

东亚地区一次切断低压引起的平流层、 对流层交换数值模拟研究^{*}

杨 健 吕达仁

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 用中尺度模式 (MM5) 模拟研究东亚地区 (网格中心 45°N , 120°E) 一次强切断低压过程 (2000 年 4 月 8 日~12 日) 引起的平流层、对流层交换。用 Wei 公式计算此次过程由平流层到对流层的净交换量为 $5.0 \times 10^{14} \text{ kg}$, 平均交换通量为 $-0.72 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 。地面锋与高空锋的相互作用, 在急流入口处和高空锋区出现对流层顶折叠, 并引起平流层、对流层物质交换, 其中空气的水平运动起主要作用。利用历史天气图统计东亚地区 ($20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{E}$) 切断低压的年平均个数为 60, 占北半球极区类型切断低压的 52%。由此, 推断东亚地区的平流层、对流层交换对整个北半球的平流层、对流层交换贡献很大。

关键词: 东亚地区; 平流层; 对流层; 数值模拟

1 引言

最初, 人们认为平流层、对流层交换 (stratosphere-troposphere exchange, 简称 STE) 是天气尺度和中尺度的动力学过程, 因此研究主要集中在对流层顶附近的强烈混合现象, 如中纬度地区的对流层顶折叠及热带地区的深对流^[1]。后来, Holton 等^[2]提出了全球尺度的观点, 他认为平流层的纬向平均环流起着主要作用。尽管这一理论在许多方面导致概念性的简化, 但是许多观测证据显示, 热带外地区的最低平流层环流不能简单地用纬向平均环流描述。一些痕量气体, 如水汽、臭氧等的分布特征, 如果不包含纬向非对称的天气尺度事件就不能正确描述。因此, 热带外地区天气尺度的平流层、对流层交换对于详细、定量地理解穿越对流层顶质量交换的时空分布是至关重要的。

最近, 人们注意到上对流层中的切断低压也可引起平流层、对流层交换^[3,4], 切断低压可以通过系统边缘的对流层顶折叠、伴随着低压系统的急流附近的湍流交换及对流层顶等过程引起平流层、对流层交换。东亚地区位于全球最大陆地的东岸, 濒临最大的大洋, 西部有地形十分复杂的高原。海陆之间的热力差异和高原的热力、动力作用, 使得东亚地区天气尺度的 STE 研究具有重要意义。

2002-04-19 收到, 2002-10-21 收到修改稿

^{*} 本项工作是向国家自然科学基金委员会申请中层大气基础研究相关项目的前期研究, 得到国家自然科学基金资助项目 49875001 和中国科学院大气物理研究所知识创新重大项目“上对流层、下平流层过程及其气候效应研究”的共同资助

2 模式参数选择

我们将用中尺度模式 MM5 模拟研究东亚地区切断低压引起的平流层、对流层交换。我们选择的模拟区域东西向网格数为 114, 南北向网格数为 88, 模拟区域中心为 (45°N , 120°E), 模式的水平分辨率为 50 km, 模式顶部为 10 hPa, 模拟的时间步长为 90 s, 垂直方向分为 30 层。侧边界条件选择依赖于时间的边界方案; 垂直扩散选择 K 理论垂直扩散方案; 水平扩散在模式内部采用四级水平扩散形式, 边界采用二级扩散形式; 行星边界层选择 Blackadar 高分辨率的显式边界层方案; 降水物理过程选择 Kuo 积云参数化方案。模式的初始值为一天 4 次的 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}\text{NCEP}$ 再分析资料。

3 个例模拟研究

3.1 模式的可靠性验证

中尺度模式一般用于研究对流层低层的天气过程, 但是国外的研究表明它也可以用来模拟对流层顶附近的天气过程。Elbern 等^[5]用 MM5 模拟了三个对流层顶折叠引起的平流层空气侵入对流层事件。Ravetta 等^[6]用 MM5 模拟了一次对流层顶折叠事件, 并与观测的温度场、风场进行了比较, 其结果表明 MM5 有能力模拟中尺度的对流层顶流动结构。我们将模式结果与 NCEP 资料实测场进行对比, 图 1b 为模式模拟的 2000 年 4 月 8 日 00 时 200 hPa 等压面高度场和温度场, 图 1a 为 NCEP 资料实测场, 实线为位势高度, 虚线为位温。模式模拟的强度为 1140 位势什米的高空槽位于 (42°N , 125°E), 高空槽的中心对应暖中心 (225 K), 其东西两侧分别为冷中心 (210 K), 对比图 1a 可以看到模式模拟的高度场和温度场的分布形势与实测场基本一致, 只是模拟的温度场 220 K 等温线在槽的底部闭合, 比观测的温度场稍稍偏高。模拟 48 小时之后的模式结果能正确反应实测场的天气形势特征, 由此可见 MM5 是可以用来模拟对流层顶附近的天气过程的。

3.2 天气过程描述

我们选择 2000 年 4 月 8 日发生在东亚地区的一次强切断低压过程进行模拟, 模拟时间为 8~12 日。图 2a 为模拟初始时刻 8 日 00 时 (UTC, 下同) 的 500 hPa 高度场、温度场。8 日模拟区域东西两侧各存在一个高空槽, 并与温度槽重合, 一个位于 (50°N , 100°E) 强度为 520 位势什米, 温度槽稍落后于气压槽。另一个位于 (55°N , 140°E)。两个高空槽逐渐向东南方向移动, 24 小时之后东侧的高空槽移出了模拟区域, 西侧的槽移动到中国与蒙古交界处 (50°N , 115°E) 并形成闭合的低压中心 (520 位势什米), 同时温度槽也变成了闭合的冷中心 (235 K), 冷中心稍落后于低压中心。该低压系统继续东移并逐渐加深, 48 小时之后位于中国东北地区 (45°N , 123°E) (图 2b), 低压中心加深到 510 位势什米, 并与冷中心重合 (235 K), 该系统在东北地区维持了近 20 小时, 随后减弱东移。由于该低压系统前方有稳定的高压脊, 此次切断过程维持到 16 日, 该强切断低压的寿命达到 1 周之久。伴随着西侧高空槽的移动, 有一急流绕着该高空槽的边缘, 随着其由西北向东南方向移动。48 小时之后, 环绕冷涡的急流最大风

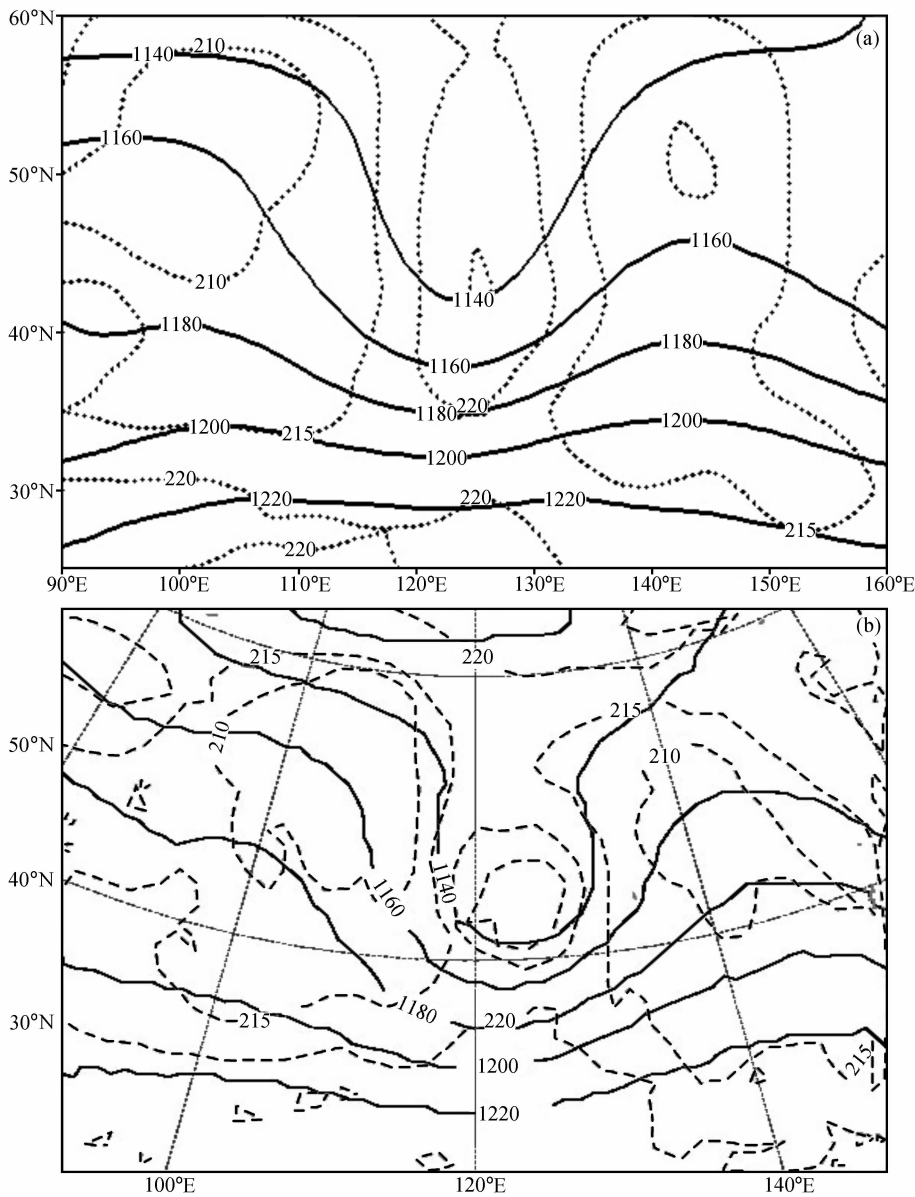


图1 2000年4月10日00时200 hPa高度场及温度场
实线：位势高度，单位：位势什米；虚线：位温，单位：5 K
(a) NCEP 资料实测场；(b) MM5 模拟场

速达 45 m s^{-1} 。对应地面天气图上4月8日00时(50°N, 115°E)有一闭合的低压系统，同时有一条冷锋从低压中心向西南伸出，该低压系统及锋面在随后的几天里逐渐向东南移动。

3.3 等熵面位势涡度图

平流层中的高 O₃ 浓度通过吸收太阳紫外辐射使垂直位温梯度增大，而位势涡度 (potential vorticity, 简称 PV) 依赖于温度，这样平流层中的 PV 值比对流层中高几个

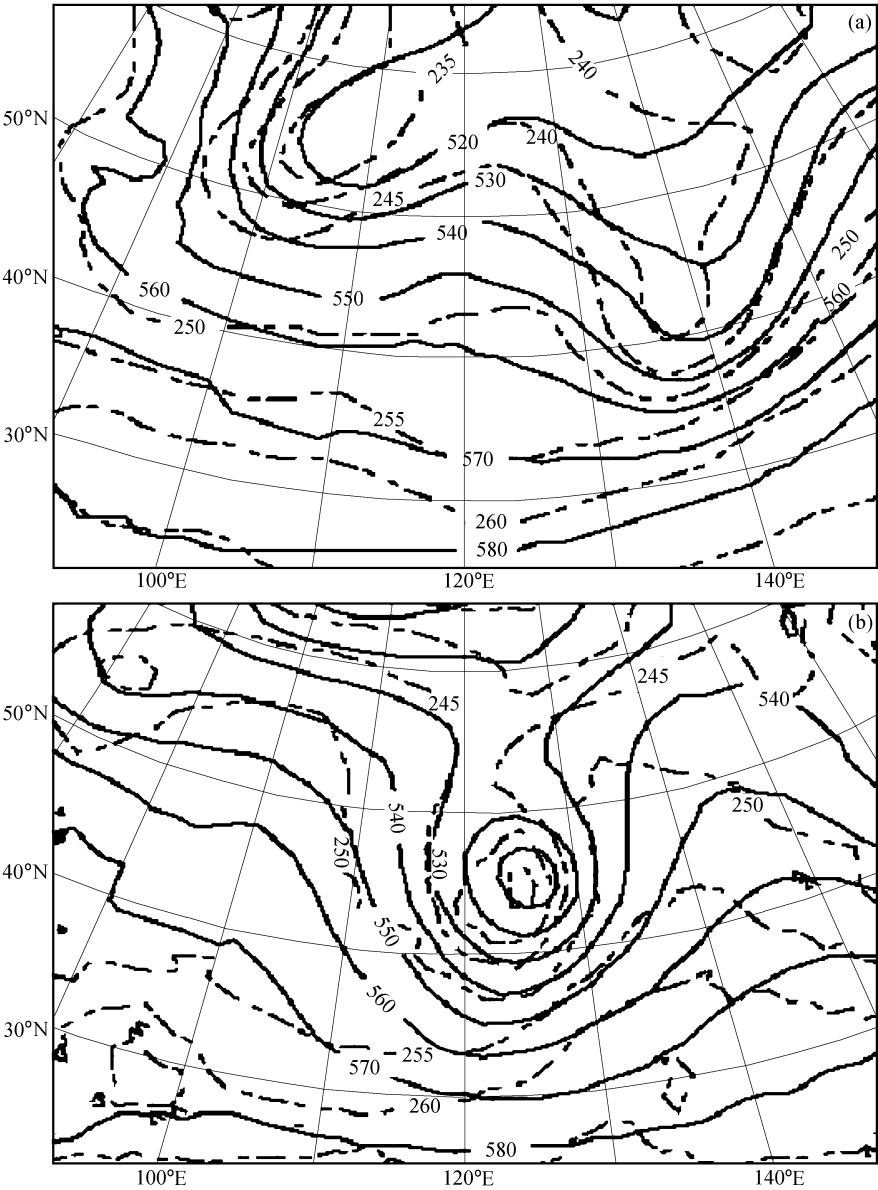


图 2 模式模拟的 500 hPa 等压面位势高度场及温度场
实线：高度场，单位：位势什米；虚线：温度场，单位：5 K
(a) 4 月 8 日 00 时；(b) 4 月 10 日 00 时

量级。如果不存在非绝热加热或摩擦强迫，气团的 PV 值是守恒的，即 PV 值可以作为动力上的示踪物^[4]。图 3 给出模拟的 310 K 等熵面上 PV 分布。模拟初始时刻 8 日 00 时（图 3a）位涡的分布形势与高度场相似（图 2a），两个高空槽区分别对应 PV 高值区，其值分别达到 $6.5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 、 $4.5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ，西侧高值区向东南方向移动，24 小时后到达（45°N，115°E），中心达 $7.5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 。48 小时之后该高值中心移到东北地区（图 3b），PV 高值中心对应冷涡中心。72 小时之后

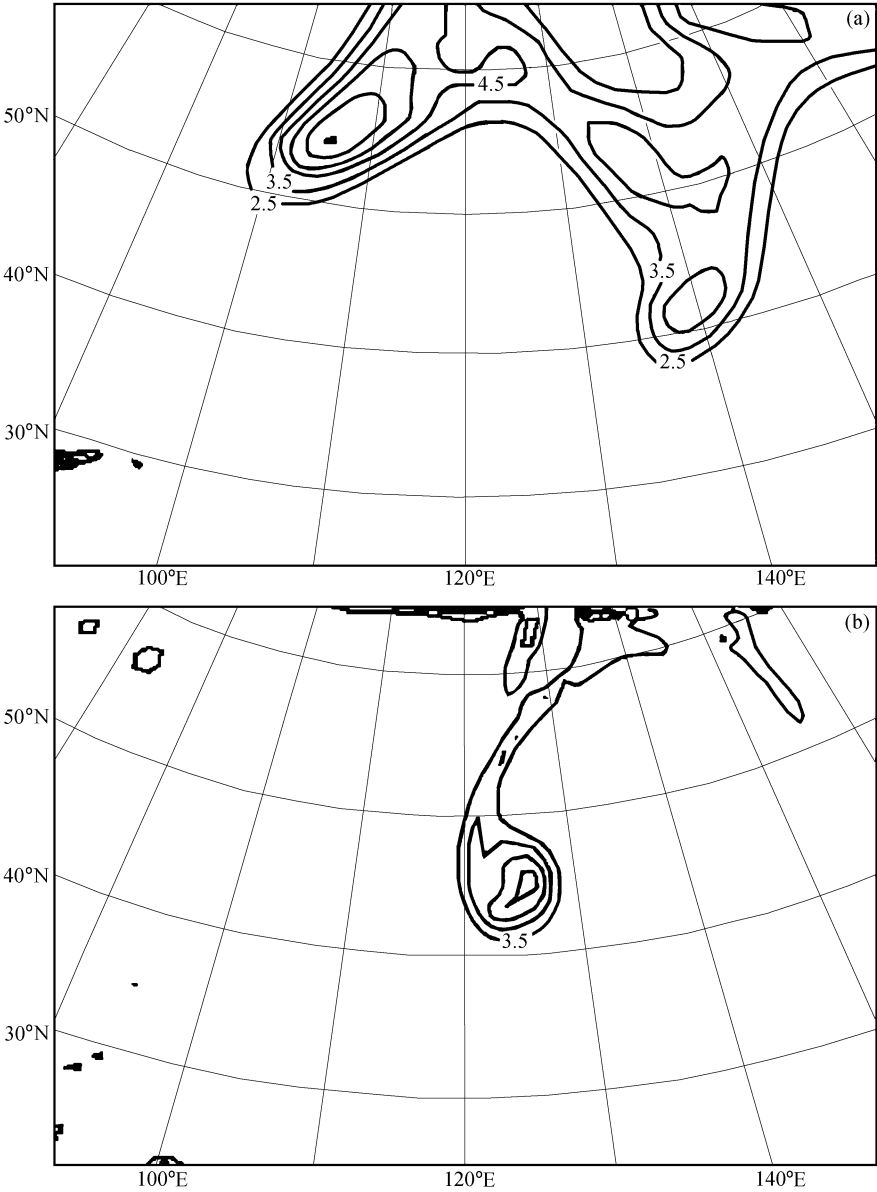


图3 模式模拟的310 K等熵面位势涡度

(a) 4月8日00时, PV在 $2.5\times10^{-6}\text{ m}^2\text{ K kg}^{-1}\text{ s}^{-1}$ 以上的等值线, 间隔: $10^{-6}\text{ m}^2\text{ K kg}^{-1}\text{ s}^{-1}$;
(b) 4月10日00时, PV在 $3.5\times10^{-6}\text{ m}^2\text{ K kg}^{-1}\text{ s}^{-1}$ 以上的等值线, 间隔: $2\times10^{-6}\text{ m}^2\text{ K kg}^{-1}\text{ s}^{-1}$

高纬度地区的一部分空气被切断并滞留在低纬地区。我们认为 PV 值为 $3.5\times10^{-6}\text{ m}^2\text{ K kg}^{-1}\text{ s}^{-1}$ 的气团起源于平流层, 由此可看出随着切断低压的发生、发展、移动, 平流层空气入侵到对流层。

沿图 4a 中的 AB、CD 线分别做垂直剖面 (图 4b、c), 其中实线为位温 (K), 点线为风速 (m s^{-1}), PV 值介于 $2.5\times10^{-6}\sim3.5\times10^{-6}\text{ m}^2\text{ K kg}^{-1}\text{ s}^{-1}$ 之间的用阴影表示。低压槽在 9 日 00 时被切断然后逐渐加深, 9 日 18 时地面低压及锋面的位置与高空

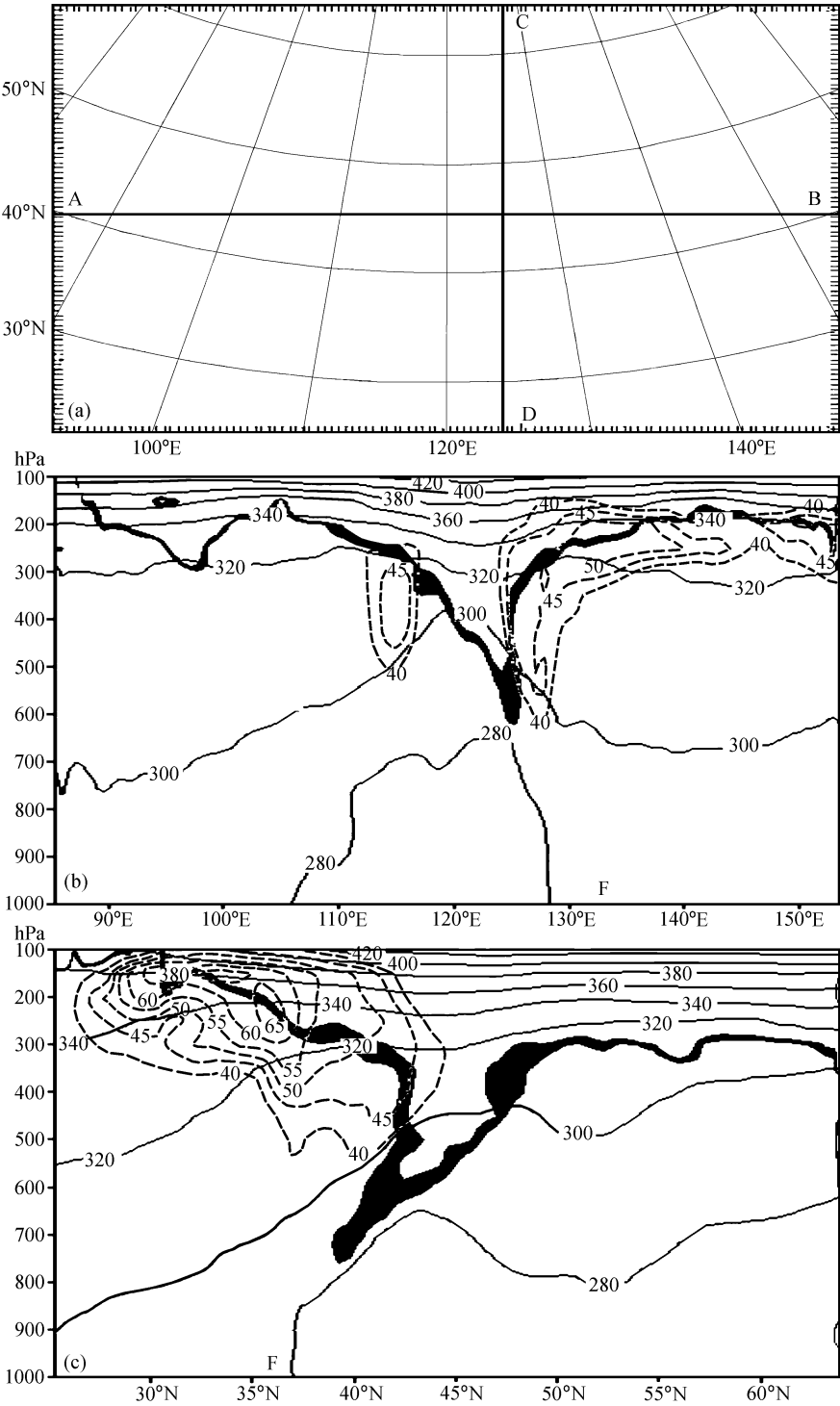


图4 9日18时位温、位涡和风速的垂直剖面

实线：位温，单位：K，点线：风速，单位： m s^{-1}

$2.5 \times 10^{-6} \sim 3.5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{K kg}^{-1} \text{s}^{-1}$ 之间的位涡用阴影表示，F表示地面锋面的位置

(a) 剖面的位置；(b) 沿 AB 的剖面；(c) 沿 CD 的剖面

冷涡的位置基本一致，而且有一高空急流环绕着冷涡，因此我们选择 9 日 18 时做垂直剖面图。由图 4b 看到环绕冷涡的急流，在冷涡的东侧最大风速中心达 50 m s^{-1} ，其覆盖面积很大，在冷涡的西侧只有 45 m s^{-1} ，覆盖面积较小。图 4c 显示环绕冷涡的急流在冷涡的南侧，风速最大中心达 65 m s^{-1} 。图 4b 和 c 中等位温线在对流层上层平行分布，在对流层中、下层倾斜，水平梯度加大。与此同时， $3.5\times10^{-6}\text{ m}^2\text{ K kg}^{-1}\text{ s}^{-1}$ 的等值线向下延伸到 600 hPa，并向东南方向倾斜，我们注意到 PV 是向地面锋的方向倾斜的， $2.5\times10^{-6}\text{ m}^2\text{ K kg}^{-1}\text{ s}^{-1}$ 的等值线已经下降到 750 hPa（图 4c）。由此，我们可以看到，由于地面锋与高空锋的相互作用在急流入口处和高空锋区出现对流层顶折叠，并伴随着平流层、对流层的物质交换。

3.4 质量交换

计算交换通量的方法很多，由于 Wei 公式^[7]可以同时计算出向上、向下的通量，因此我们采用 σ 坐标系下的 Wei 公式计算交换通量。

$$F(\rho) = -\frac{p^*}{g}\left(\frac{D\sigma}{Dt} - \frac{\partial\sigma_{\text{tp}}}{\partial t} - V \cdot \nabla\sigma_{\text{tp}}\right)$$

(1)

其中， $p^* = p_s - p_t$ ， p_s 为地面气压， p_t 为模式顶气压， σ_{tp} 为对流层顶的 σ ， V 为水平风场。由平流层到对流层的净输送用负值表示，由对流层到平流层的净输送用正值表示。

我们环绕冷涡画一矩形，计算此次切断低压引起的上、下交换量，由于冷涡是随时间移动的，我们的矩形也将随时间移动，以使其在任何时刻都包绕着冷涡，为了便于计算所选的矩形其大小不随时间变化。矩形的大小为 30×30 个网格，面积为 $2.25\times10^6\text{ km}^2$ 。低压槽在 8 日 11 时被切断，因此，我们从第 12 个小时开始统计，对流层顶选择 PV 值为 $3.5\times10^{-6}\text{ m}^2\text{ K kg}^{-1}\text{ s}^{-1}$ 处。计算出的 8 日 12 时~12 日 00 时，所选矩形的平均交换通量为 $-0.72\times10^{-3}\text{ kg m}^{-2}\text{ s}^{-1}$ ，该切断低压在模拟期间由平流层进入对流层的总质量为 $74.3\times10^{14}\text{ kg}$ ，由对流层进入平流层的总质量为 $69.3\times10^{14}\text{ kg}$ ，净交换量为 $-5.0\times10^{14}\text{ kg}$ 。向上的总量与向下的总量之比为 0.93，这表明该过程引起的上对流层与下平流层的交换是双向的，STE 不仅可以将平流层的物质输送到对流层，同时也将对流层的物质向上输送，这对上对流层和下平流层中的化学平衡都会有一定影响。

许多作者都采用 Wei 方法^[7]计算交换量，Lamarque 等^[8]用 MM4 模拟了一次发生在美国东部的对流层顶折叠过程；Spaete 等^[9]也选取美国东部地区用 MASS 模式研究了一次强风暴过程引起的平流层、对流层交换。还有许多作者采用其他方法计算平流层到对流层的输送量。由于不同作者模拟的个例不同，用的模式不同，模式的水平和垂直分辨率不同，因此我们很难对它们进行比较分析。最好是将所有的参数固定，然后再对不同个例进行定量比较，这说明个例研究的结果适用范围很小，很难推广到全球。必须通过很多个例的研究，才能给出该区域具有统计意义的交换量。

尽管不同作者之间结果的比较具有一定的不确定性，但是这并不妨碍对它们进行定性的比较。我们将本文及其他作者的计算结果列于表 1，从表 1 中可以看到不同的个例研究中交换通量及向上与向下的比值很分散，最大可相差 4 倍。本文的计算结果在净交换量、交换通量和向上、向下通量的比值方面，处于其他作者计算的最大值与最小

表 1 已发表的有关 STE 交换量的结果与本文计算结果的比较

作者	Lamarque 等 ^[8]	Spaete 等 ^[9]	Vaughan 等 ^[10]	Wirth 等 ^[11]	Ebel 等 ^[12]	本文
对流层顶 PV/ 10^{-6} m ² K kg ⁻¹ s ⁻¹	2	3	1.6	2	3	3.5
时间/d	4	1	2	3	1.96	85 h
面积/km ²	3.2×10^6	10^6	2.6×10^5	8.0×10^5	2.25×10^5	2.25×10^6
平流层到对流层/ 10^{14} kg	23.5	5				74.3
对流层到平流层/ 10^{14} kg	18.6	2				69.3
净交换/ 10^{14} kg	-4.9	-3.0	-1.1	-7.2	-5.4	-5.0
交换通量/ 10^{-3} kg m ⁻² s ⁻¹	-0.4	-3.5	-2.4	-3.5	-1.4	-0.72
向上向下通量比	0.79	0.40				0.93

值之间，但是本文所计算得到的面积和时间积分的总交换量比其他作者的大 2~3 倍。我们认为其中的原因是：（1）本文计算通量的时间及空间分辨率都很高（1 h、50 km）；（2）本文所选的是随着切断低压运动的时变的矩形，是 Lagrange 的描述方法，而其他作者选择的是固定不变的区域，是 Eulerian 的描述方法；（3）本文与其他作者所选的对流层顶不相同；（4）本文模拟的个例，其过程及强度不同于其他个例，我们模拟的是切断低压，有些作者模拟的是对流层顶折叠。

3.5 臭氧交换

由于空气的垂直层结与臭氧的垂直层结不一样，穿过对流层顶的空气的质量交换并不能代表臭氧的质量交换。如果以 M_u 表示向上的通量， M_d 表示向下的通量，则净通量为 $M=M_u-M_d$ ，假设某一化学物质在对流层顶以下的均匀混合比为 q_1 ，对流层顶以上的均匀混合比为 q_2 ，则该成分穿越对流层顶的通量为

$$F_q = M_u q_1 - M_d q_2 = M q_2 + M_u (q_1 - q_2).$$
 (2)

由此可见，只有净通量 M 是不能计算出 F_q 的。当向上与向下通量之比 M_u/M_d 接近 1 时，表示交换是双向的，净通量 M 是两个大量的小差；当 M_u/M_d 接近 0 时交换是单方向的，此时化学物质的通量在很大程度上决定于净通量 M 。公式（2）表明，痕量气体穿越对流层顶的通量计算中有只依赖于对流层顶以上该成分的混合比的单向部分（公式中的第一项 $M q_2$ ），还有一双向部分其依赖对流层顶上、下该成分混合比之差 [公式中的第二项 $M_u (q_1 - q_2)$]，如果 $M_u=0$ ，该项为零。

M_u/M 的值可以确定方程（2）中第二项相对于第一项的重要性，在上述个例中，其值为 13，说明向上的输送还是很重要的。公式（2）中，我们必须知道对流层顶上、下臭氧的混合比，才能计算出臭氧的通量。对于臭氧来说，对流层中的浓度与平流层的相比很小，可以采用一级近似即 $q_1=0$ ，那么穿越对流层顶的通量主要决定于向下的通量，此时计算出的臭氧向下的输送量为其最大值即上限。如果我们假定对流层顶上下臭氧混合比之差为零，并以对流层顶的臭氧浓度代表其在平流层中的混合比，则计算出的臭氧向下输送量为其最小值即下限，真实的臭氧输送量介于其间。因此，必须通过化学输送模式的计算，才能精确给出臭氧的通量，在此我们只能给出臭氧通量的范围。

对流层顶附近臭氧的浓度与位涡 PV 之间有很大的相关性^[13]，

$$c = \alpha P,$$

(3)

其中, c 为臭氧浓度, P 为位涡, α 为系数, 当位涡 P 的单位为 $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$, c 为 10^{-9} 时, α 取 100 适合 $1 \times 10^{-6} \sim 2 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 定义的对流层顶^[13], α 的取值范围可以在 50^[13] 和 120^[14] 之间, 本文取 $\alpha=100$ 。用公式 (2) 和 (3) 计算出的臭氧交换量为 $-1.75 \times 10^8 \sim -26.0 \times 10^8 \text{ kg}$, 臭氧通量为 $-3.2 \times 10^{11} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1} \sim -47.3 \times 10^{11} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 。

3.6 Wei 公式中不同分量对总通量的贡献

由公式 (1), 可以知道空气和对流层顶的共同运动决定了穿越对流层顶的质量交换, 空气的运动又分为水平运动和垂直运动, 我们以 F_1 表示水平运动引起的交换量, F_{1u} 表示空气水平运动引起的对流层到平流层的输送, F_{1d} 表示空气水平运动引起的平流层到的对流层输送,

$$F_1 = \frac{P^*}{g} (V \nabla \sigma_{tp}).$$

(4)

以 F_2 表示垂直运动引起的交换量, F_{2u} 表示空气垂直运动引起的对流层到平流层的输送, F_{2d} 表示空气垂直运动引起的平流层到的对流层输送,

$$F_2 = -\frac{\dot{\sigma} P^*}{g}.$$

(5)

以 F_3 表示对流层顶运动引起的交换量, F_{3u} 表示对流层顶运动引起的对流层到平流层的输送, F_{3d} 表示对流层顶运动引起的平流层到的对流层输送,

$$F_3 = \frac{P^*}{g} \frac{\partial \sigma_{tp}}{\partial t}.$$

(6)

以下将分析此次切断低压过程中空气运动和对流层顶运动谁占主导地位。我们对所选的矩形进行面积和时间积分, 分别计算空气水平和垂直运动及对流层顶运动引起的向上、向下总的质量交换, 并将结果列于表 2。从表 2 中可以看出, 空气垂直运动引起的净输送是由对流层到平流层的, 其值为 $4.9 \times 10^{14} \text{ kg}$ ($F_{2u} - F_{2d}$)。水平运动和对流层顶运动引起的净输送是由平流层到对流层的, 其值分别为 $6.5 \times 10^{14} \text{ kg}$ ($F_{1d} - F_{1u}$) 和 $3.4 \times 10^{14} \text{ kg}$ ($F_{3d} - F_{3u}$)。空气水平运动引起的向上、向下的交换量最大, 其次是对流层顶的运动, 空气的垂直运动引起的交换量最小。沿对流层顶的水平运动造成的输送量是垂直运动引起的输送量的 2 倍, 是对流层顶运动引起的输送量的 1.2 倍, 这表明此次对流层顶折叠过程中, 沿对流层顶的水平输送对上、下交换起着主要作用。我们

表 2 空气运动和对流层顶运动引起的质量交换 (对流层顶为 $3.5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$)

空气运动引起的平流层到对流层输送总量 (10^{14} kg)	总量	217.4
水平运动引起的平流层到对流层输送总量 (10^{14} kg)	F_{1d}	148.1
垂直运动引起的平流层到对流层输送总量 (10^{14} kg)	F_{2d}	69.3
空气运动引起的对流层到平流层输送总量 (10^{14} kg)	总量	215.8
水平运动引起的对流层到平流层输送总量 (10^{14} kg)	F_{1u}	141.6
垂直运动引起的对流层到平流层输送总量 (10^{14} kg)	F_{2u}	74.2
对流层顶运动引起的平流层到对流层输送总量 (10^{14} kg)	F_{3d}	119.6
对流层顶运动引起的对流层到平流层输送总量 (10^{14} kg)	F_{3u}	116.2

的结果显示，此次发生在中纬度地区的对流层顶折叠过程引起的平流层到对流层的输送中，对流层顶处空气的水平运动起着主要作用。尽管空气的垂直运动引起的向上、向下的总交换量最小，但是它引起的由对流层到平流层的净输送要比对流层顶运动引起的平流层到对流层的净输送大，因此我们并不能忽视空气的垂直运动在平流层、对流层交换中所起的作用。

3.7 对流层顶的不同选择对交换通量的影响

客观地确定对流层顶，对于 STE 研究是很重要的。Hoerling^[15]用不同的 PV 值计算 ECMWF 环流资料的对流层顶气压，并将其与探空资料进行对比，他发现热带外地区 PV 选 3 或 3.5 则动力学对流层顶与热力学对流层顶接近，其中 $3.5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 为对流层顶分析的最优值。但是他只用了一个月的资料（1979 年 1 月份），我们并不能肯定地认为 $3.5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 的对流层顶适于东亚地区的个例研究。由于穿越对流层顶的物质交换量对于对流层顶的选择具有很强的敏感性，我们选择不同的 PV 值代表对流层顶，计算此次切断低压过程的质量交换，并将所选矩形时间、面积积分的向上、向下的交换量结果列于表 3。由表 3 可见，选取不同 PV 值作为对流层顶，对通量的计算结果有很大影响：随着 PV 值减少，向上、向下交换总量、净交换量及交换通量增加，这与事实是相符的。因为对流层中的大气稳定度远远小于平流层，空气活动比较剧烈，引起的上下交换量也很大。向上与向下通量之比随 PV 值的降低而减小，这说明随着对流层顶的降低，冷涡周围更多的空气通过沿对流层顶的水平运动进入到冷涡上空。

表 3 4 月份个例计算的对流层顶选取不同 PV 值平流层、对流层质量交换

PV/ $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$	5.5	5	4.5	4	3.5	3	2.5	2	1.5
平流层到对流层/ 10^{14} kg	71.79	71.76	73.2	75.4	79.0	87.3	101.9	132.4	312.2
对流层到平流层/ 10^{14} kg	69.8	69.5	70.3	71.7	73.5	78.3	88.7	116.0	268.9
净交换/ 10^{14} kg	-2.0	-2.2	-2.9	-3.7	-5.5	-9.0	-13.2	-16.4	-43.3
交换通量/ $10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	-0.26	-0.31	-0.40	-0.50	-0.73	-1.20	-1.78	-2.09	-5.81
向上向下通量比	0.97	0.97	0.96	0.95	0.93	0.89	0.87	0.87	0.86

为了更清楚地看到向上、向下的交换量随 PV 的变化，我们给出穿越对流层顶的向上、向下质量输送的面积、时间积分的总量随 PV 变化图（图 5），其中负值为平流层向对流层的输送（用虚线表示），对应表 3 中的第一行数据，正值为对流层向平流层的输送（用实线表示），对应表 3 中的第二行数据。由图 5 中交换量随 PV 的变化，可以很明显地看到空气团属性的变化。PV 在 $3.5 \times 10^{-6} \sim 5.5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 之间时交换量的变化很平缓，这表明气团具有平流层中的空气属性；PV 在 $1.5 \times 10^{-6} \sim 2.5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 之间时交换量的变化很剧烈，这表明气团具有对流层的空气属性；PV 在 $2.5 \times 10^{-6} \sim 3.5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 之间时交换量的变化居中，这表明气团处于平流层、对流层的过渡区。因此，我们认为对流层顶不应选择为一个简单的物质面，而应表现为一个过渡区，PV 在 $2.5 \times 10^{-6} \sim 3.5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 之间都可以作为在本个例的对流层顶。

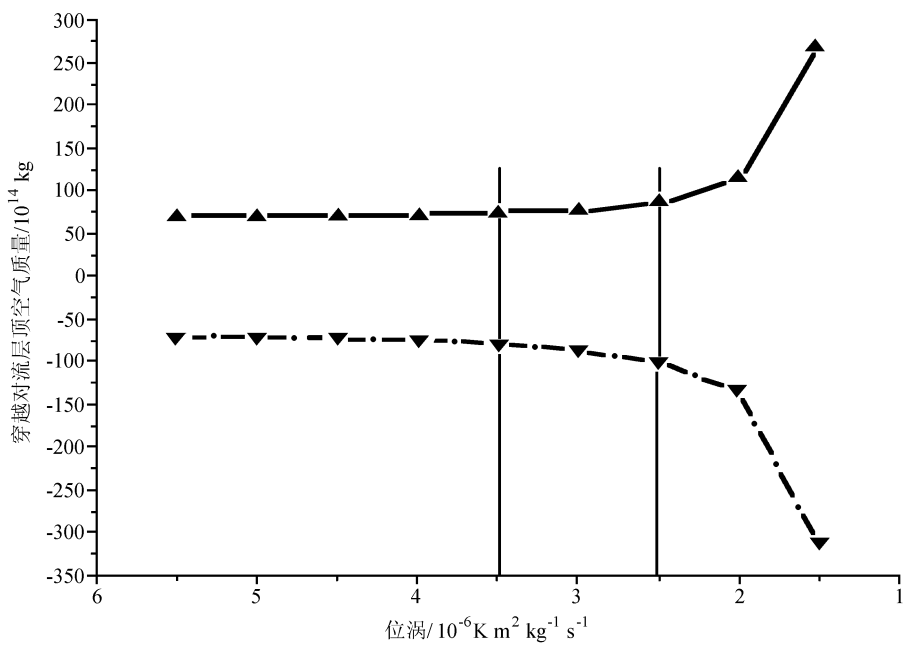


图5 穿越对流层顶的质量通量随 PV 的变化
实线：平流层向对流层的输送；虚线：对流层向平流层的输送

4 1999 年和 2000 年切断低压的统计

通过对 2000 年春季个例进行的研究，我们认为切断低压对东亚地区的平流层、对流层交换有相当的贡献，为了将其定量化，我们将统计 1999 年及 2000 年东亚地区的切断低压。我们用日本气象厅提供的一日两次的亚太地区天气图 300 hPa 等压面图进行统计。为了将极涡型的切断低压排除，我们统计的范围为（20~70°N，80°E~180°），维持时间小于 1 天的不统计。图 6 为统计的 1999 年和 2000 年东亚地区各月切断低压出现的次数，2000 年切断低压共有 72 个，其中冬季 9 个、春季 18 个、夏季 27 个、秋季 18 个；1999 年只有 48 个，其中冬季 9 个、春季 13 个、夏季 15 个、秋季 11 个。冬季切断低压出现的频率最低，夏季出现的频率最高，春秋两季居中，这与其他作者的结果相似^[16,17]。

Price^[18]统计的 1982 年 10 月 1 日~1983 年 9 月 30 日一年中北半球共有 226 个切断低压，其中极区类型的有 116 个，我们统计东亚地区年平均切断低压的个数为 60 个，占北半球极区类型的 52%，由此，我们推断东亚地区的 STE 对整个北半球的 STE 贡献很大。

在统计切断低压个数的同时，我们统计其大小及维持时间，并以最强的低压中心所覆盖的最大纬度作为其直径，表 4 给出统计的切断低压大小及维持时间的频率分布。我们可以看到，东亚地区的切断低压主要是短寿命的，77%的切断低压维持时间小于 3 天，32%的切断低压维持时间只有 1 天，14%的切断低压维持时间为 4~7 天，7.5%的切断低压维持时间为 8~14 天，0.8%的切断低压维持时间大于 14 天。切断低压的

直径覆盖范围很宽, 39% 的切断低压直径在小于 500 km, 47% 的切断低压直径在 600~1000 km, 11% 的切断低压直径在 1000~1500 km, 2.5% 的切断低压直径大于 1500 km。维持时间在 3 天以下的切断低压大多数直径在 1000 km 以下, 长寿命 (大于 7 天) 的切断低压其直径一般在 600~1500 km。

表 4 1999 年和 2000 年切断低压的大小及维持时间频率分布

直径 (纬度)	维持时间				直径 (纬度)	维持时间				
	1 天	1~3 天	4~7 天	8~14 天		1 天	1~3 天	4~7 天	8~14 天	14 天以上
0°~5°	20	21	5	1	11°~15°		6	4	2	1
6°~10°	19	25	8	5	15°以上		2		1	

图 6 中显示 2000 年切断低压频率的分布呈单峰结构, 6、7、8 三个月切断低压出现的次数最多, 而 1999 年的分布形式却不同, 呈波动状态分布, 11 月份仅出现一次切断低压, 必须进行长期的统计, 才能代表东亚地区的气候平均状态。

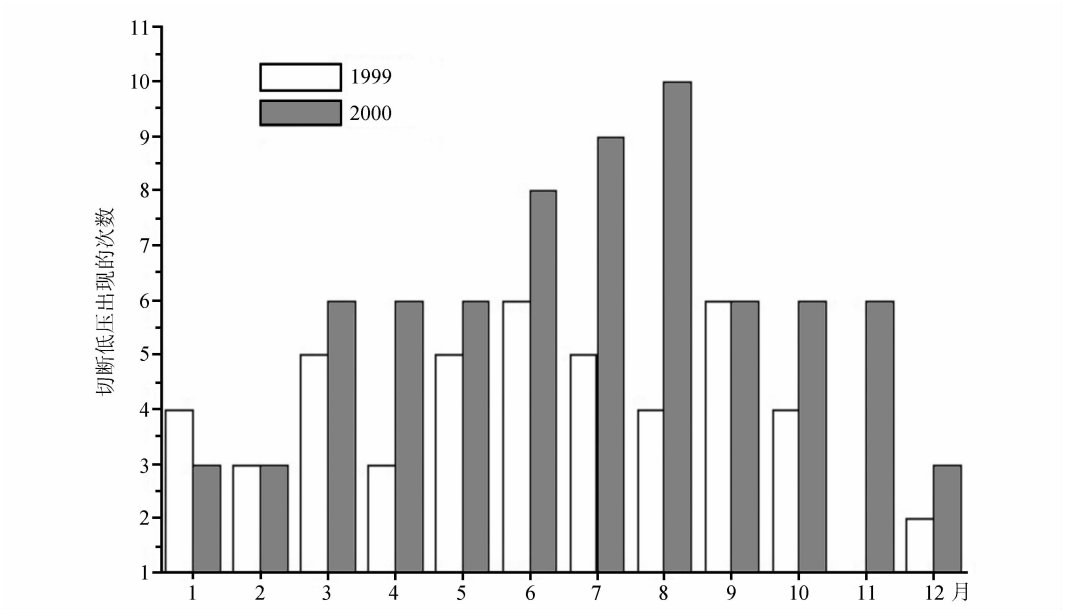


图 6 统计的 1999 和 2000 年切断低压出现的次数

5 结论

本文用中尺度模式 MM5 模拟研究东亚地区一次强切断低压过程引起的平流层、对流层交换, 用 Wei 公式计算此次过程的交换量, 并通过日本气象厅提供的亚太地区 300 hPa 天气图, 对 1999 年和 2000 年 (20~70°N, 80°E~180°) 范围内的切断低压进行统计。主要结论为:

(1) 地面锋与高空锋的相互作用, 在急流入口处和高空锋区出现对流层顶折叠, 并引起平流层、对流层物质交换。模拟区域内 $2.25\times10^6\text{ km}^2$, 85 小时时段内空气交换通量为 $-0.72\times10^{-3}\text{ kg m}^{-2}\text{ s}^{-1}$, 臭氧通量为 $-3.2\times10^{11}\sim-47.3\times10^{11}\text{ cm}^{-2}\text{ s}^{-1}$ 。

(2) 此次发生在东亚地区的切断低压引起的对流层顶折叠过程中, 空气的水平运动对平流层、对流层交换起主要作用。尽管空气的垂直运动引起的向上、向下的总交换量最小, 但是它引起的由对流层到平流层的净输送要比对流层顶运动引起的平流层到对流层的净输送大, 因此我们并不能忽视空气的垂直运动在平流层、对流层交换中所起的作用。

(3) 统计结果显示, 东亚地区冬季切断低压出现的频率最低, 夏季出现的频率最高。年平均个数占北半球极区类型的 52%, 由此我们推断东亚地区的 STE 对整个北半球的 STE 贡献很大。

参 考 文 献

- 1 World Meteorological Organization, Atmospheric ozone, Rep. 16, Global ozone research and monitoring project report, Geneva, 1985, 151~235.
- 2 Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, et al., Stratosphere—troposphere exchange, *Rev. Geophys.*, 1995, **33**, 403~439.
- 3 Bamber, D. J., P. G. Healey, B. M. Jones, et al. Vertical profiles of tropospheric gases—chemical consequences of stratospheric intrusions, *Atmos. Environ.*, 1984, **18**, 1759~1766.
- 4 Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson, On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1985, **111**, 887~946.
- 5 Elbern, H., J. Kowol, R. Sladkovic et al., Deep stratospheric intrusions a statistical assessment with model guided analyses, *Atmos. Environ.*, 1997, **31**, 3207~3226.
- 6 Ravetta, F., G. Ancellet, S. J. Kowol et al., Ozone, temperature, and wind field measurements in a tropopause fold: comparison with a mesoscale model simulation, *Mon. Wea. Rev.*, 1999, **127**, 2641~2653.
- 7 Wei, M. Y., A new formulation of the exchange of mass and trace constituents between the stratosphere and the troposphere, *J. Atmos. Sci.*, 1987, **44**, 3079~3086.
- 8 Lamarque, J. F., and P. G. Hess, Cross—tropopause mass exchange and potential vorticity budget in a simulated tropopause folding, *J. Atmos. Sci.*, 1994, **51**, 2246~2269.
- 9 Spaete, P., D. R. Johnson, and T. K. Schaack, Stratospheric—tropospheric mass exchange during the President's Day storm, *Mon. Wea. Rev.*, 1994, **122**, 424~439.
- 10 Vaughan, G., J. D. Price, and A. Howells, Transport into the troposphere in a tropopause fold, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1994, **120**, 1085~1103.
- 11 Wirth, V., Diabatic heating in an axisymmetric cut—off cyclone and related stratospheric—tropospheric exchange, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1995, **121**, 127~147.
- 12 Ebel, A., H. Elbern, J. Hendricks et al., Stratosphere—troposphere exchange and its impact on the structure of the lower stratosphere, *J. Geomag. Geoelectr.*, 1996, **48**, 135~144.
- 13 Browell, E. et al., Tropopause fold structure determined from air—borne lidar and in situ measurements, *J. Geophys. Res.*, 1987, **92**, 2112~2120.
- 14 Danielsen, E. F., Stratospheric—tropospheric exchange based upon radioactivity, ozone, and potential vorticity, *J. Atmos. Sci.*, 1968, **25**, 502~518.
- 15 Hoerling, M. P., T. K. Schaack, and A. J. Lenzen., A global analysis of stratospheric—tropospheric exchange during northern winter, *Mon. Wea. Rev.*, 1993, **121** (1), 162~172.
- 16 Palmen, E., and C. W. Newton, *Atmospheric Circulation Systems: Their Structure and Physical Interpretation*, Academic Press, 1969, 1.
- 17 Parker, S. S., J. T. Hawes, S. J. Colucci et al., Climatology of 500 mb cyclones and anticyclones 1950—

1985, *Mon. Wea. Rev.*, 1989, **117**, 558~570.

18 Price, J. D., and G. Vaughan. Statistical studies of cut-off-low systems, *Annales Geophysicae*, 1992, **10**, 96~102.

A Simulation Study of Stratosphere-Troposphere Exchange due to Cut-off-low over Eastern Asia

Yang Jian and Lu Daren

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Abstract Mesoscale model (MM5) is used to simulate a strong process of stratosphere-troposphere exchange (STE) due to cut-off-low over Eastern Asia (grid center: 45°N, 120°E; simulated time: 8~12 April 2002). The total net mass from stratosphere to troposphere-calculated by Wei formula is 5.0×10^{14} kg, corresponding to 0.72×10^{-3} kg m⁻² s⁻¹. The results show that the tropopause folding appears in the entrance of jet stream and upper front zone due to the interaction of the surface-front and the upper front. The horizontal-movement of air is the primary contributor to the STE. According to historical climate recorder, the annual-mean-number of cut-off-lows in eastern Asia (20~70°N, 80~180°E) is 60-accounting for 52% of total polar-type cut-off-lows in the Northern Hemisphere. All above show the significant contribution of eastern Asia STE to global STE.

Key words: eastern Asia; stratosphere; troposphere; numerical simulation