

夏季青藏高原低涡形成和发展的数值模拟*

陈伯民** 钱正安 张立盛**

(中国科学院兰州高原大气物理研究所, 兰州 730000)

摘 要 本文利用一有限区域数值预报模式和综合订正后的 1979 年 6~8 月 FGGE IIb 级资料, 选择该年雨季中三例包含形成和(或)发展阶段的较典型的青藏高原低涡过程, 设计了控制性试验和降低高原地形、无地面感热和潜热通量、无凝结潜热、减小温度递减率、增大气柱斜压性、无摩擦影响的十余组试验方案, 进行了 24 h 或 48 h 数值模拟。最后提出了青藏高原低涡发生发展的概念模式。简单地讲, 青藏高原低涡可看作是一种强烈依赖于青藏高原地形, 同时又受层结稳定度、地面热通量和凝结潜热控制的局地性低压涡旋。

关键词 青藏高原 低涡 数值模拟 概念模式

1 引言

青藏高原低涡(下称高原涡)是夏季盛行于青藏高原(下称高原)地区 500 hPa 层的一种次天气尺度低压涡旋。它常在高原中西部生成, 然后沿 32°N 附近的切变线东移发展, 最后在高原的东边缘减弱消失。它也是夏季高原地区的主要降水系统。在非常有利的天气形势下, 个别高原涡还能东移出高原, 造成我国东部地区的降水天气。因此, 开展高原涡的研究不仅对青藏高原气象学理论, 而且对提高高原及其东侧地区的天气预报水平都有实际意义。

有组织、较系统的高原涡研究活动出现于 1977 年以后, 特别是 1979 年由于青藏高原气象科学实验(QXPME)的实施, 在高原中西部增加了实测资料, 从而对它的研究更深入细致了。这些有关高原涡的时空分布和统计特征^[1,2]、活动规律^[1]、卫星云图特征^[1]、能量学分析^[3~5]、综合结构^[4], 以及其物理图象和生涡因子^[2]等的研究, 大大丰富了人们对高原涡的认识。为了弄清它的发生发展机制, 改进其数值预报, 近 10 年来还有一系列的数值模拟^[6~9]和预报试验^[10]。

然而, 已有的数值模拟研究几乎都是针对一次个例或一次群发性高原涡过程, 未对涡的形成和发展作两阶段加以研究。另外, 所用的资料都未经订正。已经发现, 即使象 FGGE IIb 这样高质量的资料也在高原地区存在着严重误差^[10, 11]。这些都会影响到所得结果的代表性和可靠性。事实上关于感热作用的结论还是相佐的^[6~9]。钱正安等曾总结了 6 个生涡因子, 并设想了高原涡产生发展的物理图象^[2], 但还未经数值模拟验证和

1995-01-13 收到, 1995-05-09 收到修改稿

* 本工作得到中国气象局青藏高原气象基金资助

** 现在通讯地址: 中国科学院大气物理研究所博士生(北京 100029)

修改。因此利用更好的资料, 针对高原涡不同发展阶段进行多个例的数值模拟, 深化和修改已有的认识是必要的。

本文利用一个部分物理过程参数化经过适当改进的适合高原复杂地形区的有限区域模式^[10,12] (下称本模式), 以及在高原地区经过综合订正的 1979 年 6~8 月 FGGE IIb 级资料^[10, 11], 选择该年雨季中 3 例较典型的高原涡过程, 区分涡的形成和发展两阶段进行了数值模拟试验, 目的在于更准确地确定影响高原涡形成和发展的关键因子, 并修改和完善已提出的高原涡发生发展的概念模式。

2 所用模式、资料 and 个例

本模式为 C 型跳点网格的 $P-\sigma$ 混合坐标模式, 垂直方向为 6 层, 水平分辨率为 $1.875^\circ \times 1.875^\circ$, 其中气压梯度力的计算特别考虑了高原及其边缘区域地形的陡峭问题^[11, 13]。模式包括了较真实的高原地形和较全面的物理过程。其中云量参数化采用修正的 ECMWF 方案^[14]; 积云对流参数化在高原地区采用修改的 Krishnamurti 多元回归方案^[15]; 在用总体法计算地面通量时, 高原上的阻力系数 C_d 及 C_h 、 C_q (文中 $C_h \sim C_q$) 改用依据实测资料的推算值。

本文使用 1979 年 6~8 月的 FGGE IIb 级格点资料, 其中高原上整层的风和相对湿度用实测资料, Cressman 逐步订正法、实况卫星云图、天气图 (1979 年 6、7、8 月历史天气图) 和流线图^[18], 并进行了综合订正^[10,12]。

预报试验显示, 使用上述改进的物理过程参数化方案和用综合订正的 FGGE IIb 资料作初始场后, 在一定程度上提高了本模式在高原地区的预报水平^[10,12]。

所选个例分别为 1979 年 6 月 23~25 日 (个例 1)、7 月 22~23 日 (个例 2) 以及 8 月 11~12 日 (个例 3) 的三次高原涡过程^[18]。在个例 1 中 6 月 23 日 12 时 (GMT, 下同) 500 hPa 流场上, 高原中部为利于低涡形成的“北脊南槽”形势 (图略), 24 日 12 时在高原西部 88°E 附近出现一典型的初生涡 (图 1a), 地面对应有中心为 10.6 mm 的雨区; 此后该低涡持续发展, 于 25 日 12 时东移至 95°E (图 2a), 最大日降水增加到 15.6 mm; 这次过程以 26 日涡并入西风槽而告结束。对个例 2 只选取了涡的形成阶段, 21 日高原中部为辐合气流控制, 23 日 12 时该例高原涡在中部 89°E 处形成 (图 3a)。对个例 3 也只取高原涡的持续发展阶段, 8 月 11 日 00 时高原西部 87°E 附近有一不太明显的初生涡胚胎, 500 hPa 温度场上配合有暖中心, 12 小时后强烈发展成十分明显的成熟涡, 12 日 00 时该涡东移到 91°E 处 (图 4a), 并形成了中心值达 34.4 mm 的暴雨。

3 模拟试验方案设计

本文主要依据文献[2]中归纳的生涡因子设计了以下十余组模拟试验方案。

试验 I (控制试验): 使用订正后的 FGGE IIb 资料作初始场, 考虑了模式中的全部物理过程。该试验将反映本模式对高原涡的预报能力。同时, 此后的试验都是改变它的某一部分并和它作对比。

试验 2 (增大斜压性): 即增大模式初始场大气的风速垂直切变 $(\partial|V|/\partial p)$, 以增加气柱中的斜压性。为尽量减少由此引起的高原地面通量的变化, 保持初始场中 500 hPa 以下大气的风速不变。参考钱正安等对有无涡情况下所统计的实际风速垂直切变值^[2], 确定 500 hPa 以上各层的风速改变如下:

$$V = \begin{cases} 1.3V_{\text{原}} & p = 100, 200 \text{ hPa}, \\ 1.2V_{\text{原}} & p = 300 \text{ hPa}, \\ 1.1V_{\text{原}} & p = 400 \text{ hPa}, \\ V_{\text{原}} & p \leq 500 \text{ hPa}, \end{cases}$$

$V_{\text{原}}$ 表示控制试验初始场各层的风速, 因夏季北半球副热带急流平均位于 100~200 hPa 之间, 故取 100 hPa 和 200 hPa 上的风速改变量相同。自然, 要对改变后的初始场重新初始化以确保风场和质量场的协调。

试验 3 (无侧向摩擦): 就是不考虑边界层内的侧向摩擦, 其余同试验 1。

试验 4 (无垂直摩擦): 同时不考虑边界层内侧向摩擦和地面垂直摩擦。需要说明的是试验 3、4 均保留了自由大气中的水平及垂直扩散项。

试验 5 (减小层结稳定度): 仅改变初始场的温度垂直递减率 $(\partial T/\partial \ln p)$, 亦即减小空气的层结稳定度。因本模式中气压梯度力的计算使用了温度递减率不变的假定。为不影响该量的计算, 本试验使改变后的温度递减率仍遵循这一假定。

$$\partial T/\partial \ln p = \text{常数},$$

$$\Delta T = \begin{cases} 0 & p = 600 \text{ hPa}, \\ 1.0^\circ\text{C} & p = 500 \text{ hPa}. \end{cases}$$

当某相邻两层的温度改变量给定后, 其他层次的值便可依次确定。如由上式得到 400 hPa 上 $\Delta T = 2.2^\circ\text{C}$, 700 hPa 上 $\Delta T = -0.8^\circ\text{C}$, ...。取 600 hPa 的 $\Delta T = 0^\circ\text{C}$ 也是为了减少可能引起的高原地面感热通量的变化。

试验 6 (无地面感热): 不考虑模式中的地面感热通量, 其他同试验 1。

试验 7 (无地面蒸发): 该试验则是除去试验 1 中的地面潜热通量, 其他不变。

试验 8 (无大尺度潜热): 模式中虽包含有水汽, 但不计大尺度潜热的反馈作用。

试验 9 (无对流潜热): 进一步不考虑试验 8 中对流潜热的反馈作用。显然, 试验 8、9 有别于完全不包含水汽的干模式。

试验 10 (降低地形): 不改变模式中的物理过程, 只降低大于 1500 m 的高原海拔高度, 并保持高原地形的高低趋势基本不变。于是, 降低后的地形高度 (Z) 和原地形高度 ($Z_{\text{原}}$) 有如下关系:

$$Z = \begin{cases} 1500.0 + 0.3(Z_{\text{原}} - 1500.0) & \text{当 } Z_{\text{原}} \geq 1500.0 \text{ m}, \\ Z_{\text{原}} & \text{其他地区}. \end{cases}$$

根据上式, 降低后的高原最大地形高度为 2600 m, 约相当于原来的一半。当然, 用降低后的高原地形进行试验前, 首先要对初始场重新初始化。

现将各模拟方案总结于表 1 中。

表 1 模拟试验方案总结

试验 序号	试 验 方 案	初始场 $\partial \mathbf{V} /\partial p$	边界层 侧向摩擦	地面 摩擦	初始场 $\partial T/\partial \ln p$	地面 感热	地面 蒸发	大尺度 潜热	对流 潜热	高原 地形
1	控制试验	不变	有	有	不变	有	有	有	有	不变
2	增大斜压性	增大	有	有	不变	有	有	有	有	不变
3	无侧向摩擦	不变	无	有	不变	有	有	有	有	不变
4	无地面摩擦	不变	无	无	不变	有	有	有	有	不变
5	减小稳定度	不变	有	有	减小	有	有	有	有	不变
6	无地面感热	不变	有	有	不变	无	有	有	有	不变
7	无地面蒸发	不变	有	有	不变	有	无	有	有	不变
8	无大尺度潜热	不变	有	有	不变	有	有	无	有	不变
9	无对流潜热	不变	有	有	不变	有	有	无	无	不变
10	降低高原地形	不变	有	有	不变	有	有	有	有	降低

我们分别用 6 月 23 日 12 时、7 月 22 日 12 时和 8 月 11 日 00 时的资料作初始场, 采用实际测边界条件, 对个例 1 积分 48 h, 对个例 2 和个例 3 积分 24 h。

4. 模拟结果分析

下面主要分析对高原涡反映较敏感的流场、相对涡度、垂直速度和降水。

4.1 控制试验

图 1a、b 显示, 控制试验成功地预报了个例 1 中高原中部初生涡的形成, 较准确地给出了 24 h 涡区的涡度和垂直速度中心值; 预报的涡区日降水量接近实际 (表 2); 模式积分到 48 h 时, 该低涡已移到高原东部, 其位置和强度也基本正确 (图 2a、b)。

表 2 各试验模拟的 3 例高原涡 24 h、48 h 涡区 500 hPa 相对涡度 ($\times 10^{-5} s^{-1}$)、300~500 hPa 平均垂直 p 速度 ($\times 10^{-3} hPa \cdot s^{-1}$)、日雨量 (mm) 中心或最大值

试验 序号	500 hPa 相 对 涡 度				300~500 hPa 平均垂直 p 速度				日 雨 量			
	个 例 1		个例 2	个例 3	个 例 1		个例 2	个例 3	个 例 1		个例 2	个例 3
	24 h	48 h	24 h	24 h	24 h	48 h	24 h	24 h	0~24 h	24~48 h	0~24 h	0~24 h
1	1.7	5.9	3.8	8.8	-4.6	-9.4	-6.1	-3.0	17.8	41.5	2.4	40.4
2	0.8	5.6	4.4	9.5	-4.7	-7.9	-6.0	-3.7	12.9	47.3	2.0	30.2
3	2.6	5.0	2.9	9.0	-7.3	-8.6	-6.3	-3.8	12.8	41.7	2.2	35.7
4	2.7	7.2	3.5	8.7	-8.2	-11.6	-7.5	-4.2	12.9	26.0	1.7	39.8
5	0.8	4.8	0.7	7.5	-3.9	-4.3	-5.1	-2.0	2.4	37.4	1.6	52.5
6	0.1	2.6	5.6	8.4	-2.1	-6.3	-2.6	-3.9	16.0	52.2	2.3	23.6
6*		5.6				-7.7				41.4		
7	0.9	1.9	2.1	5.7	-2.2	-1.9	-4.7	-2.5	6.4	12.6	2.0	21.8
7*		3.8				-3.6				33.7		
8	1.2	4.4	2.7	1.2	-4.1	-4.4	-4.7	0.9	16.4	24.8	2.1	18.3
9	0.8	2.8	1.6	2.2	-2.8	-3.5	-4.3	0.7	6.7	14.7	1.1	10.3
10	-1.1	-0.8	2.9	2.2	0.4	-0.2	-3.7	-0.5	2.0	0.0	0.0	0.0
实况	1.7	1.9	2.8	3.1	-2.5	-2.5	-4.3	-1.0	10.6	15.4	16.2	34.4

注: ① 涡区相对涡度为空间四点平均值; ② 对 24h 或 48h 无涡的试验, 各量为实况涡所处区域的最大值。

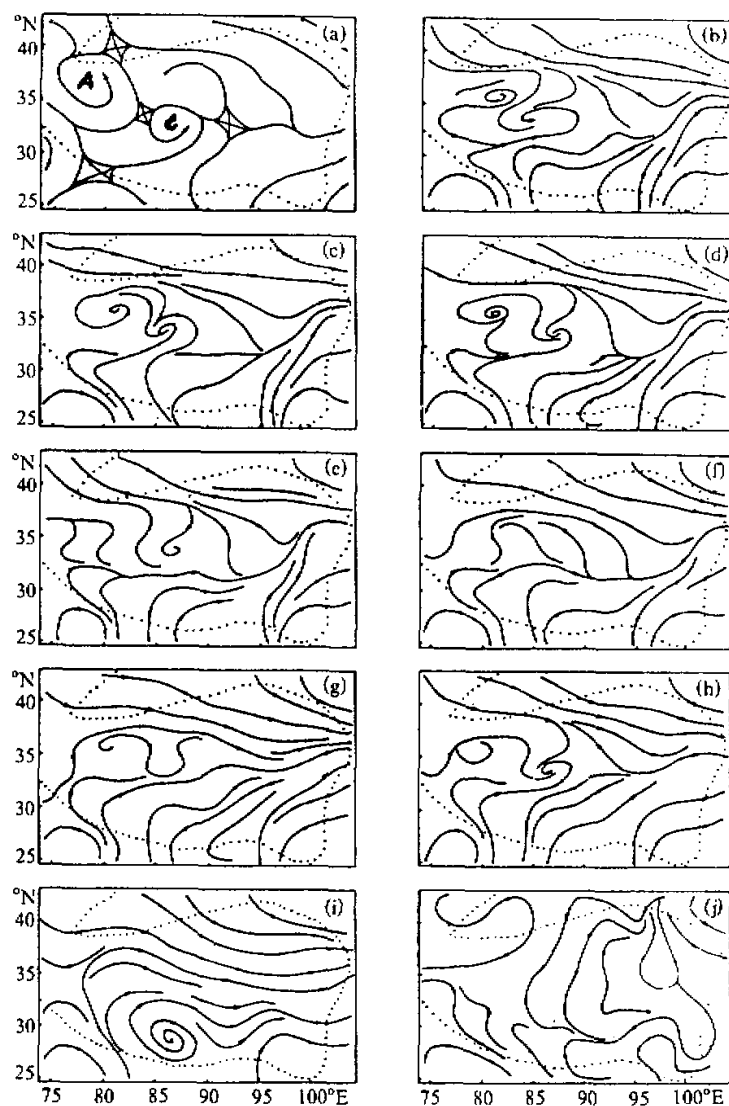


图1 个例1的24 h实况 (a), 试验1 (b)、试验2 (c)、试验3 (d)、试验5 (e)、试验6 (f)、试验7 (g)、试验9 (h) 模拟的高原地区500 hPa 流场, 以及试验10模拟的该地区500 hPa (i) 和700 hPa 流场 (j)

另外, 对个例2中高原涡的形成及个例3中高原中南部涡的持续发展的预报同样是比较好的 (图3a、b, 图4a、b)。

不过位于高原西北角的低涡未预报出来。尽管用实况风来衡量, 这个高原涡并不

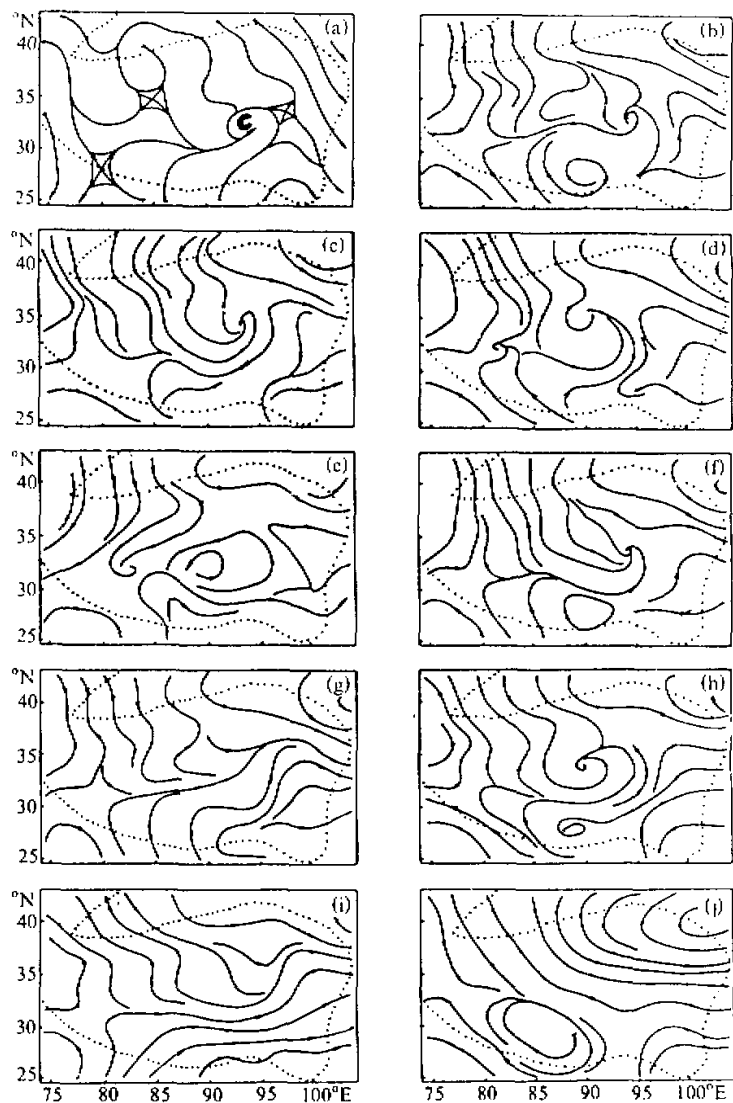


图2 个例1的48 h实况 (a)、及试验1 (b)、试验2 (c)、试验4 (d)、试验5 (e)、
试验6* (f)、试验7* (g)、试验8 (h)、试验9 (i)
和试验10 (j) 模拟的高原地区500 hPa 流场

典型。此外, 预报的个例2的涡区雨量偏小, 而个例1涡区后24 h的雨量偏大。还应提及的是个例3的预报流场上高原北部多出现了一小低涡。由于资料稀少, 该涡难以得到证实, 本文将不过多涉及它。

总的看, 本模式能基本正确地预报高原涡的形成和东移发展。即对高原涡有较强的预报能力, 可用于高原涡的模拟试验。

4.2 斜压性的影响

试验 2 增大了初始场大气的斜压性, 所模拟的个例 1 中初生涡的范围缩小了 (图 1c), 24 h 及 48 h 的涡区涡度中心值也减小了 (表 2)。然而另两例低涡的涡度值却增大了 (图 2c, 图 3c)。3 例高原涡涡区的 300~500 hPa 平均垂直速度最大值和日降水的变化似乎都没有规律性。

孙国武等^[19]认为, 高原 300 hPa 西南急流存在时有利于高原涡的东移发展。而钱正安等^[2,3]的统计表明, 在高原涡盛行时段, 涡活动区上空的风速垂直切变偏小。看来这两相反的两方面使得气柱斜压性对高原涡的总贡献随个例不同而有变化。

4.3 摩擦作用的影响

若无边界层内的侧向摩擦 (试验 3) 和进一步不考虑地面摩擦 (试验 4), 3 例

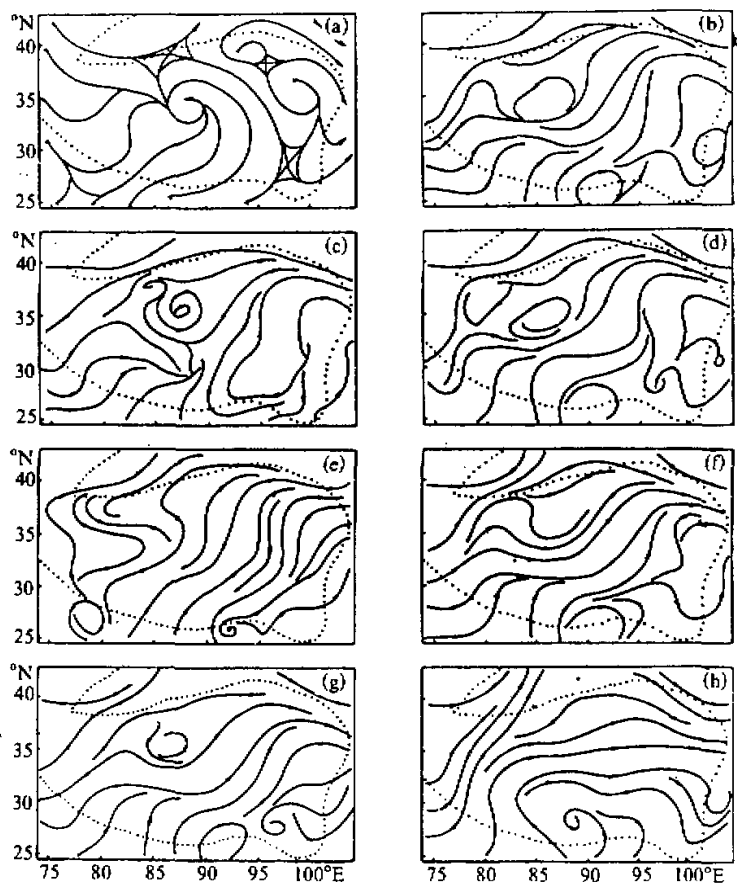


图 3 个例 2 的 24 h 实况 (a), 及试验 1 (b)、试验 2 (c)、试验 4 (d)、试验 5 (e)、试验 6 (f)、试验 7 (g) 和试验 10 (h) 模拟的高原地区 500 hPa 流场

低涡的流场与控制试验差别不明显 (图 1b、d, 图 2b、d, 图 3d)。对试验 3 而言, 所模拟的涡区的涡度和平均垂直速度也缺乏规律。但试验 4 中, 个例 1 的涡区涡度中心值明显增大了; 同时, 3 例低涡涡区的垂直运动也都加强了。

摩擦既是能量的耗散因子, 又有促使涡旋发展的作用。从总的模拟结果看, 地面摩擦或多或少利于高原涡产生和发展, 而边界层内侧向摩擦的贡献似乎并不一致。

4.4 层结稳定度的影响

减小初始场温度垂直递减率后的试验 5 积分 24 h 时, 个例 1 中仅出现了一很弱的低涡 (图 1e), 当积分到 48 h 时该涡的位置明显偏西 (图 2e), 涡度和垂直速度也明显减小了 (表 2)。本试验中, 个例 2、3 中的低涡则根本没有出现 (图 3e, 图 4c)。

根据能量学的观点^[3,20], 空气的层结越不稳定, 则纬向有效位能和涡动有效位能越大, 并且利于前者向后者转换, 进而转化为涡动动能。可见夏季高原多低涡的现象确实与强不稳定层结分不开。但即使在夏季, 高原上也不总存在高原涡活动。本试验其实

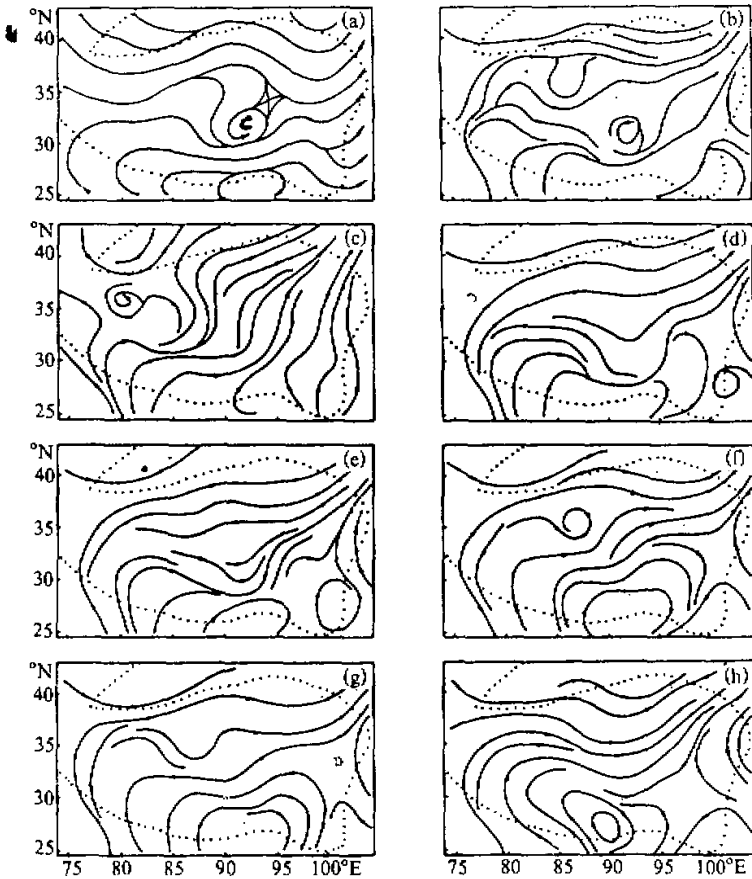


图 4 个例 3 的 24 h 实况 (a), 及试验 1 (b)、试验 5 (c)、试验 6 (d)、试验 7 (e)、试验 8 (f)、试验 9 (g) 和试验 10 (h) 模拟的高原地区 500 hPa 流场

说明了当有某种过程破坏了高原上的强不稳定层结时, 是不利于高原涡发生发展的。

4.5 地面感热和潜热的影响

当不计地面感热通量时(试验 6), 个例 1、2 的初生涡都未模拟出来(图 1f, 图 3f), 个例 1 中原来的涡区甚至演变成反气旋流型, 这就是说, 没有地面感热的作用, 高原涡是不能形成的。另外, 个例 3 的初始场上高原西部原有一初生涡胚胎, 但积分一段时间后消失了(图 4d), 这又说明感热对涡的持续发展也是很重要的。

除去地面潜热通量后(试验 7), 个例 1、2 中的初生涡仍然形成了(图 1g, 图 3g), 不过, 和控制试验相比, 强度明显变弱(表 2), 可见, 地面潜热对高原涡的形成也有明显的作用, 但其重要性远不如感热。再看涡发展阶段的模拟。由于除去地面潜热, 个例 1 中的初生涡在 24~48 h 的积分中均逐渐减弱消失了(图略); 个例 3 中的低涡也是如此(图 5e)。仔细比较个例 3 的模拟结果发现, 虽然除去地面感热和潜热后涡均不能维持, 但后一种情形涡消失得更快, 且 24 h 流场上实况涡所在位置的流型更趋平直。这显示出地面潜热对个例 3 中高原涡的维持和发展是至关重要的, 并且比感热的贡献大。

为了更准确地比较个例 1 中地面潜热和感热在高原涡发展阶段的相对贡献大小, 我们对该个例作了补充试验 6* 和 7*: 试验 6* 和试验 7* 前 24 h 的积分完全同控制试验, 而后进行的 24~48 h 积分分别同试验 6 和试验 7。图 2f, g 显示, 试验 6* 中高原涡尚能维持到 48 h, 尽管强度和垂直运动大大减弱了; 但试验 7* 中最后已无涡存在。

由此可见, 地面潜热在涡持续阶段的贡献的确比地面感热大。此外, 地面潜热对高原涡降水(主要是积云降水)的影响也更显著(表 2), 而不计地面感热时仅部分减少了个例 3 的涡区降水。

以上关于地面潜热的影响和已有的结论基本相同^[6~10]。但地面感热的影响与 Dell'osso 和 Chen^[8]认为它不利于涡发展的结论是相反的。另外, Shen 等^[7]虽指出了地面感热的重要性, 但认为它在雨季中只能对大尺度流型起附加的修改作用, 24 h 内一般不能显著改变高原涡流场的总体特征, 似乎更强调感热的累积效应; 本文的模拟结果却显示出高原涡在整个发展过程中, 尤其在形成阶段对感热是十分敏感的。我们认为这种结果的差异可能在于高原地面阻力系数的取值不同。Shen 等采用依赖地形高度的函数式来计算阻力系数; 而本文使用实测资料的估算值, 高原地区的 C_d 、 C_h 最大分别达 0.008 和 0.009, 且两者的高值带位于 30°N 附近^[15,16], 恰好是高原涡活动的高频区^[2]。再者, 感热在高原涡发展不同阶段(形成和持续阶段)的作用有明显差异, 是否加以区分也会影响所得结论。

地面感热和潜热使气柱失稳, 从而加强了纬向有效位能和涡动有效位能及其向涡动能的转化^[2,3,6~8]。此外, 两者因加热和(或)增湿低层空气还有利于对流活动。

4.6 凝结潜热的影响

不考虑大尺度潜热和进一步除去对流潜热后(试验 8 和试验 9), 未对个例 1、2 中高原涡的形成产生太大的影响(图 1h), 只是涡区的涡度和垂直速度减小了(表 2)。

但试验 8 使得个例 3 的初始场中原位于高原中南部的涡没能进一步维持(图 4f)。当再除去对流潜热后(试验 9), 连个例 1 中已形成的高原涡也在积分的 24~48 h 阶段消失了(图 1i)。另外, 个例 3 中原来涡所在区域的流线也变得更加平直, 就连高原北部那个未证实的小低涡也不见了(图 4g)。还对个例 3 进行了只除去对流潜热但保留大

尺度潜热的补充试验,结果其中的高原涡也不能维持,且消失的时间提前了(图略)。

这些结果说明,对流潜热和大尺度潜热对高原涡的形成并不产生决定性影响,只能改变初生涡的强度和涡区的垂直运动;但对高原涡的维持和发展却起着关键作用,其原因在于这个阶段里随着涡的东移,环境的水汽逐渐增多^[2,17],而且涡区也较初期湿润了。因高原地区积云降水占优势^[21],故而对流潜热要比大尺度潜热更加重要。很容易理解,气柱中的潜热,特别是对流潜热释放量基本决定了涡区的降水(表2)。

凝结潜热通过 CISK 机制使高原涡发展。当然,潜热(特别是对流潜热)引起涡区相对于环境空气的不均匀加热,利于涡动有效位能向涡动动能的转化。

4.7 降低高原地形的影响

将高原地形降低后,按一般的认识应随之减小高原地区地面的阻力系数值。因缺乏足够定量的依据,我们暂未对它作任何改变。虽然这或多或少夸大了高原地区地面通量的作用,但试验结果却是:无论在 500 hPa 还是在 700 hPa 三例高原涡都没有产生或维持(图 1i、j,图 2j,图 3h,图 4h)。由于高原的海拔高度被降到 2600 m 以下,它对气流的阻挡和绕流作用大大减弱,而气流的爬越运动显著增强。外部空气的侵入破坏了高原中部“局地性”的扰动环流,加上空气柱的伸长使得地面加热效率变小,使高原上空不能保持原先那种强烈的不均匀加热和不稳定层结(图略),结果,原来的涡活动区变成了相当平直的偏西风气流。这与 Shen 等^[6]、Dell'osso 和 Chen^[8]的结果十分类似。由此进一步证实了高原的海拔高度对高原涡形成和发展所起的决定作用。换句话说,高原这块独特的地理区域的实际存在是高原涡能够发生发展的前提条件。

5 总结

根据上面的模拟结果和分析,可以认为高原涡是一种强烈依赖于高原海拔高度这个地形因子,同时受高原上强不稳定层结、强烈的地面加热和凝结潜热这些热力因子控制的局地性低压涡旋。特别应该强调的是,高原的存在是高原涡发生发展的前提。当然在高原涡的整个发展过程中,地面摩擦也有一定的贡献;而边界层内的侧向摩擦和气柱中斜压性的影响存在着随个例的变化。

最后,将雨季中典型高原涡形成和发展的概念模式概括如下:盛夏高原地区由于地面强烈的感热和潜热加热使空气柱变得十分不稳定,层结越不稳定,则纬向有效位能和涡动有效位能积累越多,且有利于前者向后者转换,并进一步转化为涡动动能,供高原涡发展。相比之下高原涡的形成主要依靠地面感热;而后在东移发展过程中则主要受地面和气柱中的潜热影响。相对大尺度潜热而言,对流潜热的反馈作用更重要。当然感热在涡持续阶段的贡献及潜热在涡形成阶段的贡献都是不容忽视的。当涡移至高原东部后,由于高原海拔高度的降低,周围空气不断侵入使高原涡变性,加之空气柱的伸长使地面加热效率变小,层结不稳定度相对变弱,涡动动能的制造在不足以补充耗散的情况下,大部分涡将在这里消失。只在非常有利的天气形势和环境条件下,个别涡才能移出高原。

本文对高原涡分形成和发展两阶段进行了较多个例、较多因子的细致模拟,特别分析了地面热通量、气柱中的潜热在这两个阶段的作用,以及高原地形和层结稳定度的影

响, 概括了高原涡发生发展的概念模式, 在一定程度上深化了对高原涡的认识。然而文中未涉及高原涡东移出高原的情形。虽然这类个例所占比例很少, 但却会给高原以东地区带来强降水。所以, 从预报的角度讲, 还有必要对高原涡东移出高原的具体原因和影响因子进行数值模拟研究。

参 考 文 献

- 1 青藏高原气象科学拉萨会战组, 1981, 夏半年青藏高原 500 hPa 低涡切变线的研究, 科学出版社。
- 2 钱正安、单扶民、吕君宁等, 1984, 1979 年夏季青藏高原低涡的统计分析及低涡产生的气候因子探讨, 青藏高原气象科学实验文集 (一), 科学出版社, 182~194。
- 3 钱正安、单扶民, 1984, 雨季中高原西部初生涡的分析, 青藏高原气象科学实验文集 (一), 科学出版社, 229~242。
- 4 吕君宁、钱正安、单扶民等, 1984, 夏季高原低涡的综合结构, 青藏高原气象科学实验文集 (一), 科学出版社, 195~205。
- 5 罗四维、杨洋、吕世华, 1991, 一次青藏高原夏季低涡的诊断分析研究, 高原气象, 10, 1~12。
- 6 Shen R. J., E. R. Reiter, and J. F. Bresch, 1986, Numerical simulation of the development of vortices over the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, *Meteor. Atmos. Phys.*, 35, 70~95。
- 7 Shen R. J., E. R. Reiter, and J. F. Bresch, 1986, Some aspects of the effects of sensible heating on the development of summer weather systems over the Tibetan Plateau, *J. Atmos. Sci.*, 43, 2241~2260。
- 8 Dell'osso, L. and S. J. Chen, 1986, Numerical experiments on the genesis of vortices over the Qinghai-Tibet Plateau, *Tellus*, 38A, 236~250。
- 9 罗四维、杨洋, 1992, 一次青藏高原夏季低涡的数值模拟研究, 高原气象, 11, 39~48。
- 10 陈伯民、钱正安, 1995, 夏季青藏高原地区降水和低涡的数值预报试验, 大气科学, 19, 63~72。
- 11 陈伯民、惠小英、钱正安, 1994, 青藏高原地区 FGGE IIb 资料相对湿度场的分析与订正及其对预报影响的数值试验, 高原气象, 13, 394~403。
- 12 颜宏, 1987, 复杂地形条件下嵌套网格模式的设计, 高原气象, 6, 第 2 期 (增刊), 1~139。
- 13 颜宏、钱永甫, 1981, 有地形模式中坐标变换和气压梯度力计算问题的讨论, 大气科学, 5, 175~187。
- 14 钱正安等, 1992, 亚洲地区云量参数化的对比试验及云的影响, 气象学报, 50, 50~59。
- 15 陈伯民、钱正安, 1992, 一个适合青藏高原地区的修改了的郭型积云参数化方案, 高原气象, 11, 1~11。
- 16 张立盛、钱正安、陈伯民, 1994, 甘肃黑河地区地面阻曳系数的估算及其影响的数值试验, 高原气象, 13, 267~275。
- 17 章基嘉等, 1988, 青藏高原气象学进展, 科学出版社, 70~77。
- 18 青藏高原气象科学实验领导小组, 1985, 1979 年 5~8 月亚洲高空流线图集, 第一、二、三册, 气象出版社。
- 19 Krishnamurti, T. N. et al., 1976, Study of a monsoon depression (II), dynamical structure, *J. Meteor. Soc. Japan*, 54, 208~225。
- 20 孙国武、陈葆德, 1988, 初夏青藏高原低涡发展东移的动力过程, 气象科学研究院院刊, 3, 56~63。
- 21 陈产贤, 1984, 1979 年 5~8 月青藏高原降水分析, 青藏高原气象科学实验文集 (一), 科学出版社, 279~290。

Numerical Simulation of the formation and development of Vortices over the Qinghai-Xizang Plateau in Summer

Chen Bomin, Qian Zhengan and Zhang Lisheng

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

Abstract Ten schemes were designed by decreasing the Qinghai-Xizang Plateau terrain elevation, removing the sensible and latent heating on the surface and the latent heating in the air column, re-

ducing the temperature lapse rate, enhancing the baroclinicity of the air column and canceling the friction at the surface and lateral the friction within the boundary layer. Then by using a limited-regional numerical model suitable for complex terrain regions and utilizing the comprehensively-corrected FGGE level IIIb data, a set of 24 hour or 48 hour simulations were performed for three typical vortex cases including the genesis and/or development stages in the summer of 1979. Finally, a conceptual model for the formation and development of the Qinghai-Xizang Plateau vortex was presented. The vortex may be regarded as a local low pressure which strongly depends on the Qinghai-Xizang Plateau terrain and is dominated by stratification stability, the surface heating fluxes and latent heating in the air column.

Key words Qinghai-Xizang Plateau vortex numerical simulation conceptual model

《现代大气科学前沿与展望》出版

汇集第二次大气科学前沿学科研讨会学术论文的《现代大气科学前沿与展望》，已由气象出版社于1996年4月出版。

由已故大气科学家谢义炳院士发起，国家自然科学基金委员会地球科学部、中国科学院自然与社会协调发展局、中国科学院大气物理研究所和北京大学地球物理系联合组织的第二次大气科学前沿学科研讨会，于1995年8月22~25日在北京举行，来自中国科学院、各有关大学、中国气象局、国家海洋局、国家环保局以及部队气象院校的领导和专家参加会议，并就近年来国内外大气科学各领域的研究进展作了深入、而全面的回顾，8位大气科学领域的中国科学院、中国工程院院士就我国大气科学优先发展的前沿做了指导性报告；主持这次会议的黄荣辉院士作了总结报告。

《现代大气科学前沿与展望》中的论文，不仅就国际和国内大气科学研究的重大研究计划作了及时的介绍，而且就全球变化、气候系统动力学、大气环流与季风、中尺度气象学和积云动力学、边界层动力学和大气化学、大气遥感、中层大气物理和动力学以及自然控制论和非线性动力学等领域的国内外研究进展和前沿科学问题进行了全面而深入的回顾与讨论。此外，还根据国际大气科学的发展趋势、我国国内需要以及我国大气科学研究的优势，提出了我国大气科学基础研究的优先领域与前沿课题。

《现代大气科学前沿与展望》由黄荣辉院士、张人禾和王会军博士整编而成。这本论文集不仅对于国家自然科学基金委员会在制定基金申请指南时将起到积极的指导作用，而且对于我国大气科学研究的有关部门在制定研究规划时也将起到重要的借鉴作用。

(气象出版社 李太宇)