文章编号: 1674-7070(2012) 03-0241-07

深对流云向平流层的水汽垂直输送问题研究进展

雷东洋[1,2]　金莲姬[1,2]　朱震宇[3]　高蒙[1,2]

摘要

水汽是一种比 CO_2 温室效应更强的温室气体,在平流层中为光化学反应提供氢氧自由基,凝结成冰晶后还能为臭氧的消耗提供非均相化学反应界面,从而加速臭氧的消耗,因而对气候有重要影响. 深对流云对水汽的垂直输送是平流层水汽的重要来源之一,因此研究深对流云向平流层的水汽输送可以为研究气候变化提供参考. 回顾了近年来关于深对流云向平流层的水汽垂直输送问题的研究进展,包括水汽垂直输送到平流层的证据、穿透性深对流云的识别方法、水汽被深对流云垂直输送到平流层的机理以及穿透性深对流云对平流层湿度作用的影响因子 4 个方面,并进行了小结和展望.

关键词

穿透性深对流; 平流层水汽; 垂直输送

中图分类号 P421
文献标志码 A

收稿日期 2011-04-28
资助项目 国家重点基础研究发展计划(2010-CB428602) ; 国家自然科学基金面上项目(41075029; 40975086) ; 南京信息工程大学大学生实践创新训练计划项目(10CX036)

作者简介

雷东洋,男,硕士生,研究方向为深对流云观测分析与数值模拟. leidongyang0@126. com

金莲姬(通信作者) ,女,博士,副教授,主要研究方向为深对流云观测分析与数值模拟. jlj@nuist. edu. cn

1 南京信息工程大学 中国气象局大气物理与大气环境重点开放实验室,南京,210044
2 南京信息工程大学 大气物理学院,南京,210044
3 江苏省启东市气象局,启东,226200

0 引言

平流层水汽含量虽然比对流层水汽含量低几个量级,但其分布和变化产生的辐射强迫对地气系统能量平衡的影响却不容忽视. 首先,水汽与 CO_2 一样是温室气体,对全球温度有一定的影响; 其次,平流层的水汽为光化学反应提供氢氧自由基,参与上对流层-下平流层(Upper Troposphere and Lower Stratosphere,UTLS) 中的光化学反应[1],水汽若相变为冰晶,还会为平流层臭氧的消耗提供非均相化学反应的界面[2],影响平流层臭氧分布和变化,进而改变地气系统的能量平衡; 最后,水汽在平流层的停留时间较长,通常大于 1 a,水汽一旦进入平流层,会在相当长一段时间内影响辐射. 另外,平流层水汽变化幅度较大,其辐射效应变化也较大. Harries[3] 通过敏感性试验指出: 平流层的水汽含量若出现 10% 的变化,其效应相当于大气中的 CO_2 成倍增长. 平流层的水汽含量具有显著的长期变化趋势[1,4],因此,对平流层水汽来源的研究可以为全球气候变化研究提供基础.

平流层水汽有 3 种来源: 1) CH_4 及其氧化作用[5]; 2) 大尺度的抬升作用使空气穿过对流层顶进入平流层[6]; 3) 深对流直接将水汽垂直输送到平流层[7-8]. 有研究指出平流层水汽有 1/3 来源于 CH_4 的氧化作用[9],而其他来源在定量评估方面还存在着分歧. 本文着眼于穿透性深对流对水汽的垂直输送问题,回顾了人们所找到的关于深对流云输送水汽到平流层的证据,然后从穿透性深对流的识别方法、向平流层垂直输送水汽的机理、对平流层湿度作用的影响因子和作用的估计等方面进行了综述.

1 深对流云输送水汽到平流层的证据

跨越平流层和对流层的交换具有多种尺度,表现为多种物理过程[10],但归纳起来水汽进入平流层主要有 2 种方式. 一是空气大范围抬升,缓慢将水汽输送到平流层. Park 等[11] 分析了下平流层水汽和强对流的时空关系后发现,水汽异常的高值中心的时空分布和活跃的对流强度并不吻合,从而推测下平流层水汽异常除了与深对流抬升有关外,还跟大尺度的水平和垂直输送有关. 陈斌[12] 通过数值模拟发现南亚季风区水汽通过对流抬升到一定高度后,在反气旋内部通过大尺度的垂直运动进入平流层,并认为大尺度的垂直运动在整个过程中起主要作用. 另一种是深对流抬升直接将水汽输送到下平流层.

目前已有很多证据表明深对流可以将水汽输送到平流层(表1),如 Corti 等[13]分析云内探测数据和遥感数据后,发现在 420 K 位温高度有冰晶出现,随后的冰晶升华,使得下平流层变湿,并推断穿透性深对流输送可能就是这些冰晶的唯一来源. Khaykin 等[14]利用高分辨率雷达显示 370 ~ 420 K 位温高度之间的水汽含量变化,并用卫星图像识别穿透性深对流云,发现二者有较为紧密的联系: 只要卫星云图上显示有穿透性深对流云存在,就会发现下平流层有水汽和冰晶的异常增加. 由此推测上冲云顶能够像喷泉一样将水汽和冰晶注射到下平流层,使该层变得潮湿. Dessler 等[15]分析了夏季北半球中纬度地区 380 K 位温以上高度的卫星数据和云内观测资料,发现穿透性深对流云可以将湿空气输送到 390 K 位温以上高度,并用数值模式简单地模拟了下平流层水汽含量相对于深对流的敏感性,结果显示穿透性深对流云对平流层的水汽贡献率约为 40%. Chemel 等[16]的数值模拟结果也证实了上冲云顶间歇性地穿透对流层顶等位温面现象的存在,该现象能够引起 UTLS 区域水汽的交换. Setvak 等[17-18]指出: 假设云顶以上是逆温,当深对流发生穿透时,水汽吸收带和红外窗带之间会产生正的 BT(Brightness Temperature)差. 经分析 MODIS 卫星云图后发现,深对流发展后期,在深对流发生区域对应的下平流层会产生正的 BT 差,并推断这种正的 BT 差的产生是水汽输送到下平流层的信号.

有研究者利用示踪元素法验证了穿透性深对流对水汽的垂直输送作用. 如 McCarthy 等[19]用探空气球取得了平流层 CH_4 和 H_2O 中氢元素的同位素数据,分析指出平流层的重氢元素 D 几乎全部来源于重水(HDO). 与 H_2O 相比,HDO 更容易凝结降落,如果气流缓慢上升,HDO 会在到达平流层之前凝结降落; 相反地,如果气流急速上升,如深对流内部的上升气流,HDO 在到达平流层的极短时间里来不及凝结降落. 由此会导致平流层 HDO 与 H_2O 比例(HDO/H_2O)偏高[20]. Hanisco 等[21]根据这一原理,分析了美国休斯顿地区上空 10 ~ 19 km 之间 2005 年 6、7 月的 HDO/H_2O,发现平流层相关区域 HDO/H_2O 偏高,并推断该现象是由深对流将 HDO 输送到平流层引起的.

以上研究充分表明: 水汽进入到平流层可能受到多种尺度过程影响,并且穿透性深对流能够直接将水汽或冰晶等水物质输送到下平流层,但输送量和输送机制却不明确.

表1 水汽被输送到平流层证据

Table 1 Evidences of water vapor injected into stratosphere

研究者	方法	证据	结论
Corti 等[13]	云内探测和卫星遥感数据分析	420 K 位温高度上有冰晶出现	深对流能输送冰晶到平流层
Khaykin 等[14]	雷达、卫星资料分析	只要卫星云图上显示有穿透性深对流云存在,就会发现下平流层有水汽和冰晶的异常增加	深对流"喷泉"机制输送大量冰晶和水汽到下平流层
Dessler 等[15]	卫星遥感和云内探测资料分析、数值模拟	穿透性深对流云可以将湿空气输送到 390 K 位温以上高度,模拟结果显示其对平流层的水汽贡献率约为 40%	穿透性深对流对北半球下平流层水汽收支有重要影响
Chemel 等[16]	数值模拟	ARW 和 UM 模式模拟结果显示 380 ~ 420 K 位温高度的水汽平均混合比增加 $(0.06 \sim 2.24) \times 10^{-6}$	穿透性深对流可显著影响 UTLS 区域水汽混合比
McCarthy 等[19],Moyer 等[20],Hanisco 等[21]	同位素气球探空资料分析	平流层 HDO 与 H_2O 比例(HDO/H_2O)偏高	穿透性深对流将 HDO 输送到了下平流层
Setvak 等[17-18]	卫星遥感	深对流后期,下平流层高度检测到正的 BT 差	相关区域水汽含量升高

2 穿透性深对流的识别方法

穿透性深对流与大尺度的垂直运动最大的区别就在于其水平尺度和发展的时间尺度不同. 大尺度垂直运动通常是中尺度甚至是全球尺度的物理过程[10],时间尺度也很长,如热带外气旋时间尺度是几天,湍流交换的尺度达几个月[12],而深对流的水平尺度属于中小尺度,时间尺度只有几分钟到几个小时.

识别穿透性深对流云首先要判定深对流是否穿透对流层顶,因此,识别上冲云顶成了识别穿透性深对流云的关键. 美国气象学会气象学专用词典[22]对上冲云顶作了如下定义 "A domelike protrusion above a cumulonimbus anvil, representing the intrusion of an updraft through its equilibrium level."可见,上冲云顶实际上就是上升气流越过其平衡位置,在积雨云砧以上形成的一个类似于穹顶状的突起. 目前,对上冲云顶的识别多是从以下 2 个方面着手: 一是通过分析雷达、卫星等遥感设备取得的数据来判断; 另一种是用云内观测数据或全球再分析资料,通过数值模拟的方式得到云内各要素场的分布来判断.

Liu 等[23-24]利用 TRMM(Tropical Rainfall Measuring Mission)卫星图像来识别穿透性深对流云. 首先从卫星图像上找出所有反照率不小于 20 dBZ 的所有像元,再将相邻的像元组合起来构成一个降水特征区(Precipitation Feature,PF),每个 PF 最少含有 4 个反照率大于 20 dBZ 的像元,否则忽略掉该 PF,不加以考虑,并选取 5 个参考高度,若某个 PF 中反照率 20 dBZ 最大高度分别大于这 5 个参考高度,则视该 PF 为含有上冲云顶的 PF. 这种识别方式效率较高,但准确度还不是十分理想.

在可见光卫星图像里,上冲云顶呈现出花椰菜纹理外形,在 11 μm 红外窗图像中上冲云顶则表现为一系列 BT 较低的冷点像元的集合[25]. Chaboureau 等[26]研究发现,当穿透性深对流发生时,在 10.8 μm 光谱辐射下,上冲云顶 BT 最低值为 187 K,比其周围冷点温度低 6 K. 此现象提供了一种通过云顶 BT 的变化来识别穿透性深对流的方法. Bedka 等[25]综合了前人的研究结果(上冲云顶附近红外窗通道的 BT 渐变规律,穿透性深对流云的尺寸特征和 BT 特征),并结合数值模式得到的对流层顶温度,提出了一套通过卫星图像识别上冲云顶的方法. 首先,假设上冲云顶在卫星云图上显示的是一系列冷点像元的集合,然后将识别区域内所有 BT 低于 215 K 的像元按温度由低到高排列,并将这些像元 BT 与数值模拟得到的温度相比较,确认这些像元的确是由对流层空气穿透而来,接着以温度最低的像元为中心作 6 km 的圆,每隔 22.5°作一个半径将圆平均分为 16 个区域. 如果 16 个区域中至少有 5 个区域的平均 BT 不高于 225 K,且中心像元的 BT 比周围云砧平均 BT 低 6.5 K 以上,则认为该像元为上冲云顶的中心像元. 在所确定的半径为 6 km 的圆形范围内,取中心像元 BT 为 T_1,周围云砧温度为 T_2,该区域内 BT 低于 $(T_1+T_2)/2$ 的所有像元就构成了一个上冲云顶. 这种识别方式效率高,但准确程度依赖卫星图像的分辨率和云顶 BT 的渐变梯度.

其他的识别方法[26-28]是通过云内各要素场结合当地的对流层顶高度来识别穿透性深对流云,如水汽场、垂直速度场、温度场以及等位温面结构等. 通过这些要素场直接判断深对流是否越过对流层顶. 此类方法虽然准确率较高,但效率低,只适合对某一深对流事件进行验证而不适合用来做大范围长时间段的识别与统计. 因此,目前还缺乏既准确又高效的识别方法.

3 水汽垂直输送的机理

为了进一步明确深对流对平流层水汽的影响,国内外相关学者在深对流输送机理上做了大量的工作. 许多研究都表明,穿透性深对流把水汽输送到平流层是借助于一种叫"羽云"的卷云. Wang 等[29]总结了很多羽云输送水汽到平流层的证据. 图 1 显示了用不同方法得到的羽云的外形,并断定穿透性深对流的存在区域非常广泛,并非热带地区特有现象.

人们通过观测发现了 2 种羽云. 一种是 Fujita[30]通过云内观测所发现的,后来被 Wang[27]称为穿透性羽云(overshooting plume). 它是当穿透性对流减弱,云顶迅速坍塌回云砧后,在穿透区附近出现的快速向上发展的跳跃性卷云(jumping cirrus),亦称为平流层卷云(stratospheric cirrus). Fujita[31]认为当云砧所在高度以上风速大于云砧的移动速度时,跳跃性卷云会脱离云砧而停留在平流层,反之跳跃性卷云会向穿透区移动而覆盖穿透区. 另一种是 Levizzani 等[32]通过分析卫星云图发现的,后来被 Wang[27]称为砧片状羽云(anvil sheet plume). 它是在深对流发生初期,从深对流下风区的云砧上向上发展的羽毛状的卷云(cirrus plume),该卷云羽可以发展到平流层约高于云砧 3 km 的高度,并最终与云

砧分离停留在下平流层，高分辨率的 MODIS 卫星图像也证明了这种羽云现象的存在[17]. Wang[27] 也用三维数值模式的模拟结果证实了这 2 种现象的存在. 因此，对羽云形成机制的研究成了探讨深对流是如何将水汽输送到平流层的关键. Wang[27] 指出由于云内剧烈的上升运动驱使所引起的云顶强烈的不稳定和重力波破碎促使了上述 2 种羽云的形成. 云顶强烈的不稳定特征配合水汽的热力效应和潜热加热，促使云顶湿而冷的空气与平流层干而暖的空气发生湍流混合，即使没有重力波的破碎，这种湍流混合也会发生，但重力波的破碎会使其显著地增强. 有学者[33-35]认为，初始波的破碎甚至还会引发波长和周期更短的次生波，进一步促使云顶的湍流混合. 他们还解释了重力波的破碎原因，即上冲云顶附近的风切变和云内气流的扰动会引起深对流云顶部发生重力波的破碎. 由此可见，多位学者一致认同深对流过程中水汽被垂直输送到下平流层是通过云顶重力波破碎产生的卷云羽实现的，但重力波破碎的原因却仅限于推测.

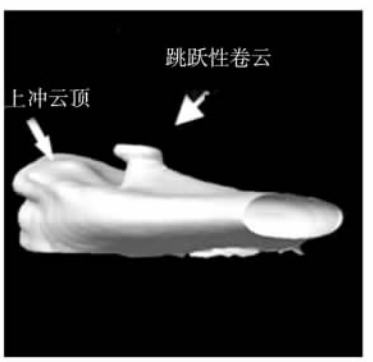
4 穿透性深对流对平流层湿度作用的影响因子和估计

Sprenger 等[36] 研究了北半球热带外地区对流层与平流层之间质量交换的多个个例发现，在对流层向平流层的水汽输送过程中，深对流的最大贡献率约为 25%. Dessler 等[15] 利用三维模式通过敏感性试验发现，下平流层相关区域水汽收支在有无深对流的情况下的差别约为 40%. Khaykin 等[14] 研究发现在下平流层穿透性深对流发生区域，水汽混合比比其他区域高出$(1\sim3)\times10^{-6}$，此差异即使与水汽体积分数较高的亚洲季风区下平流层平均值$(6\sim7)\times10^{-6}$[37] 相比也是相当显著的. 这些数据都表明穿透性深对流对平流层湿度的影响是不可忽视的.

人们一开始认为，穿透性深对流的作用是使平流层加湿，但 Grosvenor 等[28] 指出并非总是如此. 当上冲云顶与平流层空气还没有充分混合，深对流减弱时，冰晶会降落出云层，如果冰晶在平流层经历凝华过程，甚至会使下平流层变得干燥(表 2). Jensen 等[38] 用数值模式模拟了深对流过程中冰晶的输送过程，发现冰晶在下平流层继续凝结水分沉降或是升华加湿下平流层具有不确定性，并推测冰晶相变的不确定性取决于环境中水汽的饱和程度. Grosvenor 等[28] 通过控制深对流下垫面的加热率来控制对流强度，由此来检测平流层水汽含量对深对流强度的敏感性，结果显示不同强度的深对流都能造成下平流层的加湿，并且加湿的程度随着强度变高而增加. Sherwood[39] 利用卫星资料通过统计分析，建立了平流层湿度、热带对流层顶附近的相对湿度、塔状积云的冰相粒子尺度和热带气溶胶排放机制产生的气溶胶粒子之间可能的因果关系，指出气溶胶粒子的增加将通过影响深对流云导致较小的冰相粒子和更多的水汽进入平流层使平流层加湿. Andreae 等[40] 在研究中解释了上述现象，认为造成这种结果的可能原因之一是底层暖云降水被抑制，即气溶胶粒子的增加使云中的水汽凝结成大量的小云滴，小



a. 照相机拍摄实况



b. 数值模拟中RH=30%为边界的卷云羽[29]

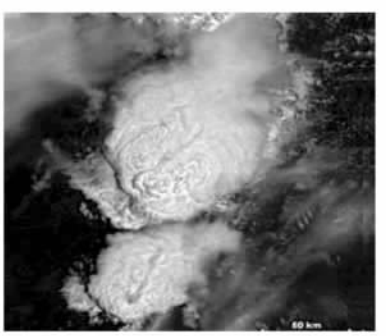

c. MODIS卫星影像[17]

图 1　卷云羽外形

Fig. 1　Appearances of overshooting plume

表 2 穿透性深对流云对平流层湿度作用的影响因子

Table 2 Influence factors of water vapor vertical transport by deep convective overshoot

研究者	方法	初始结果	结论
Grosvenor 等[28]	数值模拟	上冲云顶在平流层停留时间足够长,云内冰晶才有充分的时间与环境空气混合,否则冰晶可能会降落出云层. 若冰晶在平流层发生凝华过程后沉降,甚至还会使平流层蒸干	深对流的持续时间对平流层是否增湿有一定影响
Jensen 等[38]	数值模拟	冰晶在平流层继续凝结沉降或升华加湿平流层具有不确定性,这种不确定取决于环境中水汽饱和程度	平流层水汽饱和程度影响水汽含量的进一步变化
Chemel 等[16]	数值模拟	冰晶尺度越小,沉降速度越慢,在平流层停留时间越长,越容易与环境空气混合	冰晶尺度影响水汽垂直输送效率
Grosvenor 等[28]	数值模拟	不同强度的深对流都能造成下平流层加湿,且加湿程度随对流强度增加而增加	深对流强度影响水汽垂直输送效率
Sherwood [39]	卫星资料分析	气溶胶粒子增加将使更小的冰晶和更多的水汽进入平流层	气溶胶粒子增加促进了水物质的垂直输送
Andreae 等[40]	观测资料分析	气溶胶增加使底层暖云降水被抑制,并促进了上升气流,使更多的水物质进入平流层	气溶胶增加促使水物质进入平流层

云滴无法发生重力碰并增长形成雨滴降落,使得更多的水凝物以小粒子的形式进入平流层,而且暖云降水被抑制所增加的云含水量和气溶胶的共同作用促进了气流的上升,这很可能使云顶冲进平流层. Grosvenor 等[28]利用数值模式对穿透性深对流云向下平流层输送水汽的过程进行了模拟,结果显示当云凝结核(CCN)数浓度增大时,下平流层中的水汽有所增加,而且有尺度较小的冰晶出现.

有研究[16]表明深对流过程中冰晶的尺度对下平流层的加湿也有一定的影响,通常尺度越小的冰晶下落速度越慢,在下平流层停留时间越长,因而更容易与环境空气混合,使下平流层加湿.

5 小结与展望

多项研究已经证明了穿透性深对流可以将水汽输送到平流层,但输送机制却不是十分明确. 深对流对下平流层的加湿作用受对流持续时间、对流强度、环境湿度、冰晶尺度和气溶胶浓度等多个因素的影响,但尚不知晓各因素的影响程度. 因此,对于穿透性深对流对水汽的垂直输送作用还有许多工作要做.

1) 已有研究都仅限于对单个深对流事件进行观测或数值模拟,缺乏大量的统计数据的支持,无法确定这些现象究竟是普遍现象还是某个地区或季节的特殊现象. 由于目前 UTLS 区域探测手段的匮乏以及过低的精度,缺乏对该区域风场、温度场、臭氧、水汽、卷云、气溶胶和其他成分的连续而又精细的观测[10],因此,期待在穿透性深对流的观测上有更进一步的工作.

2) 由数值模拟的方式推导出的水汽输送的机理不可避免地会受到很多不确定因素的影响,如格点精度是否足够高,各种微物理参数化方案和边界参数化方案是否符合实际等. 因此,对于这些由数值模拟结果推导的输送机理还有待更多的观测资料的验证.

3) 穿透性深对流对水汽的垂直输送量需要进一步确定,才能定量地判断穿透性深对流对平流层水汽含量的影响程度. 首先,单个深对流过程中水汽的输送量需要进一步验证,Chemel 等[16]分别用 ARW(Advanced Research Weather Research and Forecasting)模式和 UM(Met Office Unified Model)模式模拟了同一个穿透性深对流过程,二者的模拟结果显示同一个对流过程对下平流层水汽贡献量有 2 个数量级的差别. 另外,对全球范围内深对流对水汽垂直输送量的估算也不能简单地用单个深对流事件的输送量乘以全球深对流发生的次数,因为深对流强弱不同,对水汽的输送能力不同[25],水汽来源是否充分对水汽的输送量也有一定的影响. 因此,需要有效率和精确度更高的穿透性深对流识别方法.

4) 影响深对流对水汽垂直输送作用的因子除了已经发现的以外还有没有其他因子存在? 各因子对水汽垂直输送作用的影响程度如何? 各因子之间彼此有无联系? 如果有,它们到底是相互促进还是相互制约? 这些问题都有待更进一步的研究.

参考文献
References

[1] Oltmans S J，Hofmann D J. Increase in lower-stratospheric water vapor at a mid-latitude Northern Hemisphere site from 1981 to 1994 [J]. Nature，1995，374（6518）：146-149

[2] Solomon S. Stratospheric ozone depletion：A review of concept and history [J]. Reviews of Geophysics，1999，37（3）：275-316

[3] Harries J E. Atmospheric radiation and atmospheric humidity [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society，1997，123（544）：2173-2186

[4] 陈月娟，易明建，毕云，等. 平流层微量气体变化趋势的研究 [J]. 地球科学进展，2009，24（3）：308-319
CHEN Yuejuan，YI Mingjian，BI Yun，et al. A study of the trends of the trace gases in stratosphere [J]. Advances in Earth Science，2009，24（3）：308-319

[5] Etheridge D M，Steele L P，Francey R J，et al. Atmospheric methane between 1000 AD and present：Evidence of anthropogenic emissions and climatic variability [J]. Journal of Geophysical Research，1998，103（D13）：15979-15993

[6] Fueglistaler S，Bonazzola M，Haynes P H，et al. Stratospheric water vapor predicted from the Lagrangian temperature history of air entering the stratosphere in the tropics [J]. Journal of Geophysical Research，2005，110（D8）：D08107

[7] Dessler A E. The effect of deep tropical convection on the tropical tropopause layer [J]. Journal of Geophysical Research，2002，107（D3）：1-5

[8] Gettelman A，Salby M L，Sassi F. Distribution and influence of convection in the tropical tropopause region [J]. Journal of Geophysical Research，2002，107（D10），4080. Doi：10.1029/2001JD001048

[9] Kremser S，Wohltmann I，Rex M，et al. Validation of water vapour transport in the tropical tropopause region in coupled Chemistry-Climate models and ERA-40 reanalysis data [J]. Atmospheric Chemistry and Physics，2009，8：10999-11037

[10] 陈洪滨，卞建春，吕达仁. 上对流层下平流层交换过程研究的进展与展望 [J]. 大气科学，2006，30（5）：813-820
CHEN Hongbin，BIAN Jianchun，LÜ Daren. Advances and prospects in the study of stratosphere-troposphere exchange [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences，2006，30（5）：813-820

[11] Park M，Randel W J，Gettelman A，et，al. Transportabove the Asian summer monsoon anticyclone inferred from Aura Microwave Limb Soundertracers [J]. Journal of Geophysical Research，2007，112（D16309）. Doi：10.1029/2006JD008294

[12] 陈斌. 青藏高原及其周边区域夏季上对流层水汽变化和输送特征研究 [D]. 北京：中国气象科学研究院，2009：1-90
CHEN Bin. The study on the upper troposphere water vapor change and transportation characteristics over Tibetan Plateau and its adjoint regions in boreal summer [D]. Beijing：Chinese Academy of Meteorological Sciences，2009：1-90

[13] Corti T，Luo B P，Reus M，et al. Unprecedented evidence for overshooting convection hydrating the tropical stratosphere [J]. Geophysical Research Letters，2008，35，L10810. Doi：10.1029/2008GL033641

[14] Khaykin S，Pommereau J P，Korshunov L，et al. Hydration of the lower stratosphere by ice crystal geysers over land convective systems [J]. Atmospheric Chemistry and Physics，2009，9：2275-2287

[15] Dessler A E，Sherwood S C. The effect of convection on the summertime extratropical lower stratosphere [J]. Journal of Geophysical Research，2004，109，D23301. Doi：10.1029/2004JD005209

[16] Chemel C M R，Russo J A，Pyle R S，et al. Quantifying the imprint of a severe hector thunderstorm during ACTIVE/SCOUT-O3 onto the water content in the upper troposphere/lower stratosphere [J]. Monthly Weather Review，2009，137（8）：2493-2514

[17] Setvak M，Rabin R M，Wang P K. Contribution of the MODIS instrument to observations of deep convective storms and stratospheric moisture detection in GOES and MSG imagery [J]. Atmospheric Research，2007，83（2/3/4）：505-518

[18] Setvak M，Lindsey D T，Rabin R M，et al. Indication of water vapor transport into the lower stratosphere above midlatitude convective storms：Meteosat second generation satellite observations and radiative transfer model simulations [J]. Atmospheric Research，2008，89（1/2）：170-180

[19] McCarthy M C，Boering K A，Rahn T，et al. The hydrogen isotopic composition of water vapor entering the stratosphere inferred from high-precision measurements of DD-CH4 and DD-H2 [J]. Journal of Geophysical Research，2004，109，D07304. Doi：10.1029/2003JD004003

[20] Moyer E J，Irion F W，Yung Y L，et al. ATMOS stratospheric deuterated water and implications for troposphere-stratosphere transport [J]. Geophysical Research Letters，1996，23（17）：2385-2388

[21] Hanisco T F，Moyer E J，Weinstock E M，et al. Observations of deep convective influence on stratospheric water vapor and its isotopic composition [J]. Geophysical Research Letters，2007，34，L04814. Doi：10.1029/2006GL027899

[22] Glickman T. Glossary of meteorology [M]. 2nd Ed. Boston：American Meteorological Society，2000：855

[23] Liu C T，Zipser E J. Global distribution of convection penetrating the tropical tropopause [J]. Journal of Geophysical Research，2005，110，D23104. Doi：10.1029/2005JD006063

[24] Liu C T，Zipser E J，Nesbitt S W. Global distribution of tropical deep convection：Different perspectives from TRMM infrared and radar data [J]. Journal of Climate，2007，20（3）：489-503

[25] Bedka K M，Brunner J，Dworak R，et al. Objective satellite-based detection of overshooting tops using infrared window channel brightness temperature gradients [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology，2010，49（2）：181-202

[26] Chaboureau J P,Cammas J P,Duron1 J,et al. A numerical study of tropical cross-tropopause transport by convective overshoots [J]. Atmospheric Chemistry and Physics,2007,7:1731-1740
[27] Wang P K. Moisture plumes above thunderstorm anvils and their contributions to cross tropopause transport of water vapor in midlatitudes [J]. Journal of Geophysical Research,2003,108(D6),4194. Doi:10.1029/2002JD002581
[28] Grosvenor D P,Choularton T W,Coe H,et al. A study of the effect of overshooting deep convection on the water content of the TTL and lower stratosphere from Cloud Resolving Model simulations [J]. Atmospheric Chemistry and Physics,2007,7:4977-5002
[29] Wang P K,Setvak M,Lyons W,et al. Further evidences of deep convective vertical transport of water vapor through the tropopause [J]. Atmospheric Research,2009,94(3):400-408
[30] Fujita T T. Principle of stereographic height computations and their application to stratospheric cirrus over severe thunderstorms [J]. Journal of the Meteorological Society of Japan,1982,60:355-368
[31] Fujita T T. The Teton-Yellowstone tornado of 21 July 1987 [J]. Monthly Weather Review,1989,117(9):1913-1940
[32] Levizzani V,Setvak M. Multispectral,high-resolution satellite observations of plumes on top of convective storms [J]. Journal of the Atmospheric Sciences,1996,53(3),361-369
[33] Lane T P,Reeder M J,Clark T L. Numerical modeling of gravity wave generation by deep tropical convection [J]. Journal of the Atmospheric Sciences,2001,58(10):1249-1321
[34] Lane T P,Sharman R D,Clark T L,et al. An investigation of turbulence generation mechanisms above deep convection [J]. Journal of the Atmospheric Sciences,2003,60(10):1297-1321
[35] Lane T P,Sharman R D. Gravity wave breaking,secondary wave generation,and mixing above deep convection inn a three-dimensional cloud model [J]. Geophysical Research Letters,2006,33,L23813. Doi:10.1029/2006GL027988
[36] Sprenger M,Wernli H. A northern hemispheric climatology of cross-tropopause exchange for the ERA15 time period(1979—1993) [J]. Journal of Geophysical Research,2003,108(D12),8521. Doi:10.1029/2002JD002636
[37] James R,Bonazzola M,Legras B,et al. Water vapor transport and dehydration above convective outflow during Asian monsoon [J]. Geophysical Research Letters,2008,35,L20810. Doi:10.1029/2008GL035441
[38] Jensen E J,Ackerman A S,Smith J A. Can overshooting convection dehydrate the tropical tropopause layer [J]. Journal of Geophysical Research,2007,112,D11209. Doi:10.1029/2006JD007943
[39] Sherwood S C. A microphysical connection among biomass burning,cumulus clouds,and stratospheric moisture [J]. Science,2002,295:1271-1275
[40] Andreae M O,Rosenfeld D,Artaxo P,et al. Smoking rain clouds over the Amazon [J]. Science,2004,303(5662):1337-1342

Advances in the study of water vapor vertical transport into stratosphere by deep convections

LEI Dongyang[1,2] JIN Lianji[1,2] ZHU Zhenyu[3] GAO Meng[1,2]
1 Open Key Laboratory for Atmospheric Physics and Environment of China Meteorological Administration,Nanjing University of Information Science & Technology,Nanjing 210044
2 School of Atmospheric Physics,Nanjing University of Information Science & Technology,Nanjing 210044
3 Qidong Meteorological Bureau of Jiangsu,Qidong 226200

Abstract Water vapor is a kind of greenhouse gas which has more powerful greenhouse effect than carbon dioxide. It supplies hydroxyl radicals to photochemical reaction in stratosphere. When the water vapor condensed into ices,the ozone will be consumed more quickly because the ices can supply heterogeneous interface to chemical reaction. The vertical transport by deep convective overshoot is one of the most important sources of stratospheric water vapor,thus the research of deep convective overshoot transporting water vapor into stratosphere can provide reference for climate change research. Some advances of water vapor vertical transport by deep convections are collected in the study,including evidences of water vapor injects into stratosphere,detection methods of deep convective overshoot,mechanism and influence factors of water vapor vertical transport. And some possible prospects are discussed in the end.

Key words deep convective overshoot; stratospheric water vapor; vertical transport