和释放过程的分析。邢台“7.19暴雨”是在小尺度雷暴单体、中尺度对流云团、天气尺度低压低槽和大尺度环流背景以及特殊地形条件的共同作用下所发生的持续强对流天气过程。

关键词: 邢台7.19暴雨, 对流有效位能, 计算公式, 变化方程, 影响因子

1. 引言

对流有效位能CAPE是强对流天气预报的重要参数[1-4],但CAPE只是强对流天气发生的必要条件而非充分条件。强对流天气的发展和维持涉及CAPE的积累、演变、输运和集中释放,涉及系统与外界的物质和能量交换问题。因此,强对流天气的预报和分析不仅要考虑某一时次CAPE的多寡,而且要考虑影响CAPE的积累、演变、输运和集中释放等诸多因子。孙继松等[5]指出:热力不稳定能量的释放是快速完成的。在对流发生阶段,CAPE往往由最大值迅速减小,要维持对流云的发展,必须有来自于云体外的能量的输入。

强对流天气属于中小尺度系统,其发生发展和运行受大尺度环流背景影响和天气尺度系统制约[6-9]。任何强对流天气的发生,大都可以追寻CAPE的积累和释放过程以及系统移动和演变的踪迹[10-12]。目前通用的CAPE计算公式[13-16]没有充分反映对流有效位能的本质,不能体现影响CAPE变化(增强或减弱)的因子,使预报人员对系统CAPE的演变以及系统与外界能量和物质交换过程的探讨受到局限。

本文采用体现对流有效位能本质的新的CAPE计算公式[17,18],绘制了新的埃玛图,提出了CAPE局地变化方程。考虑影响CAPE局地变化的诸多因子,对邢台“7.19”特大暴雨过程进行了能量的输运、积累和释放机制的分析。

2. 体现对流有效位能本质的新的计算公式

2.1. 对流抑制能量CIN新的计算方法

对流抑制能量CIN(Convective Inhibition)分两部分计算:

2.1.1. 对流抑制能量 CIN_0^c 的计算

单位质量的气块(1kg,以下简称气块;下列各式物理量均采用SI基本单位及其导出单位和气象上的常用单位),由地面 H_0 到抬升凝结高度 H_c (LFC—Lifting Condensation Level)对流抑制能量 CIN_0^c 的计算

$$CIN_0^c = [c_{pd} + q_0(c_{pv} - c_{pd})](T_0 - T_c) - g_0 H_0^c \quad (1)$$

2.1.2. 对流抑制能量 CIN_c^f 的计算

由抬升凝结高度 H_c (LCL)到自由对流高度 H_f (LFC—Level of Free Convection)对流抑制能量 CIN_c^f 的计算

$$CIN_c^f = [c_{pd} + q_0(c_w - c_{pd})](T_c - T_f) + (L_{vc}q_0 - L_{vf}\frac{r_f}{1+r_f}) - g_0 H_c^f \quad (2)$$

式(1)、(2)中, CIN_0^c 、 CIN_c^f 分别是地面到抬升凝结高度LCL、抬升凝结高度到自由对流高度LFC的对流抑

制能量, q_0 、 T_0 分别是地面比湿、温度, T_c 、 T_f 分别是气块上升到LCL、LFC时的热力学温度, L_{vc} 、 L_{vf} 分别是温度为 T_c 、 T_f 时的水汽潜热, H_0^c 、 H_c^f 分别是地面到LCL、LCL到LFC的位势差, r_f 是温度为 T_f 时的饱和混合比, r_T 是水物质(包括水汽、液态和固态水)总的混合比, $g_0 = 9.8J/(kg \cdot gpm)$ 。于是

$$CIN = CIN_0^c + CIN_c^f$$

2.2. CAPE新的计算公式

$$CAPE = [c_{pd} + q_0(c_w - c_{pd})](T_f - T_{EL}) + (L_{vf}\frac{r_f}{1+r_f} - L_{EL}\frac{r_{EL}}{1+r_T}) - g_0 H_f^{EL} \quad (3)$$

式(3)中, T_{EL} 是气块上升到平衡高度EL(Equilibrium Level)时的热力学温度, L_{EL} 是温度为 T_{EL} 时的水汽潜热, r_{EL} 是温度为 T_{EL} 时的饱和混合比, H_f^{EL} 是LFC到EL的位势差。式(3)表明,从LFC到EL,气块中的一部分“广义湿静力能”转化为气块的垂直运动动能。式(3)体现了对流有效位的本质,具有广义性,可用于可逆湿绝热过程CAPE的计算,亦可用于假绝热过程CAPE的计算。

2.3. 对流有效位能CAPE的局地变化方程

令 $\Delta E_k = \frac{1}{2}w_{EL}^2 - \frac{1}{2}w_0^2$, $\frac{1}{2}w_0^2$ 是气块起始高度的垂直运动动能, $\frac{1}{2}w_{EL}^2$ 是气块到达平衡高度时的垂直运动动能, ΔE_k 是气块由起始高度到达平衡高度时垂直运动动能的增量。通常有 $CAPE \approx \Delta E_k$ 或 $CAPE = \Delta E_k$ (例如在对流凝结高度CCL—Convective Condensation Level)。

综合式(1)、(2)、(3),将水汽潜热 L_v 视为常量 L_0 ,并舍去微小的量,可得:

$$CAPE \approx c_{pd}(T_0 - T_{EL}) + L_0(q_0 - q_{EL}) - g_0 H_0^{EL} = c_{pd}(1 - \frac{T_{EL}}{T_0})T_0 + L_0(1 - \frac{q_{EL}}{q_0})q_0 - g_0 H_0^{EL}$$

令 $k_1 = (1 - \frac{T_{EL}}{T_0})$, k_1 是 $(1 - \frac{T_{EL}}{T_0})$ 的平均值;
 $k_2 = (1 - \frac{q_{EL}}{q_0})$, k_2 是 $(1 - \frac{q_{EL}}{q_0})$ 的平均值。于是有

$$CAPE \approx k_1 c_{pd} T_0 + k_2 L_0 q_0 - g_0 H_0^{EL} \quad (4)$$

对式(4)求偏导数,则有:

$$\frac{\partial}{\partial t}(CAPE) \approx k_1 c_{pd} \frac{\partial}{\partial t} T_0 + k_2 L_0 \frac{\partial}{\partial t} q_0 - g_0 \frac{\partial}{\partial t} H_0^{EL} = k_1 c_{pd} \left(\frac{dT_0}{dt} - \vec{V}_h \cdot \nabla T_0 \right) + k_2 L_0 \left(\frac{dq_0}{dt} - \vec{V}_h \cdot \nabla q_0 \right) - g_0 \frac{\partial}{\partial t} H_0^{EL} \quad (5)$$

式(5)便是CAPE局地变化方程。其中 $\frac{dT_0}{dt}$ 是非绝热加热引起的温度局地变化, $-\vec{V}_h \cdot \nabla T_0$ 是温度平流引起的温度局地变化; $\frac{dq_0}{dt}$ 是蒸发或凝结引起的比湿局地变化, $-\vec{V}_h \cdot \nabla q_0$ 是湿度平流引起的比湿局地变化; $H_0^{EL} = H^{EL} - H_0$, $\frac{\partial}{\partial t} H^{EL}$ 是平衡高度所在等压面位势高度的局地变化, $\frac{d}{dt} H_0 = \vec{V}_h \cdot \nabla H_0$, 与地形抬升有关。

T_0 和 q_0 代表了气块的起始高度的温度和湿度, 地面的温度和湿度是与低空(例如925hPa、850hPa、700hPa)的温度和湿度密切正相关的。 k_1 和 k_2 的取值范围为: $0 \leq k_1 < 0.2$, $0 \leq k_2 < 0.5$, 对于绝对稳定的大气, $k_1 = k_2 = 0$;

对于潜在性不稳定的大气, 平均而言, 通常 k_1 值可取0.1, k_2 值可取0.25。

式(5)表明, 影响CAPE局地变化的因子有: 1)温度的局地变化(包括个别变化和平流变化); 2)比湿的局地变化(包括个别变化和平流变化); 3)平衡高度的局地变化, 与高空冷暖平流和槽脊移动有关。

在气团内部, 在晴朗微风的日子, 比湿日变不大, 温度日变化显著, 对于气团内部的热力对流而言, 温度日变化是矛盾的主要方面; 在锋面附近, 温度平流和湿度平流都比较显著, 对于系统性对流天气而言, 温度平流和湿度平流是矛盾的主要方面; 无论气团内部的热力对流, 还是系统性对流, 大尺度环流背景、高空冷暖平流和槽脊移动、天气尺度系统的制约以及地形等, 都是影响对流发生发展的重要因素。

3. 邢台“7.19”特大暴雨天气过程能量分析

3.1. 降水量实况

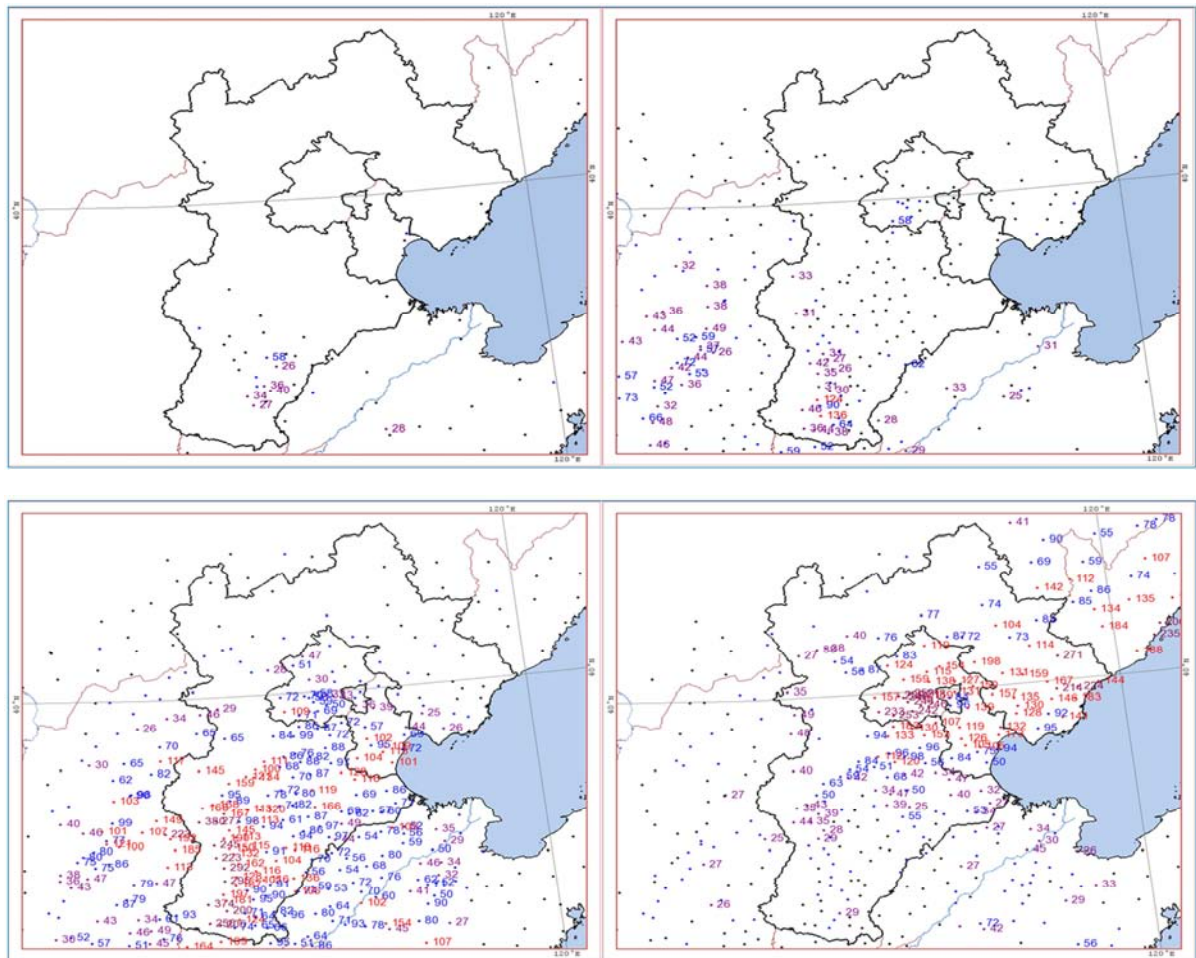


图1 7月18日、19日、20日、21日24小时降水量。

图1表明，从24小时(前1日08h至当日08h)降水量来看，邢台7.19特大暴雨主要集中在19日夜间至20日凌晨。在19日08h至20日08h，邢台平原地区降水量普遍在250mm以上，太行山东麓丘陵地区是降水量最集中的地区，其中蝉房乡降水量达425.9mm。

3.2. 埃玛图分析和能量计算

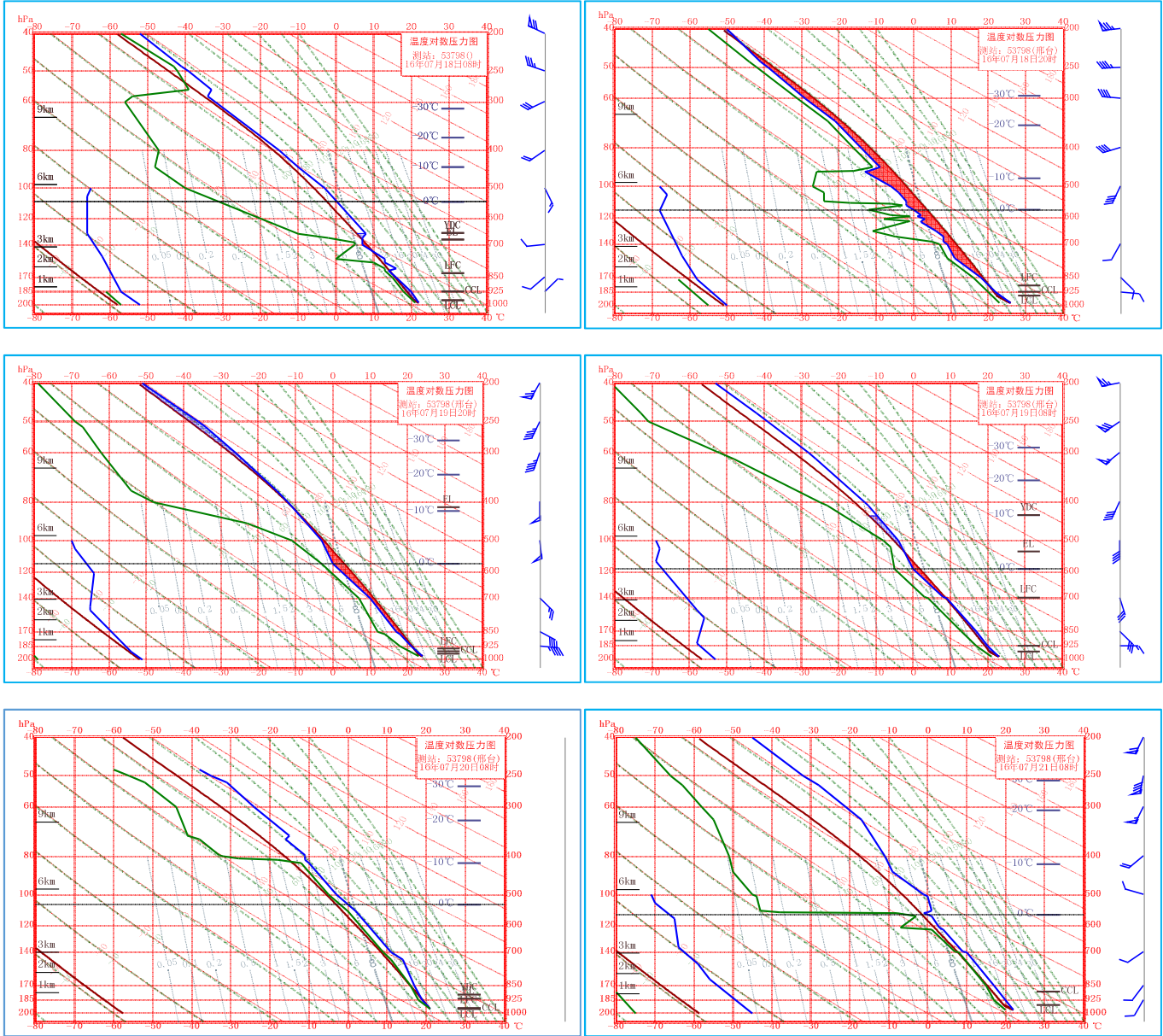
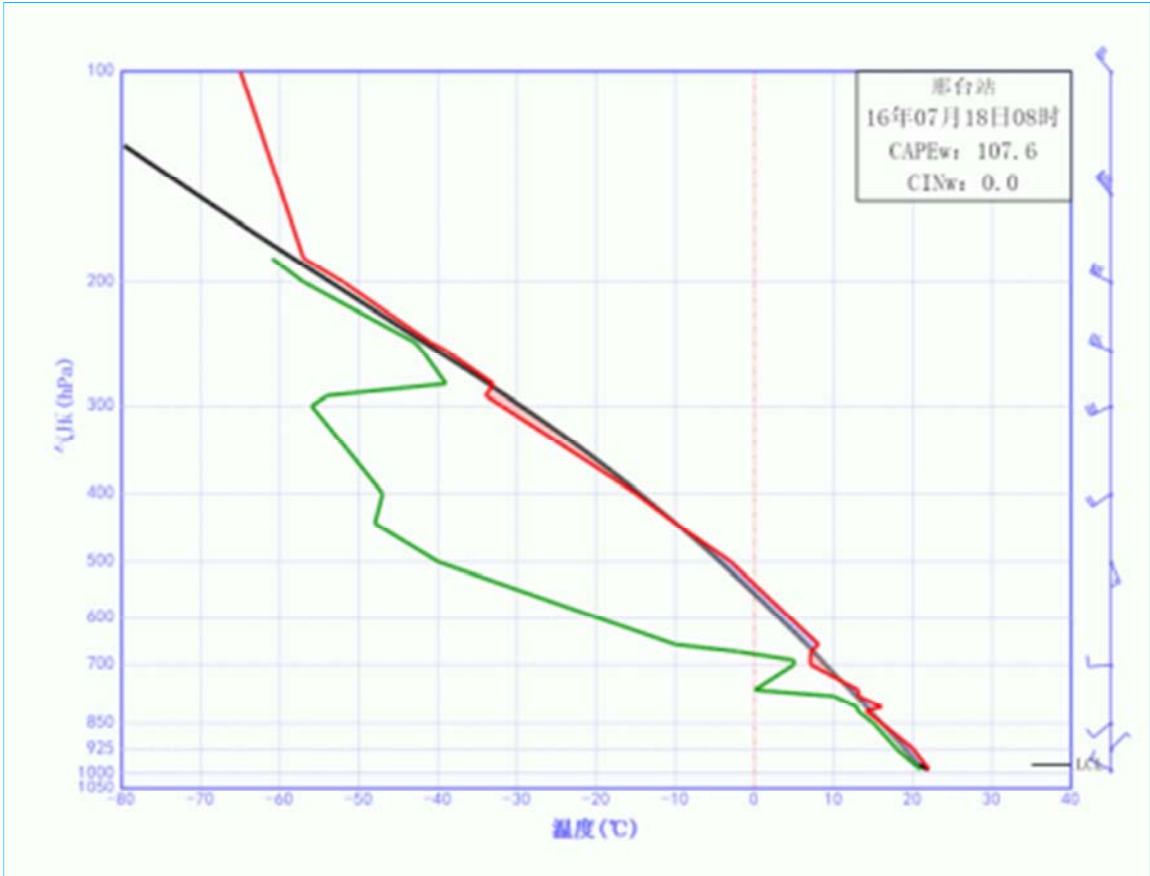
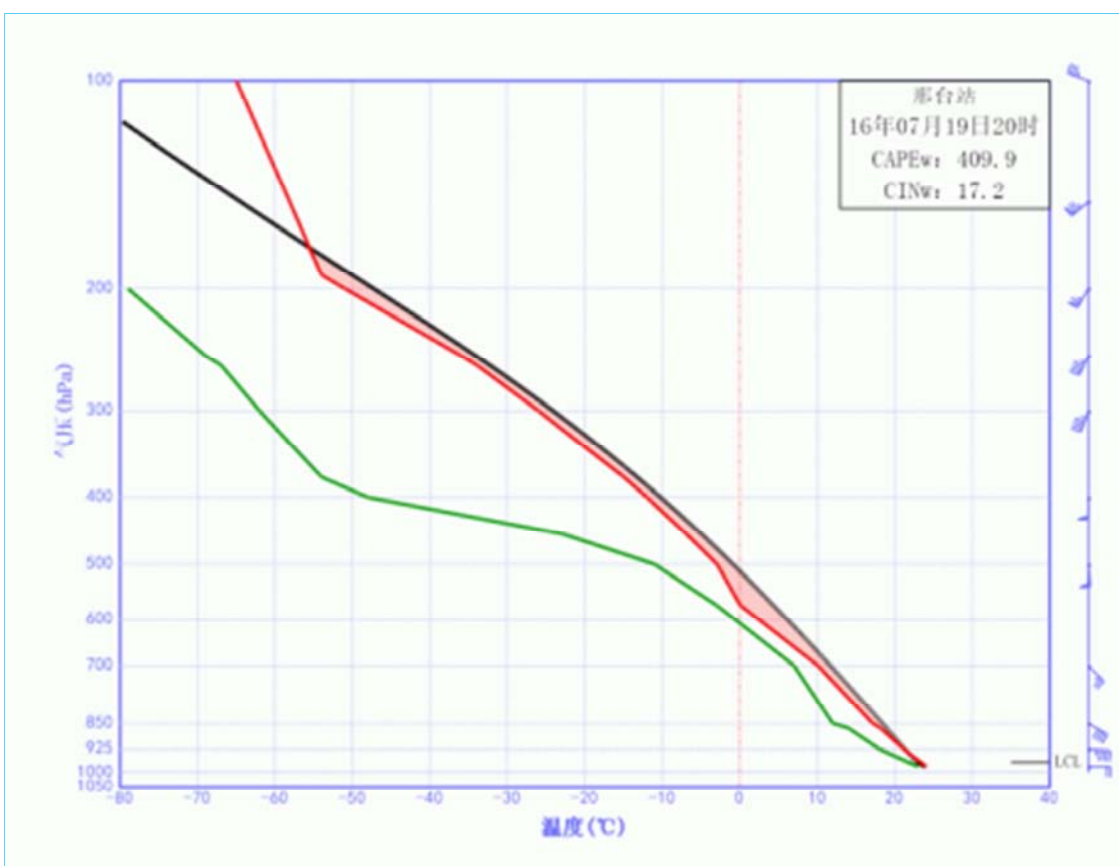
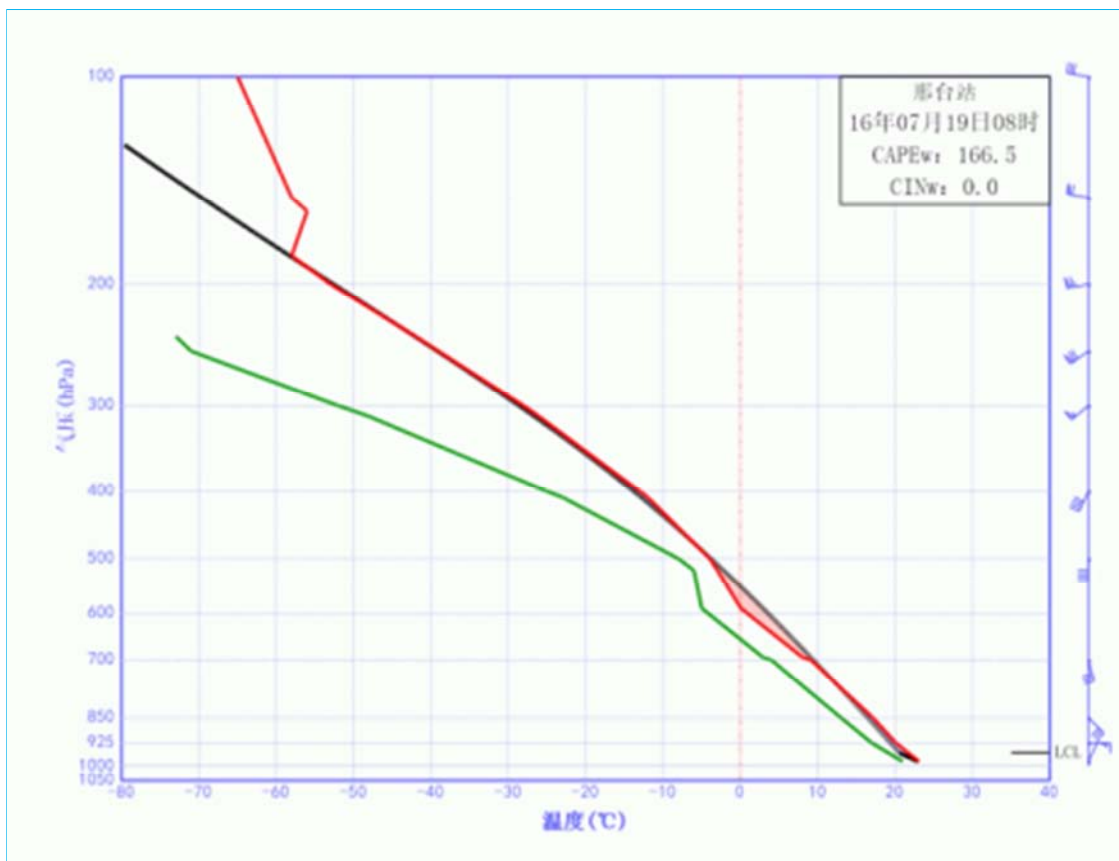


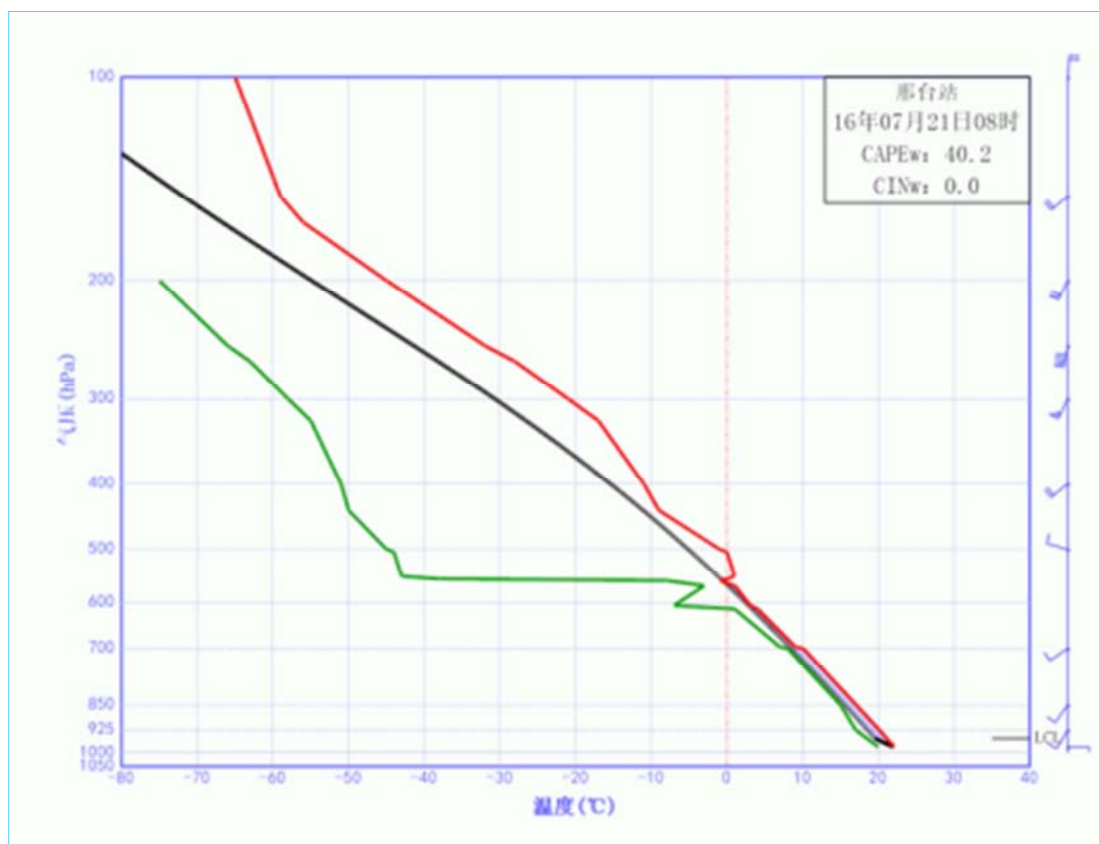
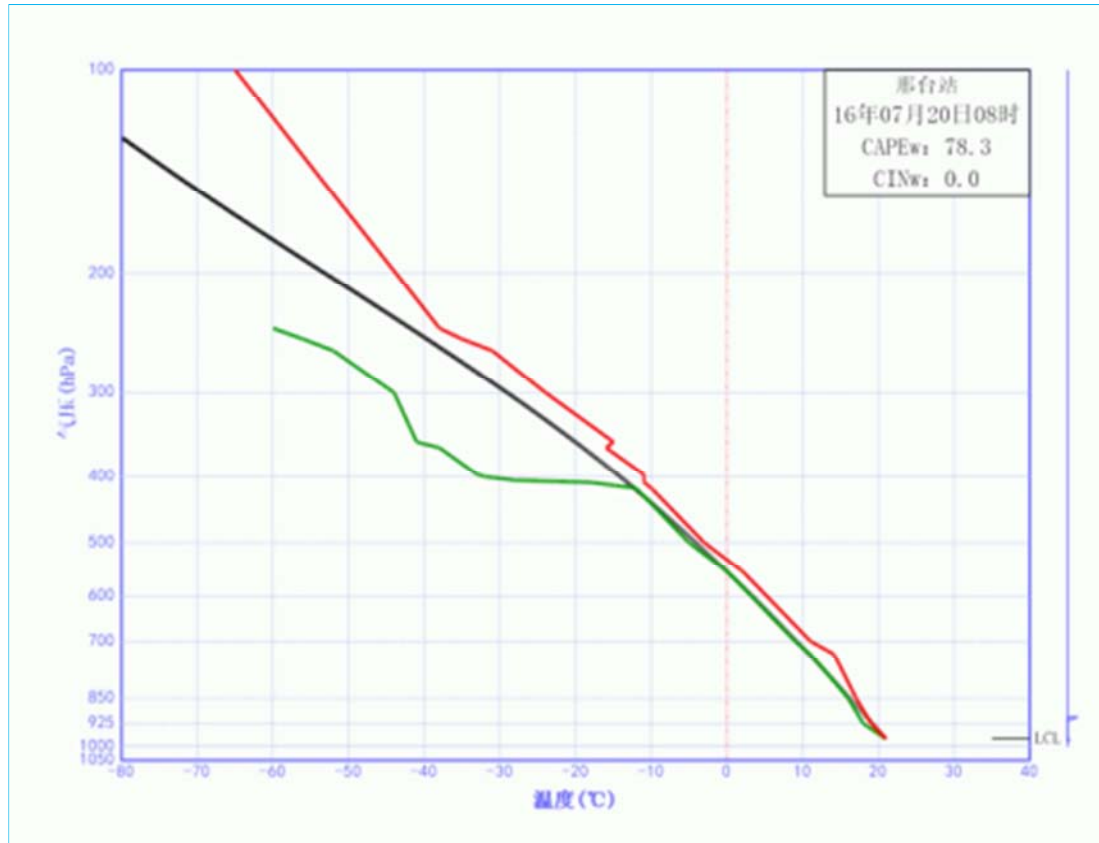
图2 邢台2016年7月18日08h、20h、7月19日08h、20h、7月20日08h、7月21日08h埃玛图。

表1 邢台2016年7月18日08h、20h、7月19日08h、20h、7月20日08h、7月21日08h计算结果。

邢台(53798)	2016年7月	18日08h	18日20h	19日08h	19日20h	20日08h	21日08h
MICAPS	CIN(J/kg)	-32.1	-12.8	-57.9	-3.1	0	- - -
MICAPS	CAPE(J/kg)	12.8	1028	79.1	286.8	1	0
可逆湿绝热过程	CINw(J/kg)	0	-12.9	0	-17.2	0	0
可逆湿绝热过程	CAPEw(J/kg)	107.6	773.4	166.5	409.9	78.3	40.2







(绿色实线是露点温度层结曲线，黑色实线是可逆湿绝热过程上升气块的路径曲线，红色实线是湿静力平衡温度曲线)

图3 那台2016年7月18日08h、20h、7月19日08h、20h、7月20日08h、7月21日08h(可逆湿绝热过程)埃玛图。

表2 由式(1)、式(2)计算的CIN和由式(3)计算的CAPE计算结果。

邢台(53798)	2016年7月	18日08h	18日20h	19日08h	19日20h	20日08h	21日08h
假绝热过程	CINj(J/kg)	-22.5	-8.3	-9.2	-4.1	0	-133.6
假绝热过程	CAPEj(J/kg)	61.5	1291.4	313.4	971.3	6.9	1.8
可逆湿绝热过程	CINw(J/kg)	-44.3	-8.3	-11.0	-4.1	0	- - -
可逆湿绝热过程	CAPEw(J/kg)	8.8	696.0	12.8	384.3	4.9	0
等假相当位温过程	CINse(J/kg)	-24.3	-8.3	-9.2	-4.1	0	-152.8
等假相当位温过程	CAPEse(J/kg)	8.0	1163.5	269.4	709.2	5.9	0.5

注：表1与表2中可逆湿绝热过程CAPEw的计算结果稍有不同，是因为所用的物理常数有所不同。表2所用常数为 $R_d=287.054 J/(kg \cdot K)$ ， $R_v=461.515 J/(kg \cdot K)$ ， $c_{pd}=1004.675 J/(kg \cdot K)$ ， $c_{pv}=1870 J/(kg \cdot K)$ ， $c_w=4218 J/(kg \cdot K)$ ；饱和水汽压的计算采用WMO推荐的戈夫-格雷奇(Goff-Gratch)公式： $L_v=L_0-(c_w-c_{pv})(T-T_0)$ ， $L_0=2500800 J/(kg \cdot K)$ ；此外还考虑了 c_{pv} 随温度的微小变化(Iribarne and Godson,1973)。

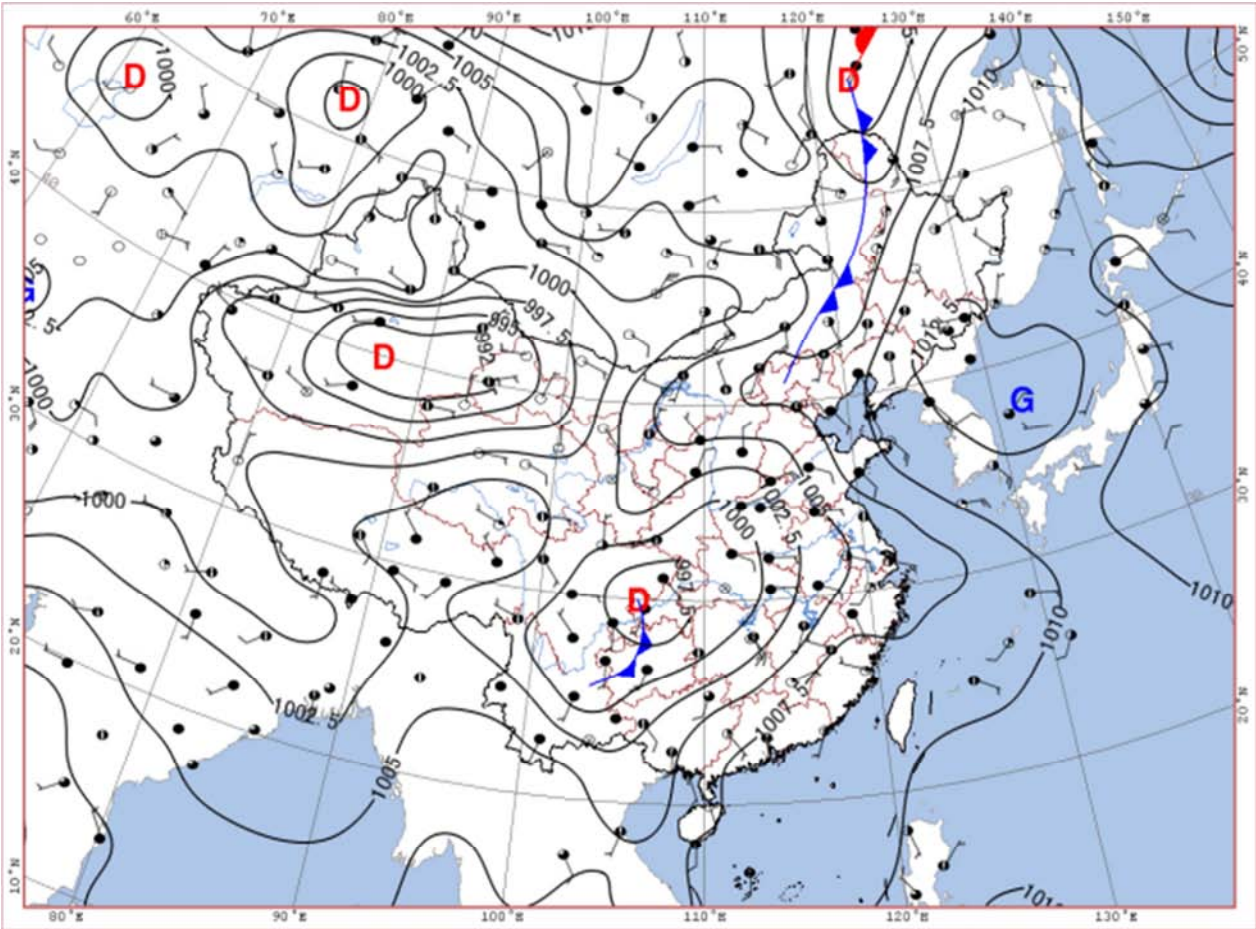
表1和表2说明，不同的物理过程，其CAPE的计算结果有所不同，可逆湿绝热过程的CAPE_w远小于假绝热过程的CAPE_j，等假相当位温过程的CAPE_{se}是介于二者之间的。然而，可逆湿绝热过程CAPE_w虽然比假绝热过程少，但水凝物的势能在对流运动中是不容忽视的。实际上，在对流过程中，气块的运动非常复杂，不可能用简单的模式来描述。

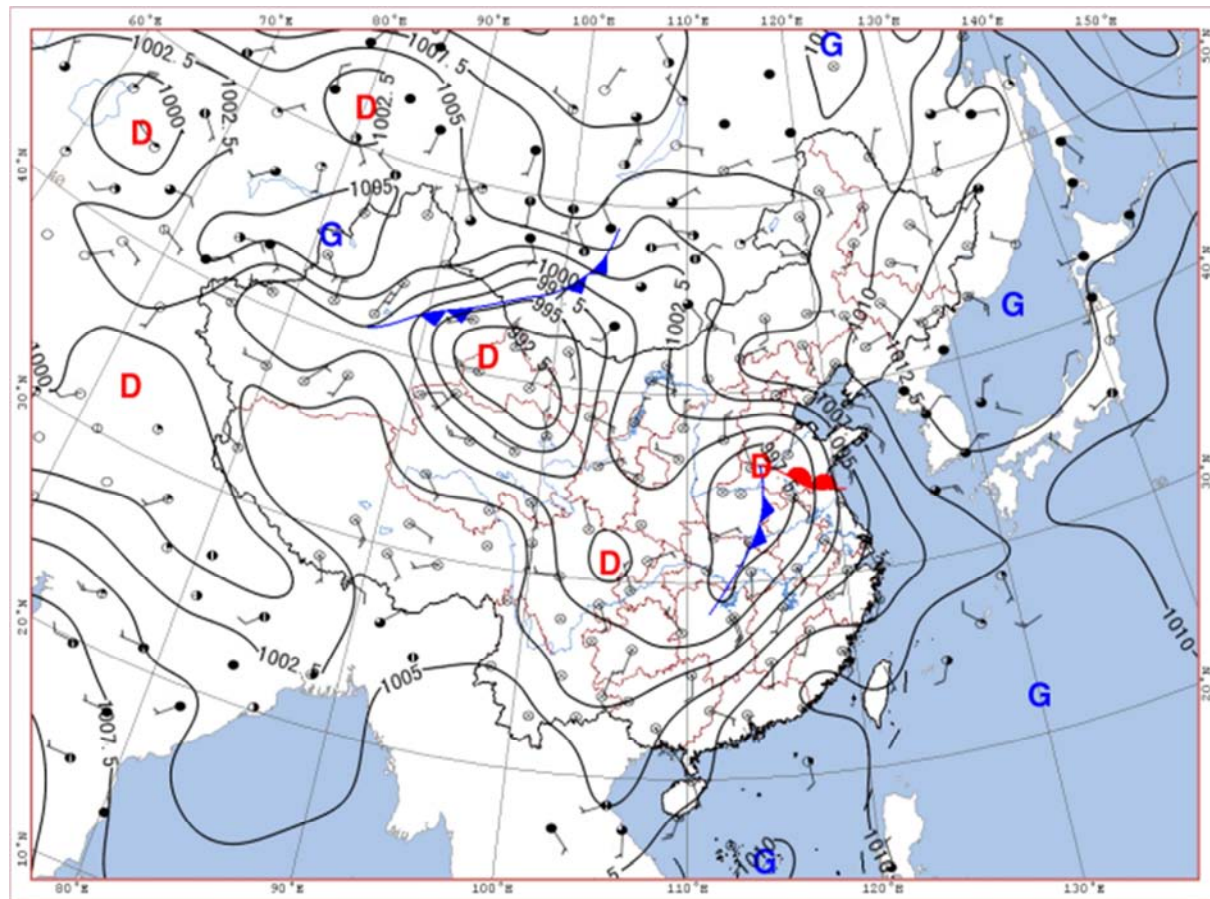
根据式(5)影响CAPE局地变化的因子分析，由图2和图3以及表1和表2可以看出：邢台市2016年7月18日08h，探空曲线基本上是稳定的，但高空出现了较强的风切变，250hPa以上有较强西北气流，高空冷空气的输入有利于平衡高度所在等压面高度的降低，而且低空有弱的风切变和偏东南气流辐合，这给能量的储存及CAPE的增强创造了

有利条件。18日20h，CAPE显著增强，地面温度和比湿增高，低空有弱的气流辐合及暖湿空气的能量输送，在埃玛图上CIN值很小且CAPE较大。尽管如此，由式(5)第1、2项可知，暖湿平流强度越强，能量输入才会越多，在18日20h，由于动力条件不足，暖湿平流强度较弱，能量输入偏少，虽然邢台地区局部有对流发生，但是比较短暂，未能持久。至19日20h，低空有来自偏东南方向的低空急流，200hPa以上(图3)有偏西北气流出现，不稳定层深厚，CAPE快速积累增强。

图2和图3以及表1和表2说明，对流的持续与发展，并非单纯由局地CAPE的大小决定，而是与局地CAPE的变化(增强或减弱)有关。

3.3. 地面天气图和高空图分析





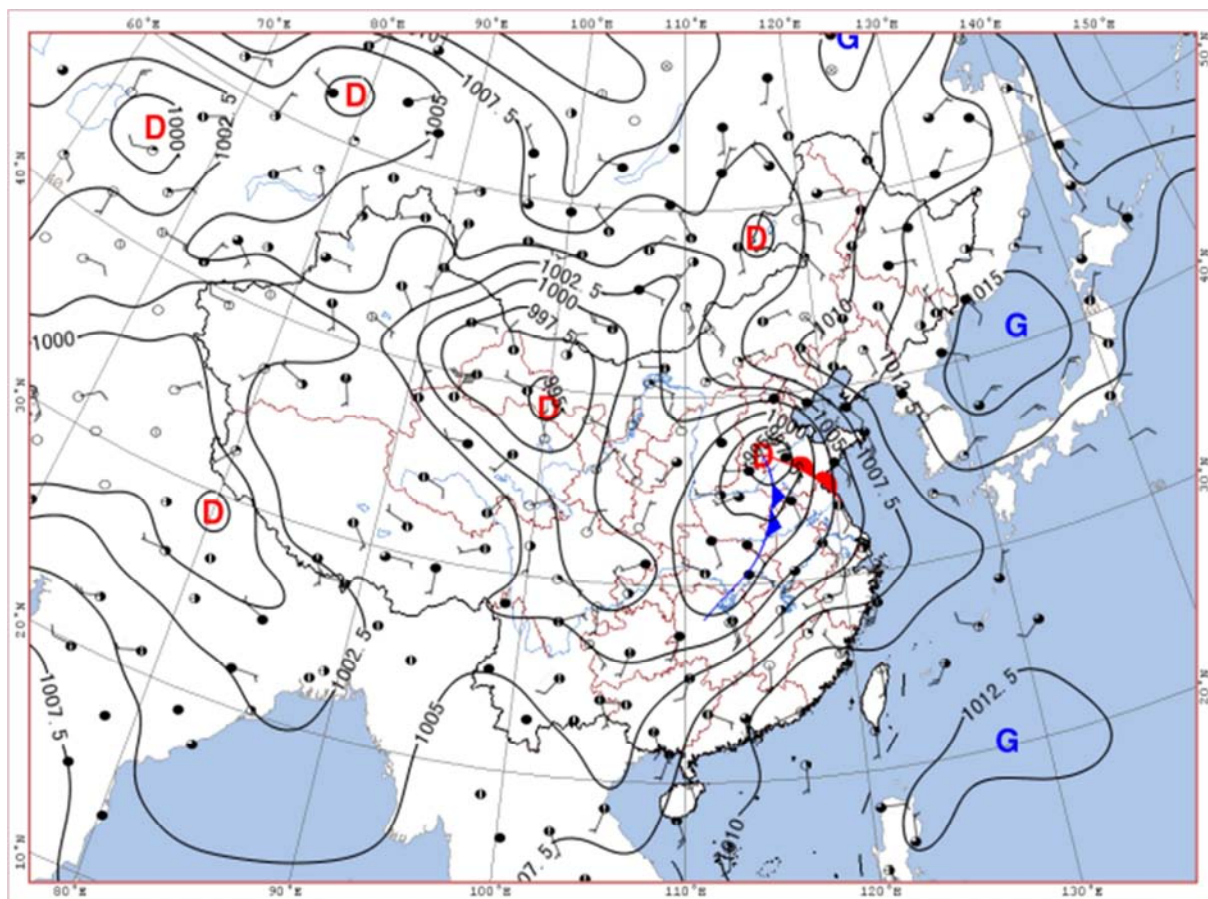
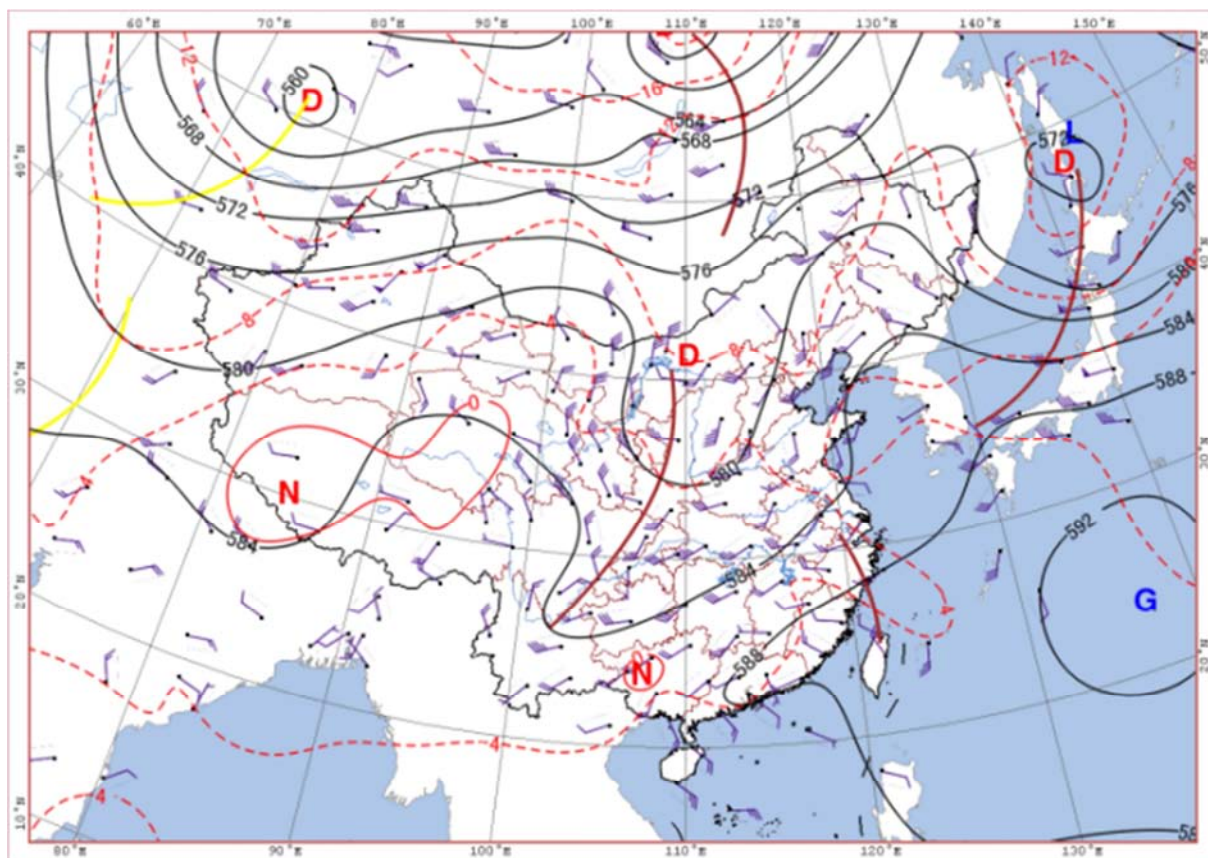
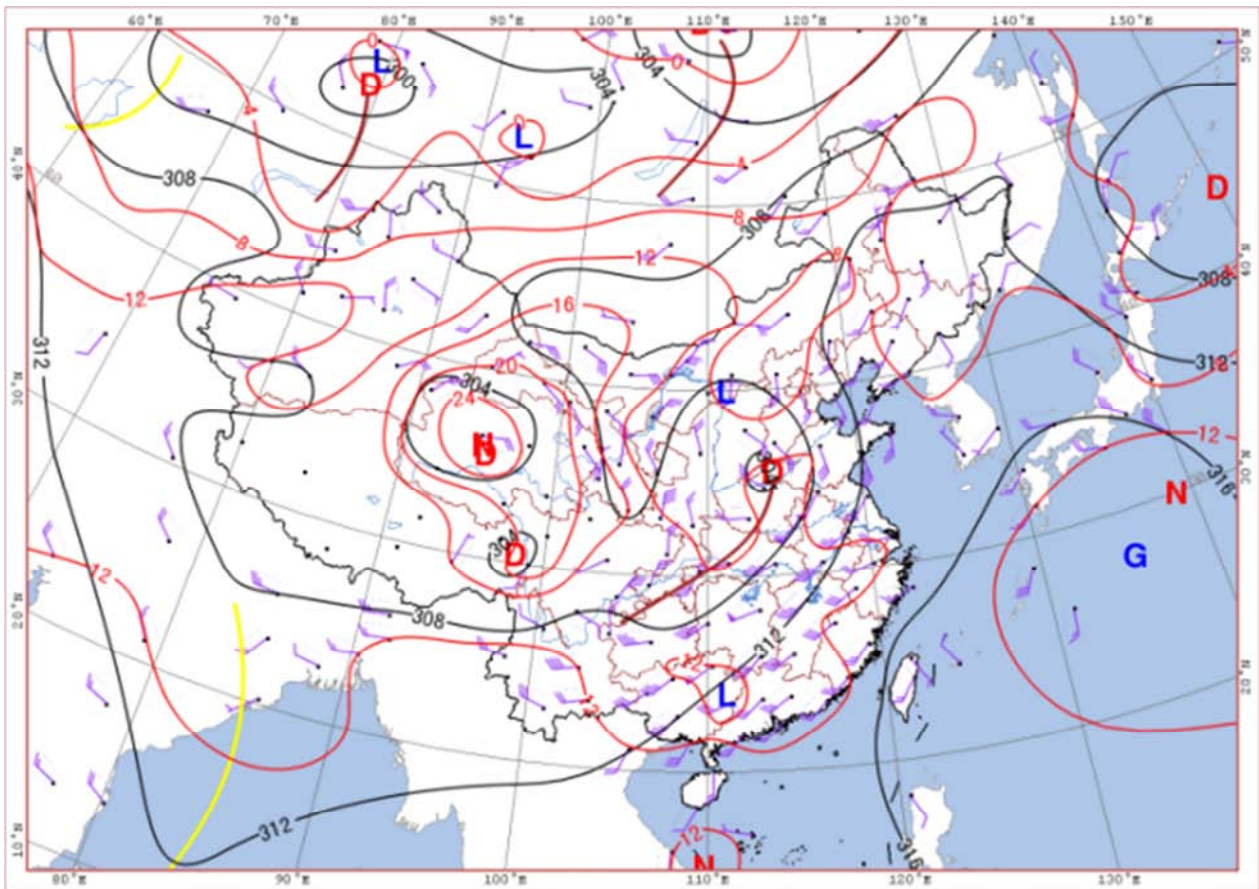
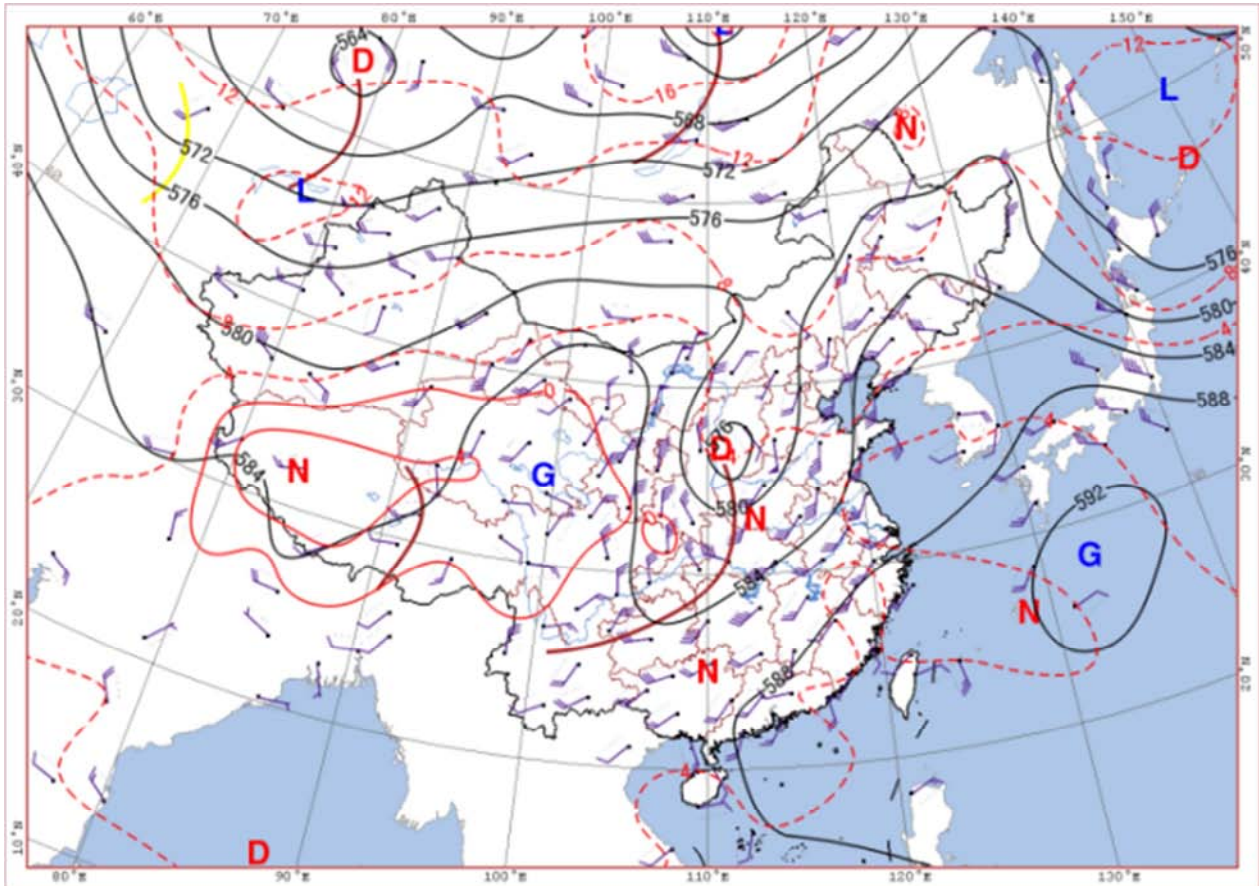


图4 2016年7月19日08:00、20:00、02:00、20日08:00(北京时间)地面天气图分析。





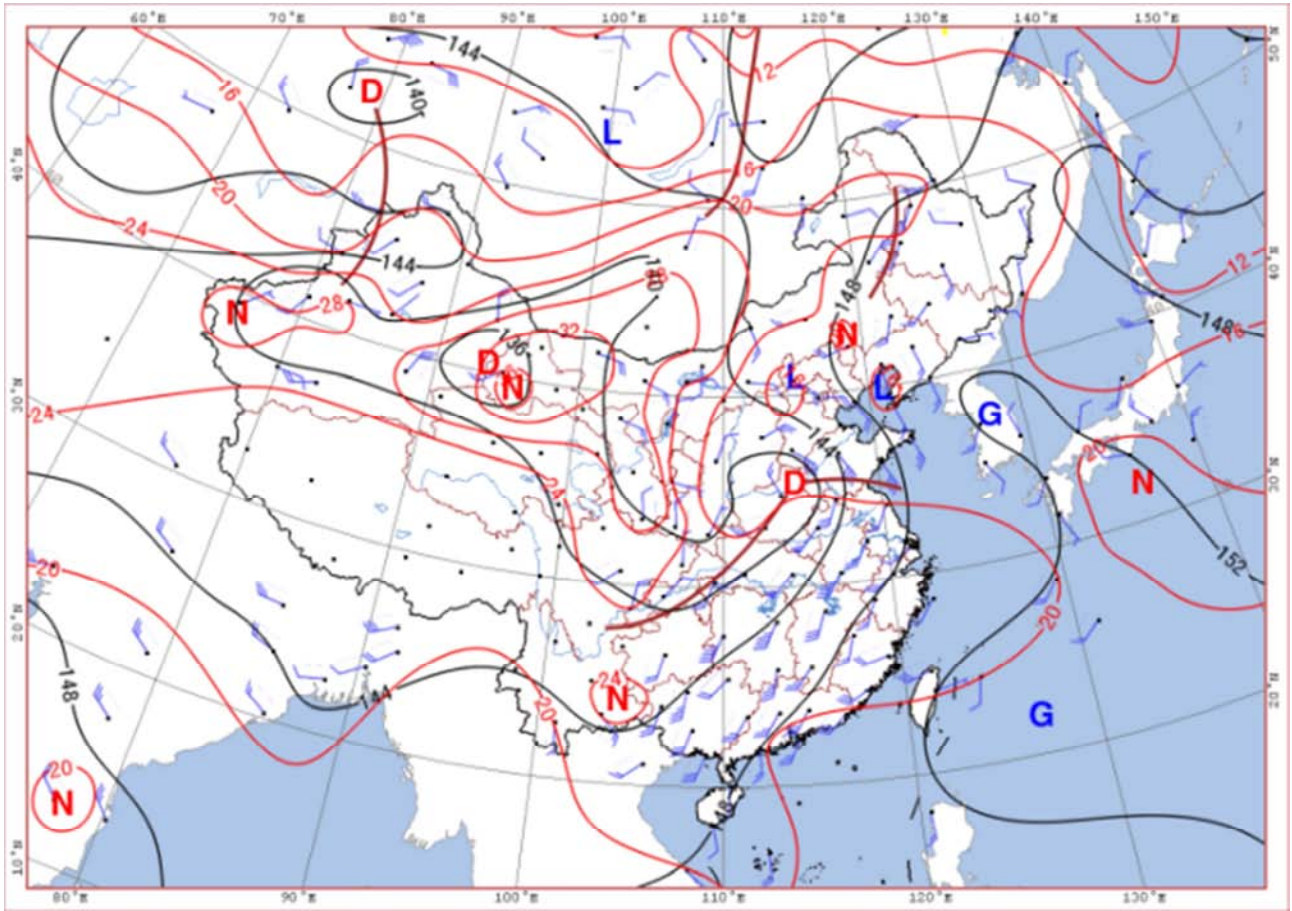


图5 邢台2016年7月19日08时500hPa、20时500、700、850hPa 高空图分析。

在地面图(图4)上, 19日08h, 四川、河南一带有一较强低压发展东移, 邢台受地面低压控制, 暖锋前有暖湿气流的能量输送; 日本海有一高压稳定少动且有加强趋势。在埃玛图上, 地面温度、比湿均维持较高状态, 虽然大气层结处于弱不稳定状态, 但是, 根据式(5)影响CAPE局地变化的因子, 邢台具备了CAPE增强的条件: 20h河北省南部处于低压顶部, 02h低压进一步发展北移, 邢台处于低压中心区域, 地面低压中心附近暖锋前有较强的东南风, 带来大量暖湿空气, 由式(5)第1、2项可知, 邢台有大量的能量输入, CAPE迅速积累, 且CIN数值较小, 容易触发强对流发生发展。

高空图(图5)上, 7月19日08时500hPa有一深厚低槽发展, 至19日20时, 500hPa低槽进一步加深东移, 海上西太副高北上西进, 致500hPa低槽在邢台以西稳定少动。700hPa、850hPa图上, 邢台均处于湿区和低压低槽前部的气流辐合区。根据式(5)第3项, CAPE迅速增强。例如: 在700hPa图上, 偏东南风速以10m/s计算, 比湿以9g/kg计算, 每小时每平米截面输入的水汽可达226.8kg, 水汽潜热可达567000000J, 这些水汽如果全部凝结并降落, 降水量可

达22.68mm; 在850hPa图上, 偏东南风速以12m/s、比湿以12g/kg计算, 每小时每平米截面输入的水汽可达440.6kg, 水汽潜热可达 11×10^8 J, 这些水汽如果全部凝结并降落, 降水量可达44mm以上。

从地形条件来看, 邢台处于太行山东麓, 是迎风坡, 根据式(5)第3项, 在山区和丘陵地带(例如蝉房乡)容易触发对流运动发展, 19日夜间至20日凌晨, 强对流发生。20日08h, 地面低压中心北移, 对流系统随之北移, 此时, 邢台已被冷气团控制, 大气层结处于稳定状态(图3), 强对流强降雨结束; 21日天气转晴。

3.4. 200hPa风场、散度和急流分析

在200hPa风场和散度图(图6)上, 19日20h、20日02h, 邢台上空急流和辐散都非常明显, 强对流平衡高度通常可达200hPa以上, 根据式(5)第3项, 对流上传的热量可以迅速疏散, 并使高空等压面维持在较低的高度。这有利于对流的继续维持和发展。

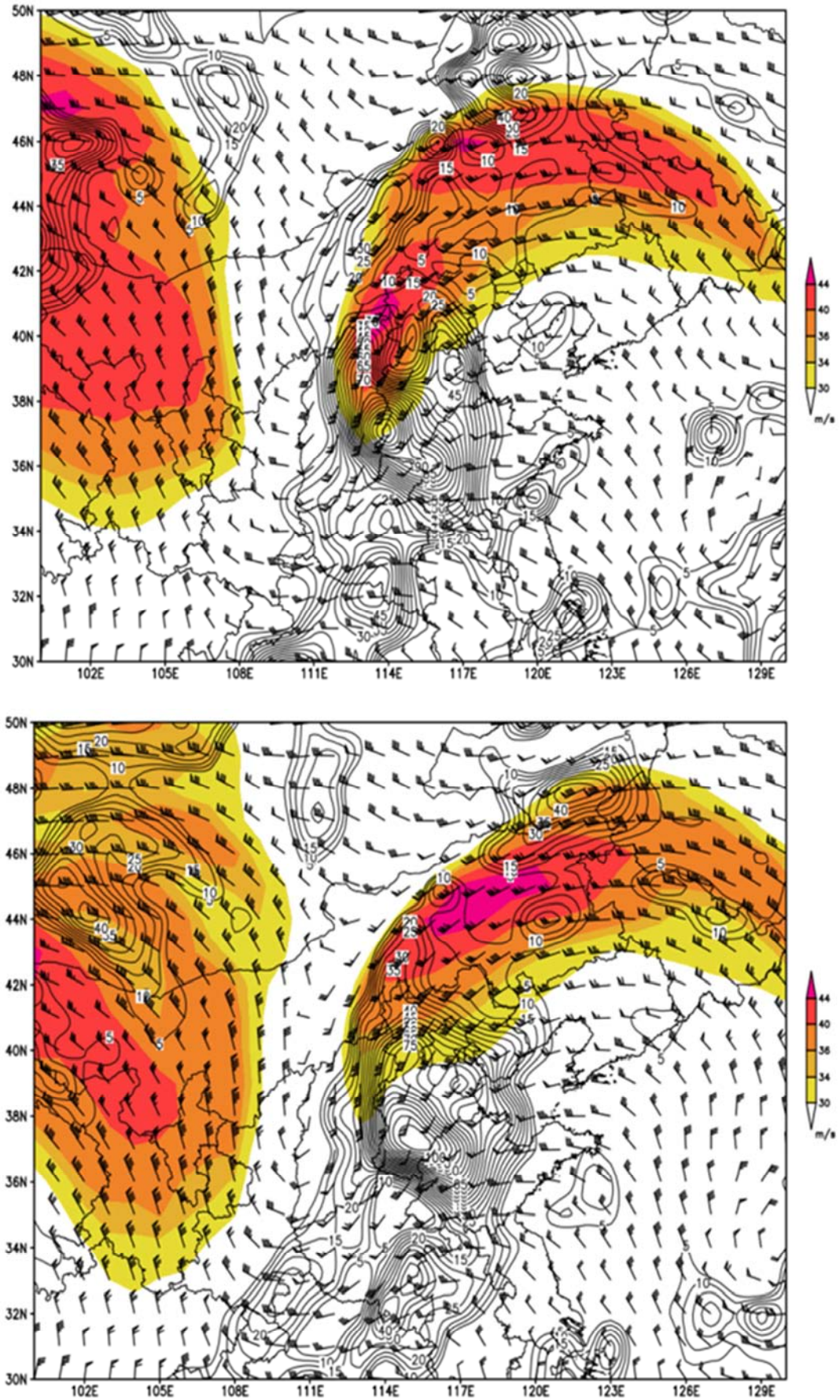


图6 7月19日20:00、20日02:00(北京时间)200hPa风场+急流(>30m/s填色)+散度(>0黑色实线)。

3.5. 700hPa风场、高度场和假相当位温场分析

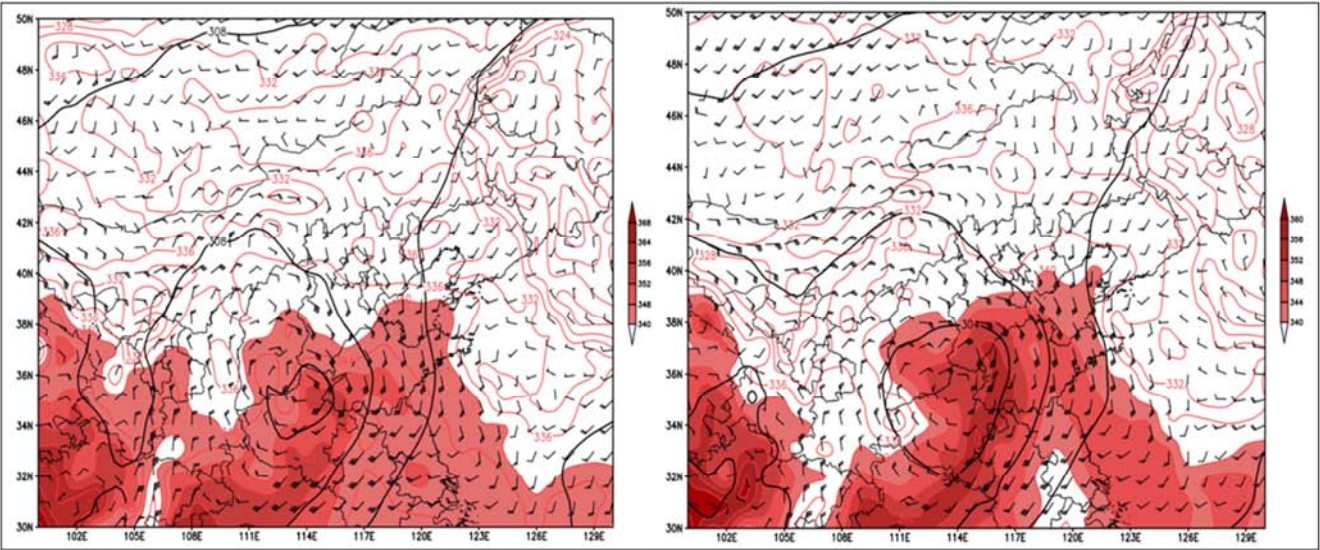
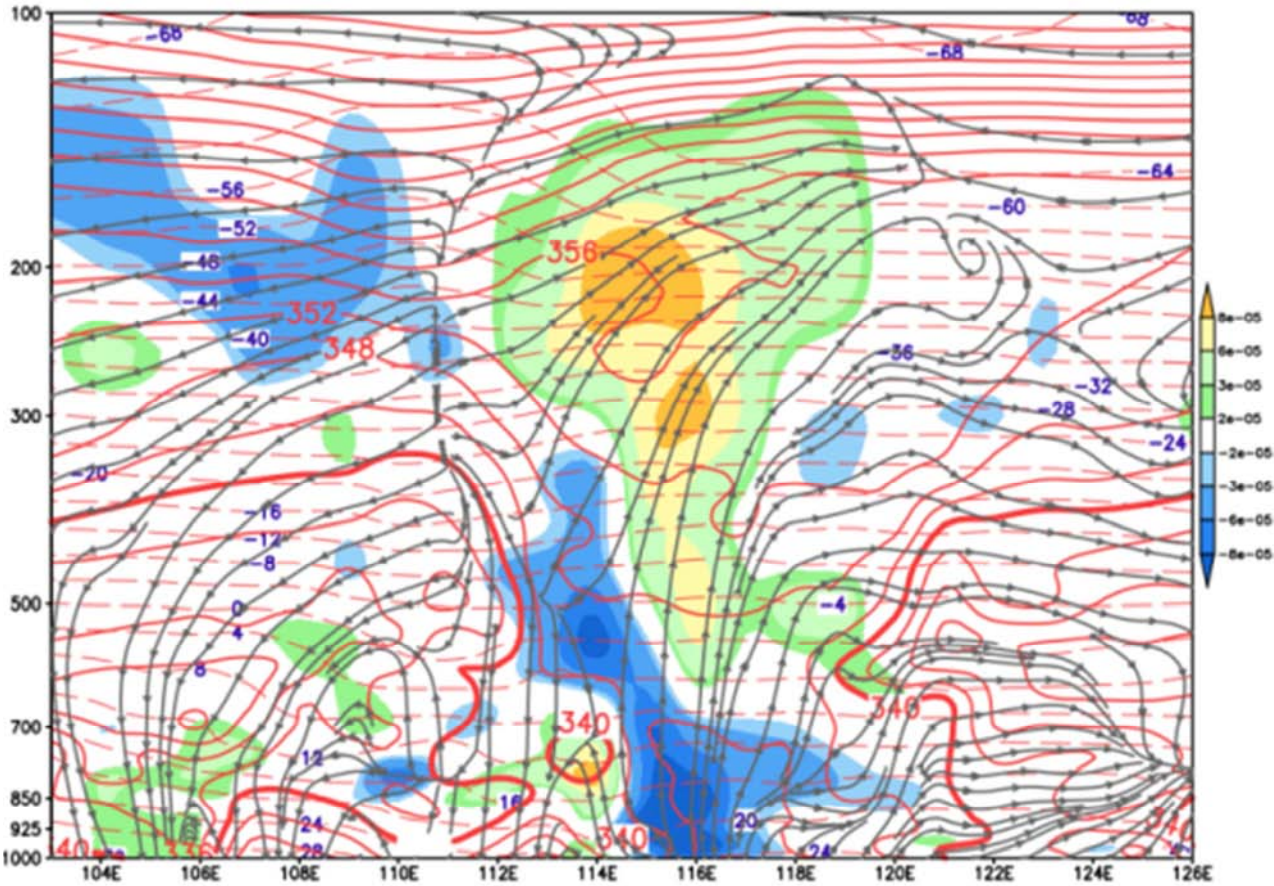


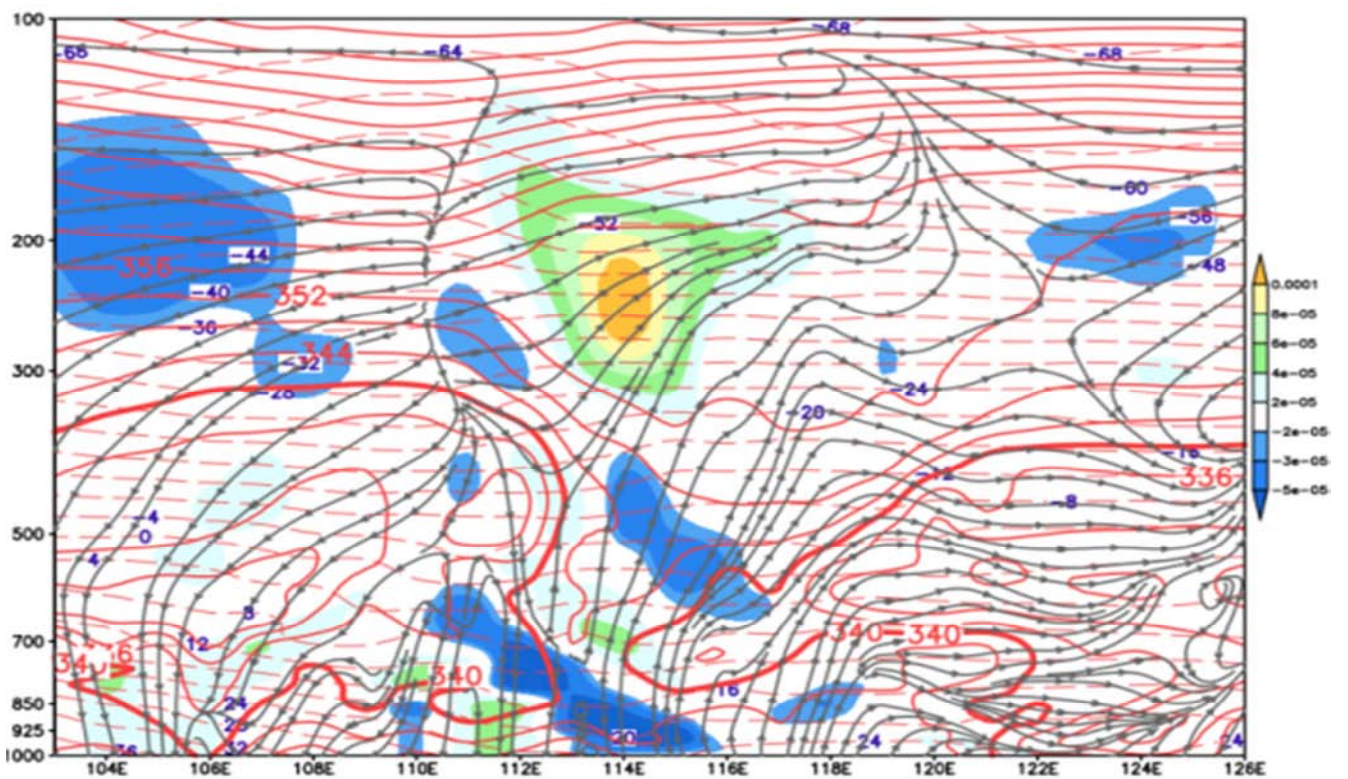
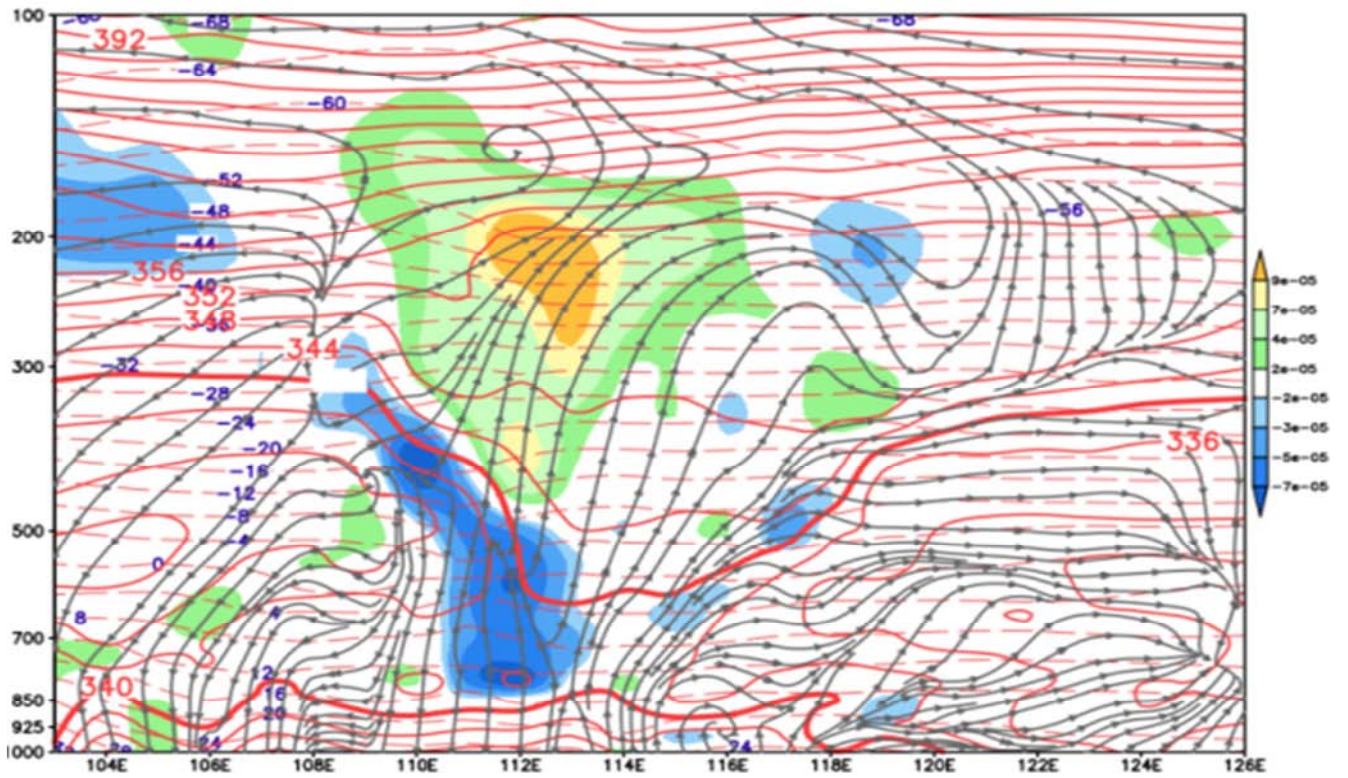
图7 7月19日20:00、20日02:00(北京时)700hPa风场+高度场+假相当位温(K)(红色填色>340K)。

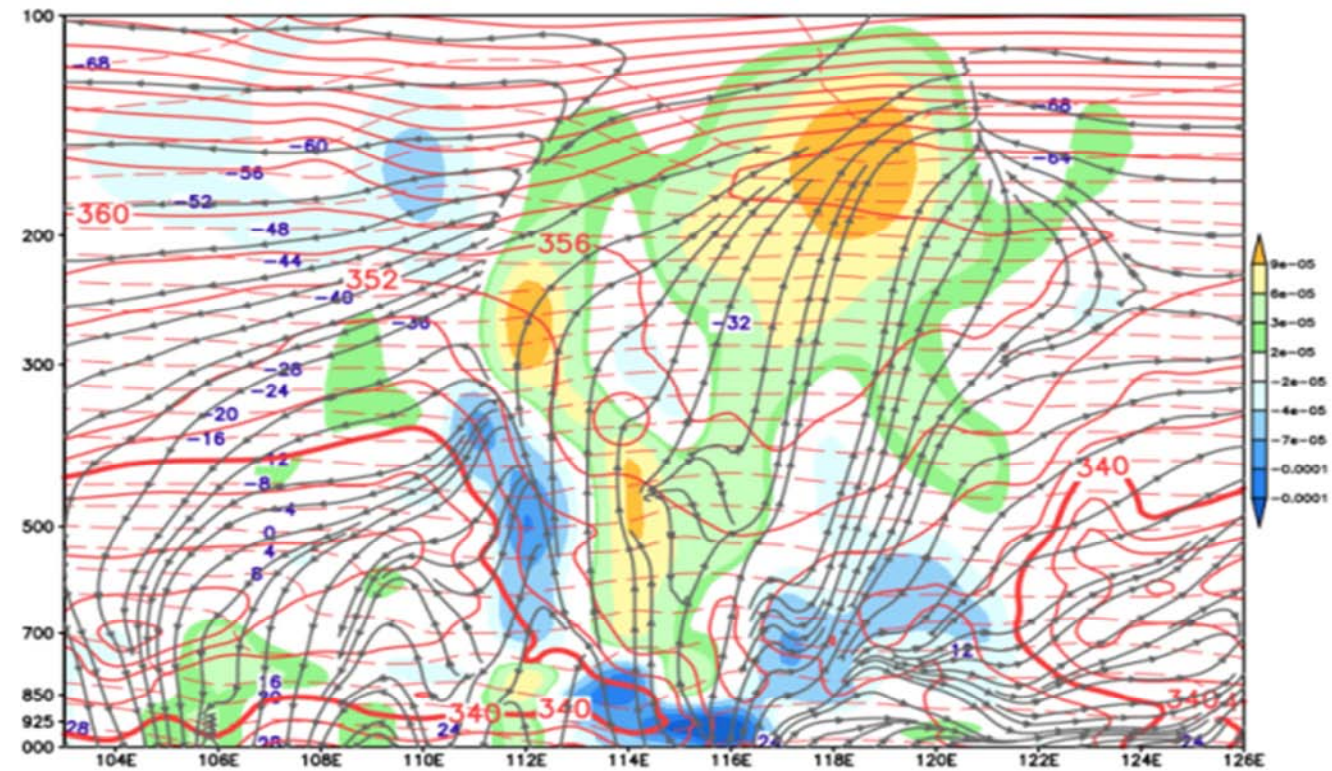
700hPa(图7)处于对流层中层至地面的中部,体现了地面至500hPa高度气流运行和温湿场分布的大致状况。在700hPa风场+高度场+假相当位温图(图7)上,02h邢台处于低压区内北部高能辐合区,南风急流携带大量暖湿空气与冷空气交锋,由式(5)第1、2项可知,暖湿空气与冷空气交

锋且暖湿气流较强,有利于CAPE的积累和释放,有利于垂直运动的发展。图7之所以采用700hPa风场+高度场+假相当位温图,是因为与925和850hPa相比,700hPa假相当位温更具有指标意义的缘故。

3.6. 剖面图分析

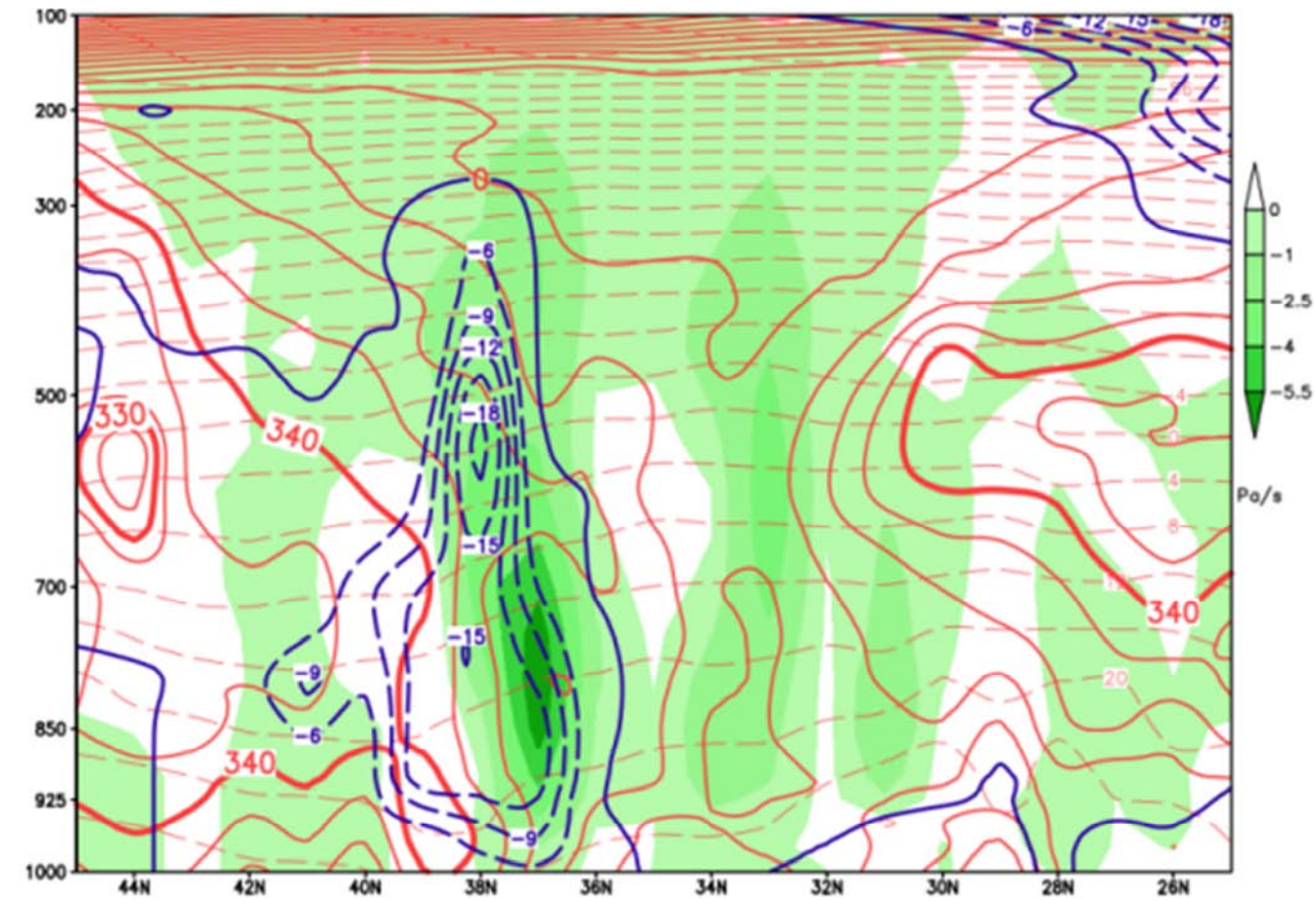


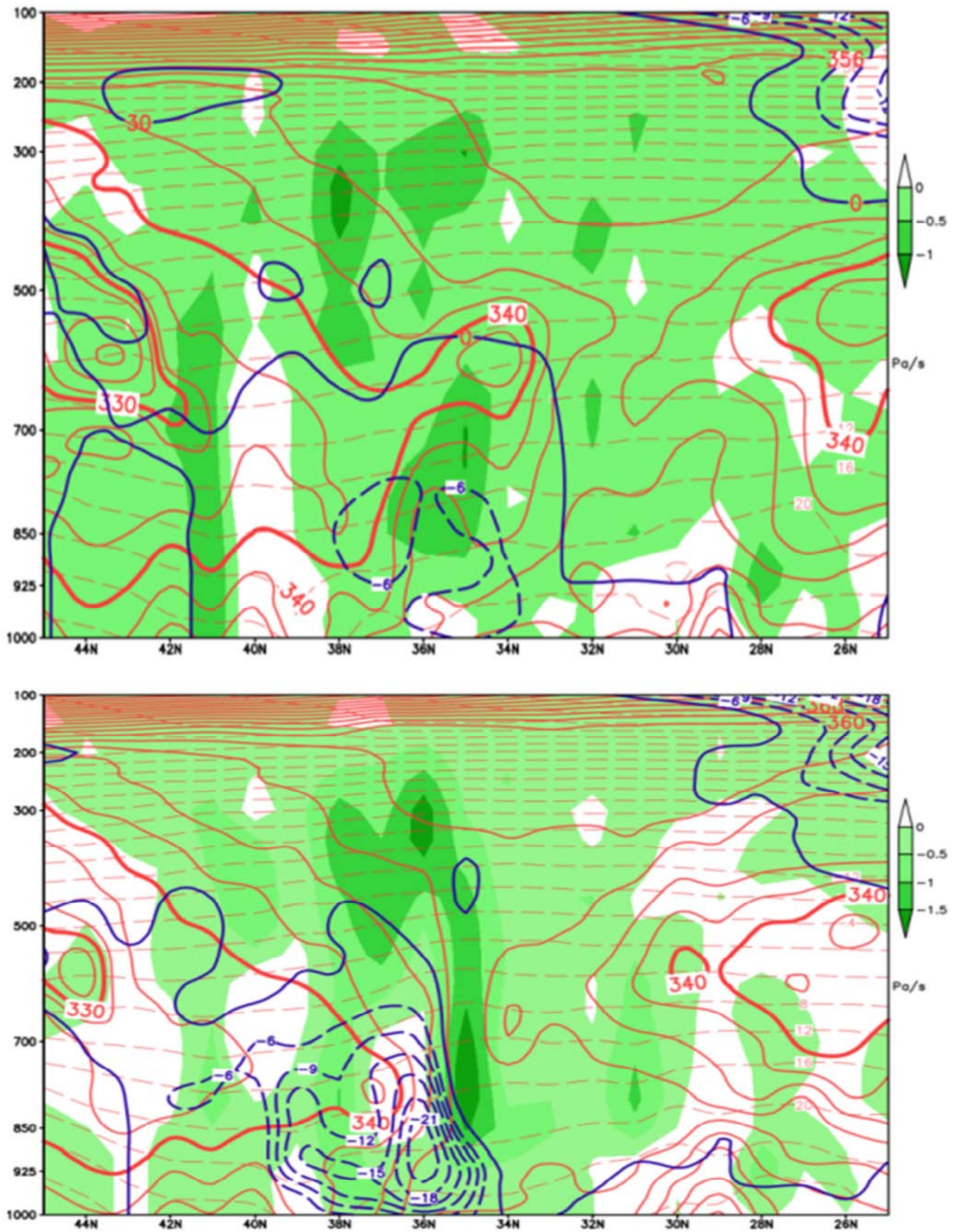


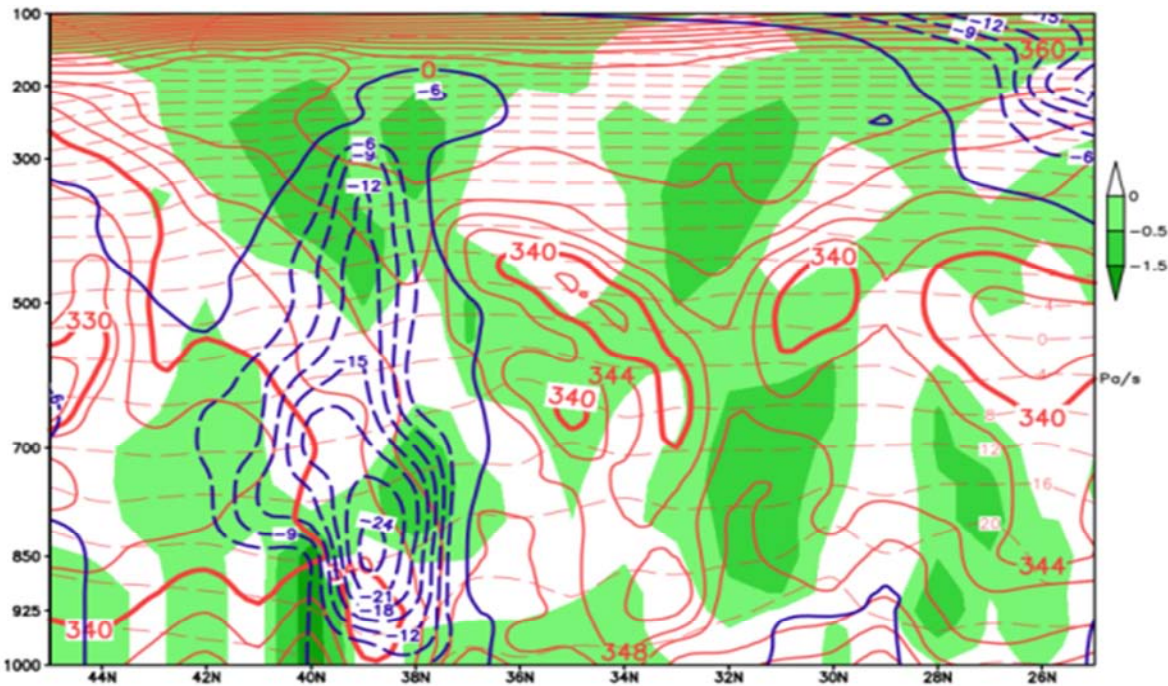


(灰色流线：南北风与垂直速度(扩大100倍)的合成 红色虚线：温度(°C) 红色实线：假相当位温(K)，填色：散度(蓝色<0；绿色及以上>0；单位：1/s)

图8 7月19日00:00、12:00、16:00、20:00:00(世界时)东西剖面38°N(103-126°E)。





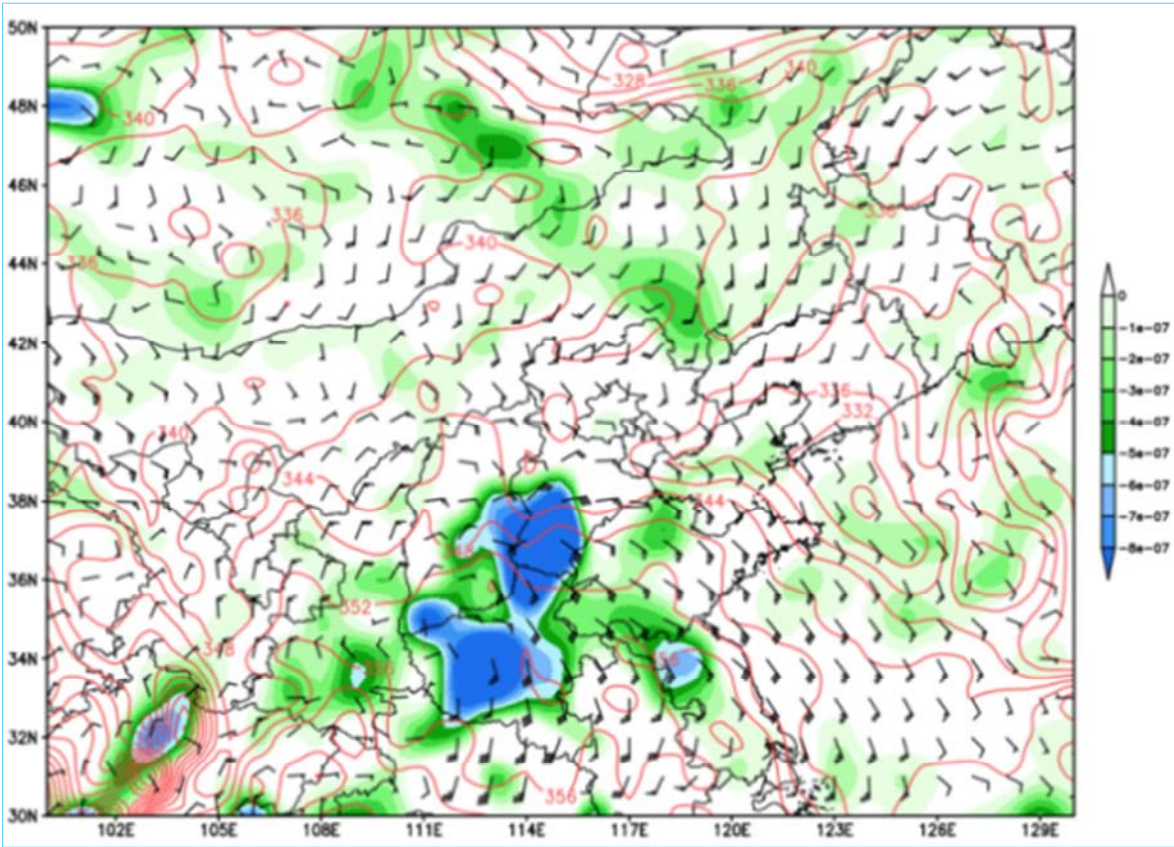


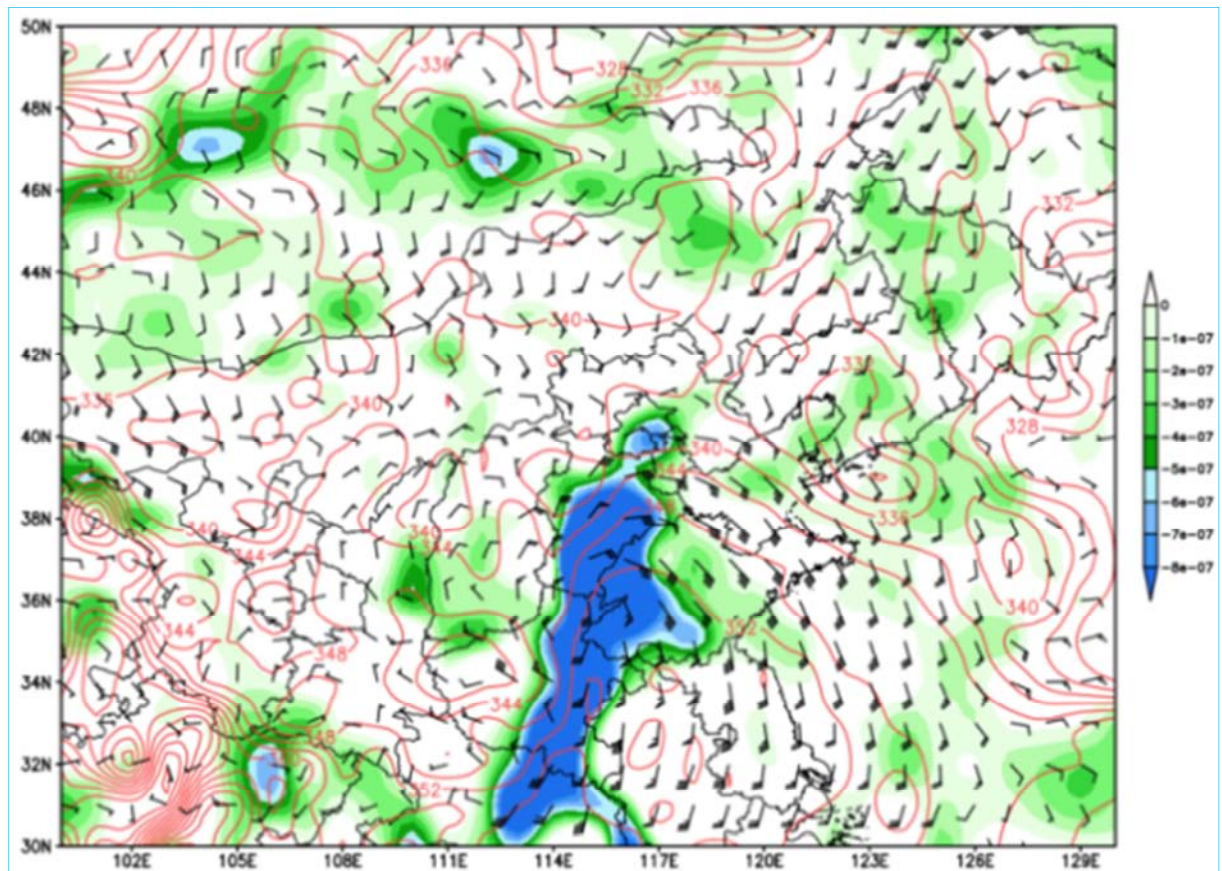
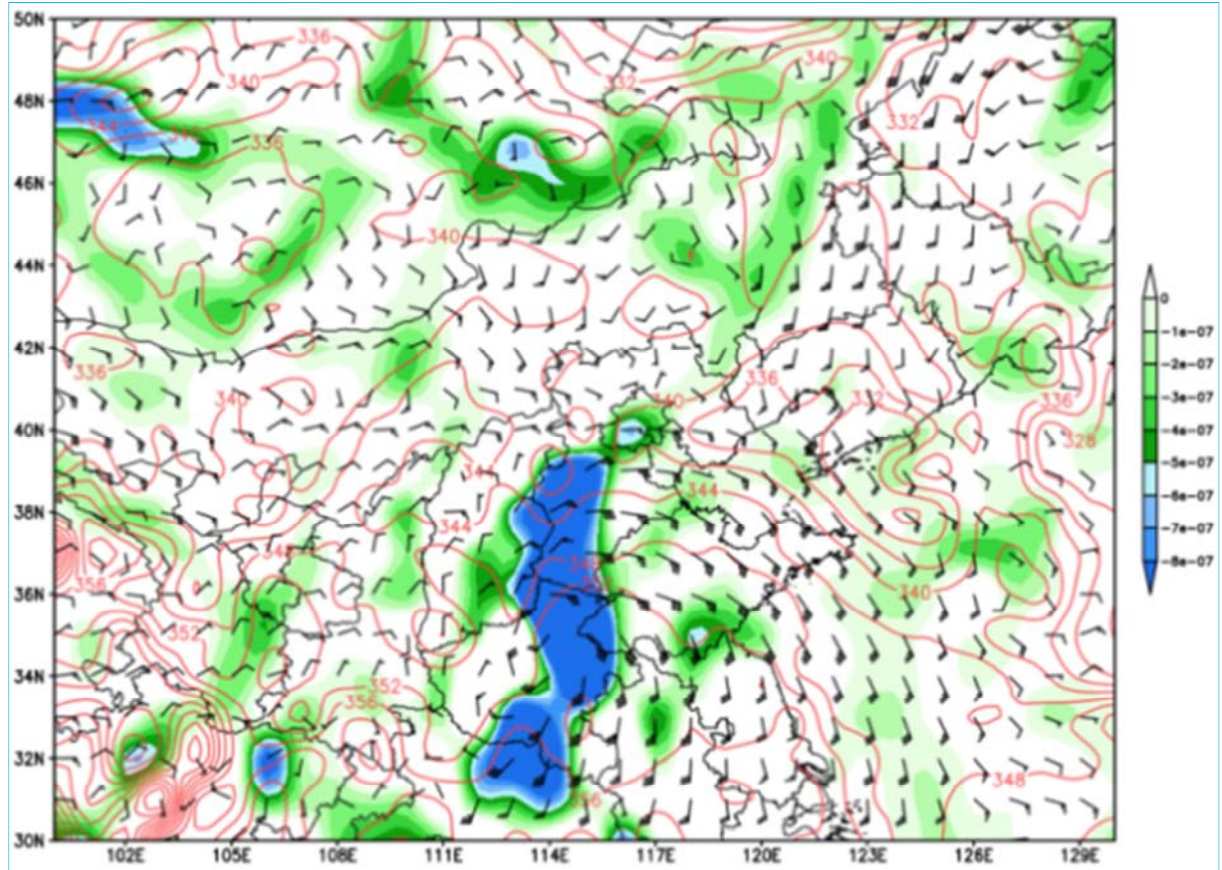
红色实线：假相当位温(K)；红色虚线：温度 (°C)；填色：垂直速度(绿色<0；单位： Pa/s)；蓝色虚线：东风分量(m/s)

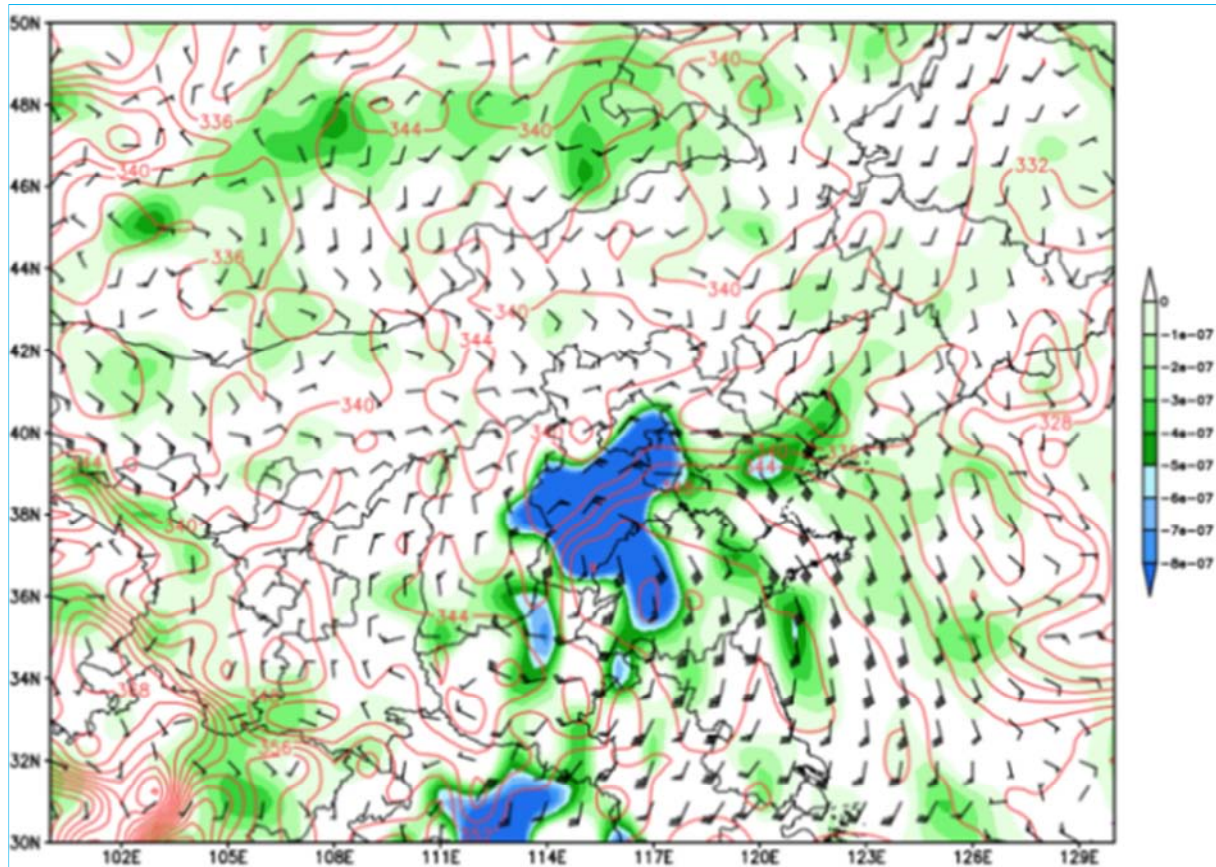
图9 7月19日00:00、12:00、16:00、20日00:00(世界时)南北剖面115°E(25-45°N)。

在东西剖面图(图8)上, 19日16:00(世界时), 邢台(115°E)地区垂直速度很强, 地面及低空气流辐合强烈, 高空气流强烈辐散, 这是垂直运动发展的表现。由式(5)可知, 这正是CAPE大量积累和集中释放的过程。

3.7. 925hPa水汽通量散度分析







(着色：蓝色<0；绿色及以上>0；单位：1/s；红色实线是等假相当位温线)

图10 7月19日06:00、12:00、18:00, 20日00:00(世界时)925hPa水汽通量散度。

在南北剖面图(图9)上, 7月19日12:00、16:00、20日00:00(世界时), 垂直速度较强, 尤其在7月19日12:00、16:00(世界时), 偏东风急流显著, 带来大量暖湿空气, 根据式(5)第2项, 这为强对流的维持和发展提供了物质和能量。

在图10中, 7月19日06:00、12:00、18:00(世界时), 925hPa水汽通量散度表明, 邢台地区水汽辐合异常明显(蓝色为负值, 表明水汽辐合)。根据式(5)第2项, 水汽的辐合源源不断地为暴雨系统提供了物质和能量。根据图10, 在暴雨中心区, 水汽通量散度小于 $8\text{克}/(\text{秒}\cdot\text{厘米}^2\cdot\text{百帕})$, 这意味着每小时每平方米每百帕气柱内有将近 29kg 的水汽辐合(输入)。这些水汽全部凝结, 可以释放 72500kJ 的潜热能。如果积雨云中心附近的半径为 5km , 从地面到 850hPa , 每小时大约将有 $3.4\times 10^{14}\text{kg}=3.4\times 10^7$ 万吨的水汽输入。这些水汽如果全部凝结, 可以释放 $8.5\times 10^{19}\text{kJ}$ 的潜热能。这太惊人了!

在图7、图8、图9、图10中, 在地面和低层, 假相当位温均表现为: 暴雨发生前, 邢台处于高值区; 暴雨发生后, 邢台处于低值区。这是因为“对流运动是大气中效率最高的一种热量传递方式”, 通过对流运动, 能量高的低层大气快速传送到高空; 冷却了的水凝物和高层大气快速沉入低层和地面, 最终大气层结达到一种新的稳定状态。这就是对流运动的本质。

CAPE局地变化方程提供了研究对流系统发展、维持和移动的理论依据。根据“耗散结构”理论, 对流云是大气中典型的“耗散结构”[19]。“耗散结构”必须通过与外界不断地交换物质和能量并通过内部的能量耗散来维持其生存和发展[20]。对流系统通过低层高温供热, 高层低温散热以及冷却了的水凝物降落, 维持了负熵流过程和热量的动态平衡, 气块的一部分湿静力能转化为垂直运动动能(由混沌到有序), 这些动能最终又转化为分子的无规则运动(能量耗散过程)。CAPE局地变化方程把热力和动力条件联系起来, 与“耗散结构”理论相结合, 解释了对流系统发展和维持的机制。

CAPE局地变化方程对强对流天气系统的发展、维持和移动具有指导意义。邢台7.19暴雨表明: 虽然CAPE是强对流天气预报的重要参数, 但CAPE只是强对流天气发生的必要条件而非充分条件。从探空资料来看, 在埃玛图上, 邢台7.19暴雨不是发生在18日20h的CAPE最强时段, 而是发生在19日夜间。虽然19日20h的埃玛图上CAPE并不很强, 但不稳定层深厚。19日夜间至20日凌晨, 低空有东南风急流持续地暖湿空气能量输送, 高空有偏西风急流将加热了的空气疏散, 致使局地CAPE不断累积、加强、释放、再累积、加强、释放..., 强对流与强降雨反复发生, 造成严重灾害。

根据CAPE局地变化方程, 可以追寻暴雨系统发展和移动的踪迹。暴雨系统受天气尺度系统制约: 邢台7.19暴

雨发生前,河南安阳已经发生百年一遇特大暴雨;邯郸亦发生特大暴雨;邢台7.19暴雨发生后,紧接着石家庄、保定、北京、天津等地相继发生暴雨或大暴雨天气过程。

4. 讨论

(1) 强对流天气的发展和维持涉及CAPE的积累、演变和集中释放,涉及系统与外界的物质和能量交换。CAPE新的计算公式体现了对流有效位能的本质;由CAPE新的计算公式导出的CAPE局地变化方程,将热力和动力条件联系在一起,结合“耗散结构”理论,可以解释对流系统发展、维持和移动的机制,为分析强对流天气发生发展,追寻系统CAPE的积累、释放、演变提供了理论依据。

(2) 影响系统CAPE变化的因子包括气块起始高度温度的局地变化、湿度的局地变化、高空平衡高度附近等压面高度的变化等。局地CAPE随着地面及低空温湿条件变化以及高空槽脊移动而变化,并与大尺度环流背景以及天气尺度系统的移动密切相关。当低层持续增湿增温,高空有低涡低槽移近或有较强冷空气入侵时,即使原来稳定的大气层结,也会变得不稳定了。

(3) 对新的可逆湿绝热过程CAPE计算公式,已经编制了精确的计算程序。可逆湿绝热过程或许更接近对流云发展初期的实际情况;在可逆湿绝热过程中CAPE的计算值虽然比假绝热过程中CAPE的计算值小,但可逆湿绝热过程气块中水凝物的势能是不可忽视地。

(4) 初步研制了可逆湿绝热过程新的埃玛图,新的埃玛图一直绘制到100hPa高度,完整体现了气块运行路径。不过,新的埃玛图还有待于进一步改进和完善。

5. 结论

CAPE局地变化方程是一个诊断方程,有利于气象工作者追寻强对流天气系统发展和移动的踪迹。目前CAPE局地变化方程只能用于定性分析和判断,还未能进行数值计算并编制出数值模式,其应用效果尚需大量的实践检验。

(2) 根据CAPE局地变化方程,通过对邢台“7.19”特大暴雨天气过程的能量分析,得出以下结论:在适当的大尺度环流背景、天气尺度低压低槽、中尺度对流云团、小尺度雷暴单体以及特定地形条件的共同作用下,CAPE不断反复快速积累和释放,在短时间内形成的持续的强对流天气过程,是造成邢台“7.19”特大暴雨的根本原因。邢台“7.19暴雨”表明,仅靠每天两次探空的埃玛图分析是不够的,这有可能错报或漏报某些时段的强对流天气过程。

(3) 虽然对流有效位能CAPE是强对流天气预报的重要参数,但CAPE仅是强对流天气发生发展的必要条件而非充分条件。对于强对流天气预报来说,可以结合CAPE局地变化方程,关注CAPE的日变化,关注环流背景的影响,关注天气系统的移动和演变,以及地形条件对CAPE释放所起的作用。

参考文献

- [1] 叶爱芬,伍志方,肖伟军等.对流有效位能在强对流天气预报中的应用研究.热带气象学报[J],2006,22(5):484-490。
- [2] 张玲,张艳玲,陆汉城等.不稳定能量参数在一次强对流天气数值模拟中的应用.南京气象学院学报[J],2008,31(2):192-199。
- [3] 雷蕾,孙继松,魏东.利用探空资料判别北京地区夏季强对流的天气类别.气象[J],2011,37(2):136-141。
- [4] 陈贵川,湛芸,乔林等.重庆“5.6”强风雹天气过程成因分析.气象[J],2011,37(7):871-879。
- [5] 孙继松,陶祖钰.强对流天气分析与预报中若干基本问题.气象[J],2012,38(2):164-173。
- [6] 俞小鼎.2012年7月21日北京特大暴雨成因分析.气象[J],2012,38(11):1313-1329。
- [7] 李云静,张建春,王捷纯等.一次冷涡背景下强对流不稳定条件的成因分析.气象[J],2013,39(2):210-217。
- [8] 梁俊平,张一平.2013年8月河南三次西南气流型强对流天气分析.气象,2015,41(11):1328-1340。
- [9] 方翀,俞小鼎,朱文剑等.2013年3月20日湖南和广东雷暴大风过程的特征分析.气象[J],2015,41(11):1305-1314。
- [10] 李云静,张建春,王捷纯等.一次冷涡背景下强对流不稳定条件的成因分析.气象,2013,39(2):210-217。
- [11] 方翀,俞小鼎,朱文剑等.2013年3月20日湖南和广东雷暴大风过程的特征分析.气象,2015,41(11):1305-1314。
- [12] 许新田,刘瑞芳,郭大梅等.陕西一次持续性强对流天气过程的成因分析.气象[J],2012,38(5):533-542。
- [13] 彭治班,刘健文,郭虎等.国外强对流天气的应用研究[M].北京:气象出版社,2001:89-140。
- [14] 盛裴轩,毛节泰,李建国等.大气物理学[M].北京:北京大学出版社,2003。
- [15] 李耀东,刘健文,刘玉玲等.可逆饱和绝热过程分析及其与大气对流能量相关问题的讨论.气象科技[J],1999,27(3)。
- [16] 李耀东,高守亨,刘健文.对流能量计算及强对流天气落区预报技术研究.应用气象学报[J],2004,15(1):10-20。
- [17] 李任承,林朝旭,霍英等.湿静力平衡温度及其在大气对流运动中的应用.气象学报[J],2014,72(3):614-627。
- [18] 邹丽丽,谭桂容,李任承等.对流有效位能的本质和一种新的计算方法.气象科技进展[J],2017,7(3):7-15。
- [19] 柳崇健.大气耗散结构理论[M].北京:气象出版社,1988。
- [20] 李如生.非平衡态热力学和耗散结构[M].北京:清华大学出版社,1986。