

王蓉, 黄倩, 田文寿, 等. 2015. 边界层对流对示踪物抬升和传输影响的大涡模拟研究 [J]. 大气科学, 39 (4): 731–746. 1502.14155. Wang Rong, Huang Qian, Tian Wenshou, et al. 2015. Study of a large eddy simulation of the effects of boundary layer convection tracer uplift and transmission [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (4): 731–746, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1502.14155.

# 边界层对流对示踪物抬升和传输影响的大涡模拟研究

王蓉<sup>1,2</sup> 黄倩<sup>1</sup> 田文寿<sup>1</sup> 张强<sup>3</sup> 张健恺<sup>1</sup> 桑文军<sup>1</sup>

1 兰州大学大气科学学院半干旱气候变化教育部重点实验室, 兰州 730000

2 甘肃省人工影响天气办公室, 兰州 730020

3 中国气象局干旱气象研究所甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室, 兰州 730020

**摘要** 利用“西北干旱区陆气相互作用野外观测实验”加密观测期间敦煌站的实测资料以及大涡模式, 通过一系列改变地表热通量和风切变的敏感性数值试验, 分析了地表热通量和风切变对边界层对流的强度、形式, 以及对对流边界层结构和发展的影响。模拟结果显示风切变一定, 增大地表热通量时, 由于近地层湍流运动增强, 向上输送的热量也较多, 使对流边界层变暖增厚, 而且边界层对流的强度明显增强, 对流泡发展的高度也较高。当地表热通量一定, 增大风切变时, 由于风切变使夹卷作用增强, 将逆温层中的暖空气向下卷入混合层中, 使对流边界层增暖增厚, 但是对流泡容易破碎, 对流的强度也较弱。另外通过在模式近地层释放绝对浓度为 100 的被动示踪物方法, 用最小二乘法定量地分析了地表热通量和风切变分别与示踪物抬升效率和传输高度的关系。分析结果表明, 风切变小于  $10.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$  时, 增大地表热通量加强了上层动量的下传, 使示踪物的抬升效率也线性增大; 地表热通量小于  $462.5 \text{ W m}^{-2}$  时, 增大风切变减弱了边界层对流的强度, 从而使示踪物的抬升效率减弱。当风切变一定时, 示踪物的平均传输高度随地表热通量增加而增大, 而地表热通量一定, 只有风切变大于临界值时, 示踪物平均传输高度才随风切变的增加而增大, 而临界风速的大小由地表热通量决定。

**关键词** 大涡模拟 边界层对流 示踪物抬升效率 传输高度 最小二乘拟合

文章编号 1006-9895(2015)04-0731-16

中图分类号 P421

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1502.14155

## Study of a Large Eddy Simulation of the Effects of Boundary Layer Convection Tracer Uplift and Transmission

WANG Rong<sup>1,2</sup>, HUANG Qian<sup>1</sup>, TIAN Wenshou<sup>1</sup>, ZHANG Qiang<sup>3</sup>, ZHANG Jiankai<sup>1</sup>, and SANG Wenjun<sup>1</sup>

1 Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of the Ministry Education, College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000

2 Gansu Weather Modification Office, Lanzhou 730020

3 Key Laboratory of Arid Climate Change and Reducing Disaster of Gansu Province, Institute of Arid Meteorology, China Meteorological Administration, Lanzhou 730020

**Abstract** Using a Large Eddy Model (LEM) and observed data from Dunhuang meteorological station during the intensive period of a land-atmosphere interaction field experiment over the arid region of Northwest China, a series of sensitivity experiments were performed to investigate the effects of the surface heat flux and wind shear on the strength

收稿日期 2014-03-27; 网络预出版日期 2015-02-05

资助课题 国家自然科学基金项目 41275006、41225018、41475095

作者简介 王蓉, 女, 1989 年出生, 硕士研究生, 主要从事大气边界层和沙尘传输等方面的研究。E-mail: wangrong11@lzu.edu.cn

通讯作者 黄倩, E-mail: qianhuang@lzu.edu.cn

and organization of boundary layer convection, as well as the growth of the Convective Boundary Layer (CBL). The results show that increases of surface heat flux with constant wind shear will give rise to a thicker and warmer CBL, stronger convection, and larger thermal eddies due to intense surface turbulence transporting more energy to the upper layer. On the other hand, increases of wind shear with constant surface heat flux lead to a thicker and warmer CBL because of the entrainment of warm air from the inversion layer to the mixed layer, while the boundary layer convection becomes weaker with broken thermal eddies. To investigate the quantitative linkage of surface heat flux and wind shear with the tracer uplift rate and transport height, a passive tracer with a constant value of 100 was added at all model levels below 100 m in all simulations. The least square analysis reveals that the tracer uplift rate increases linearly with the surface heat flux when wind shear is less than  $10.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ , owing to the enhancement of the downward transport of higher momentum. However, the tracer uplift rate decreases with increasing wind shear when the surface heat flux is less than  $462.5 \text{ W m}^{-2}$  because of the weakened convection. The passive tracer in the model is also shown to be transported to the higher altitude with increasing surface heat flux and under constant wind shear. However, under a constant surface heat flux, the tracer transport height increases with increasing wind shear only when the shear is above a certain threshold, and this threshold depends on the magnitude of surface heat fluxes.

**Keywords** Large eddy simulation, Boundary layer convection, Tracer uplift rates, Transport height, Least squares fitting

## 1 引言

沙尘暴是一种危害极大的灾害性天气,会引起一系列的生态与环境问题,如荒漠化、土壤肥力下降、空气污染等,对人类生命和财产安全都造成了严重的危害(赵思雄和孙建华, 2013)。沙尘气溶胶的远距离输送,如中国及中亚地区的沙尘,在合适的条件下可以长距离传输到东亚的韩国、日本(Tan et al., 2012; Kim et al., 2013),使沙尘暴成为区域性和全球性的环境问题。另外,沙尘暴在气候变化中也扮演着重要角色。矿物沙尘气溶胶作为地球气候系统的重要组成部分之一(IPCC, 2007),一方面,沙尘气溶胶的辐射效应直接影响辐射收支平衡,进而引起区域乃至全球的气候变化(Haywood et al., 2005);另一方面,它可以为冰云的形成提供凝结核,从而影响云微物理结构、光学特性及降水形成(Field et al., 2006),对气候变化产生间接的效应。另外,沙尘气溶胶还为浮游生物提供了必需的矿物元素(Mahowald et al., 2005),维持了自然界的生物链。

国内外学者对沙尘暴的形成机理、远距离输送以及其对辐射和气候影响等方面已经做了大量工作,并取得了一定的研究成果(Yang et al., 2013; O'Loingsigh et al., 2014)。作为沙尘输送基础的起沙过程也一直是科学工作者研究的重要内容(李耀辉和张书余, 2007; 赵琳娜等, 2007, Li and Zhang, 2014),因为起沙的定量和准确描述是模拟和预报沙尘浓度的基础(张宏生和李晓岚, 2014)。风蚀起沙是起沙机制的核心内容,影响风蚀起沙的因子

有天气和气候条件、土壤特性、地表特征和实际土地利用(Shao, 2008),其中风和大气边界层结构是影响风蚀起沙的关键因子,而边界层对流对边界层结构和发展又有重要影响(Huang et al., 2010; 黄倩等, 2014)。近年来边界层对流对沙尘抬升和垂直传输的影响受到越来越多的关注(Huang et al., 2010; Bozlaker et al., 2013; Ramaswamy, 2014)。尤其是在极端干旱的沙漠地区,其夏季晴天边界层厚度可以发展到4~6 km(Gamo, 1996; Marsham et al., 2008a),深厚的边界层对流一方面可以将沙尘传输到较高的高度(Takemi, 1999),另一方面为沙尘在水平方向的远距离输送提供了有利条件(Iwasaka et al., 2003)。Takemi et al. (2006)模拟研究了中纬度沙漠地区晴天条件下,由边界层干对流和积云对流引起的沙尘抬升和传输的动力过程。研究结果表明,边界层干对流对沙尘在边界层内的垂直混合有重要作用,而边界层干对流和积云对流的耦合能使沙尘从边界层传输到自由大气。Takemi et al. (2005)的研究还指出,极端干旱的沙漠地区深厚的干对流活动有利于高空水平动量的下传,使地表风速增加,从而有助于地表沙尘的抬升。Knippertz et al. (2009)认为,撒哈拉西部夜间低空急流造成的动量下传有利于第二天边界层对流的发展和沙尘的抬升。而Todd et al. (2008)对撒哈拉不同测站的观测研究也证明了边界层低层风速的增加对于沙尘抬升的重要作用。另外, Huang et al. (2010)还利用大涡模式,诊断分析了非均匀的地表热通量对撒哈拉沙漠地区示踪物抬升效率及垂直传输的影响,研究结果表明由于非均匀地表热通量引起局

地地表风速增大,从而增加示踪物的抬升效率。另外,非均匀地表热通量引起的局地环流有利于沙尘从混合层向撒哈拉残留层的传输。虽然这些研究结果加深了我们对边界层对流对沙尘抬升及垂直传输影响的理解,但是目前系统地分析不同形式的边界层对流对沙尘抬升和垂直传输影响的研究较少,另外,也缺少描述地表热通量和风切变对沙尘抬升效率和传输高度影响的定量关系,而这对于深入研究边界层对流对沙尘抬升效率和垂直传输具有重要意义。

敦煌位于我国西北干旱区,气候干燥,又与我国沙尘天气的高发区南疆盆地接壤,为该地区沙尘天气的形成提供了必要的物质条件,是我国河西走廊沙尘天气的高发区。敦煌地区白天较强的地表加热能力和夜间冷却能力造成该地区超厚对流边界层的发展及演变(张强等,2007; Zhang et al., 2011)。赵建华等(2011)用热力数值模型对西北干旱地区对流边界层高度的定量分析也表明感热是西北干旱区深厚对流边界层形成的主要原因。本文将在这些研究的基础上,以敦煌地区加密观测期间的实测资料为背景,利用大涡模式,分析干旱区地表感热通量(以下称为地表热通量)和地转风切变(以下称为风切变)对边界层对流强度及对流形式的影响,并进一步研究不同形式的边界层对流对示踪物抬升效率和垂直传输的影响,最后定量地给出示踪物抬升效率及传输高度随地表热通量和风切变变化之间的关系。

## 2 模式及方法介绍

本文所利用的英国气象局大涡模式[Large Eddy Model (LEM) Version 2.4 (Gray et al., 2001)]是一个高分辨率、非静力平衡的数值模式,可以用来模拟范围广泛的湍流尺度和云尺度的问题(对模式的具体描述见黄倩等(2014))。本研究中模式高度取为 6 km,水平区域为 10 km×10 km,水平方向采用等距的网格,为 200 m,垂直方向采用随高度变化的网格距,其中最小的格距在近地面,约 1.4 m,最大的在 3 km 之上,约为 158 m。模式中采用了周期侧边界条件和刚性上下边界条件,为了减少由模式上界引起的重力波反射,在模式高度约 4 km(约为模式高度 2/3 处)以上应用了牛顿阻尼吸收层。模式中使用的地表地转风是由 NCEP-NACR 机构的 2.5°×2.5°再分析资料计算得

到的,地转风切变是用小球探空资料 1 km 高度的风速和地表地转风资料求得。

本文使用的观测资料是“西北干旱区陆气相互作用野外观测实验”加密观测期间 2000 年 6 月 3 日敦煌站的位温、比湿探空廓线,以及敦煌双墩子戈壁站的地表热通量观测资料。大气稳定度是表征湍流发展的一个重要参数,以湍流能量为基础的理查逊数(Richardson number)同时包含了影响层结稳定度的热力和动力因子,其中与热力因子有关的地表热通量决定了影响边界层湍流发展的浮力的强弱,而与动力因子有关的风切变能把边界层湍流(对流)组织成不同的形式(Weckwerth et al., 1999)。本文将在标准试验的基础上,通过一系列改变地表热通量强度和风切变大小(具体增加或减小为标准试验地表热通量和风切变的倍数见表 1)的敏感性数值试验诊断分析不同地表热通量和风切变条件下的边界层对流中,示踪物的抬升效率

表 1 敏感性试验设计。 $H$  和  $S$  分别代表地表热通量和风切变,  $H_{C0}$  和  $S_{C0}$  分别代表标准试验地表热通量和风切变,  $\surd$  代表有试验,  $\times$  代表无试验, C1 至 C9 分别代表改变地表热通量或风切变的试验

Table 1 The design of the sensitivity tests.  $H$  and  $S$  are the surface heat flux and wind shear, respectively.  $H_{C0}$  and  $S_{C0}$  represent the surface heat flux and shear from the standard experiment, respectively. Symbol  $\surd$  indicates the experiment was performed, and  $\times$  indicates it was not. C1 to C9 are the experiments with different surface heat fluxes or wind shears

$S/S_{C0}$	$H/H_{C0}$											
	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0	1.2	1.5
0.0	$\times$	$\times$	$\times$	$\times$	$\times$	$\times$	$\times$	$\times$	$\times$	C1	$\times$	$\times$
0.03	$\times$	$\surd$	$\times$	$\times$	$\surd$	$\times$	$\times$	$\surd$	$\times$	$\surd$	$\surd$	$\surd$
0.05	$\times$	$\surd$	$\times$	$\times$	$\surd$	$\times$	$\times$	$\surd$	$\times$	$\surd$	$\surd$	$\surd$
0.08	$\times$	$\surd$	$\times$	$\times$	$\surd$	$\times$	$\times$	$\surd$	$\times$	$\surd$	$\surd$	$\surd$
0.1	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$
0.2	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$
0.3	$\times$	$\surd$	$\times$	$\times$	$\surd$	$\times$	$\times$	$\surd$	$\times$	$\surd$	$\surd$	$\surd$
0.4	$\times$	$\surd$	$\times$	$\times$	$\surd$	$\times$	$\times$	$\surd$	$\times$	$\surd$	$\surd$	$\surd$
0.5	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	C6	$\surd$	$\surd$
0.6	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$
0.7	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$
0.8	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$
1.0	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	C2	$\surd$	$\surd$	C3	$\surd$	C0	C4	$\surd$
1.2	$\times$	$\times$	$\times$	$\times$	$\times$	$\times$	$\times$	$\times$	$\times$	C7	$\times$	$\times$
1.5	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	$\surd$	C8	$\surd$	$\surd$
2.0	C5	$\times$	$\times$	$\times$	$\times$	$\times$	$\times$	C9	$\times$	$\times$	$\times$	$\times$

及传输高度。为了研究边界层对流对物质传输的影响,在模式 100 m 高度以下加入绝对浓度为 100 的被动示踪物。另外,由于研究区域是极端干旱的沙漠地区,其波恩比值较大,潜热通量对模拟结果影响不大,因此在敏感性数值试验中改变地表热通量是指改变地表感热通量的大小。本研究的试验设计如表 1 所示,其中 C0 代表标准试验(地表热通量和风切变为实测结果),表 1 中的数字代表各敏感性数值试验中地表热通量和风切变放大(或缩小)为标准试验中地表热通量和风切变的倍数。

### 3 模拟结果与分析

6 月 3 日的实测资料和模拟结果都显示[黄倩等(2014)的图 1],07 时[北京时间(BT),下同],有 200 m 厚的贴地逆温层,其上为厚度约 800 m、强度约为  $0.02^{\circ}\text{C m}^{-1}$  的覆盖逆温层,10 时由于地表受太阳辐射加热形成的热泡向上发展,对流边界层(CBL)的厚度约为 300 m,逆温层之上是一层清晰可辨的厚度约为 3 km 的近中性分层的残留层。14 时 CBL 顶已经到达 1100 m 的高度,而且覆盖逆温的强度也有所减弱。到 16 时边界层对流运动将混合层与残留层贯通为一层厚度约为 4 km 的超厚边界层。本文的标准试验是以 07 时的探空廓线为初始场,模拟的不同时次的位温廓线与实测廓线基

本一致。

#### 3.1 不同形式的边界层对流

边界层对流有不同的形式,如无组织的对流泡、有组织的边界层对流卷等(Etling and Brown, 1993),而地表热通量和风切变对边界层对流的强度和结构有重要影响(Tian et al., 2003; Shin and Hong, 2013),因此本文通过改变模式地表热通量和风切变大小形成不同形式的边界层对流。图 1 是不同敏感性数值试验模拟的不同时次的边界层位温廓线。从图 1 看出,11 时到 14 时,CBL 不断增暖,而且 CBL 的厚度也在逐渐增大。当风切变一定,随着地表热通量的增大(试验 C0、C2、C3、C4),由于近地层热泡获得的能量增多,上冲的高度也增高,从而使 CBL 变暖且厚度增大。如 14 时试验 C4(地表热通量增大为标准试验地表热通量的 1.2 倍)的 CBL 的平均位温约是 316 K,而试验 C2(地表热通量是标准试验地表热通量的 0.5 倍)的 CBL 平均位温只有 308 K 左右。当地表热通量一定,随着风切变的增大(试验 C0、C6、C7、C8),CBL 也增暖变厚,另外,还注意到当地表热通量一定,增大风切变时 CBL 的厚度增长较快,如图 1d 中试验 C8 的 CBL 厚度约为 1.1 km,而试验 C4 的 CBL 厚度仅有 0.7 km。这主要是因为增大风切变加强了夹卷层的夹卷效率,使更多自由大气的暖空气向下混合从而使 CBL 增暖,而且增强的夹卷作用有助

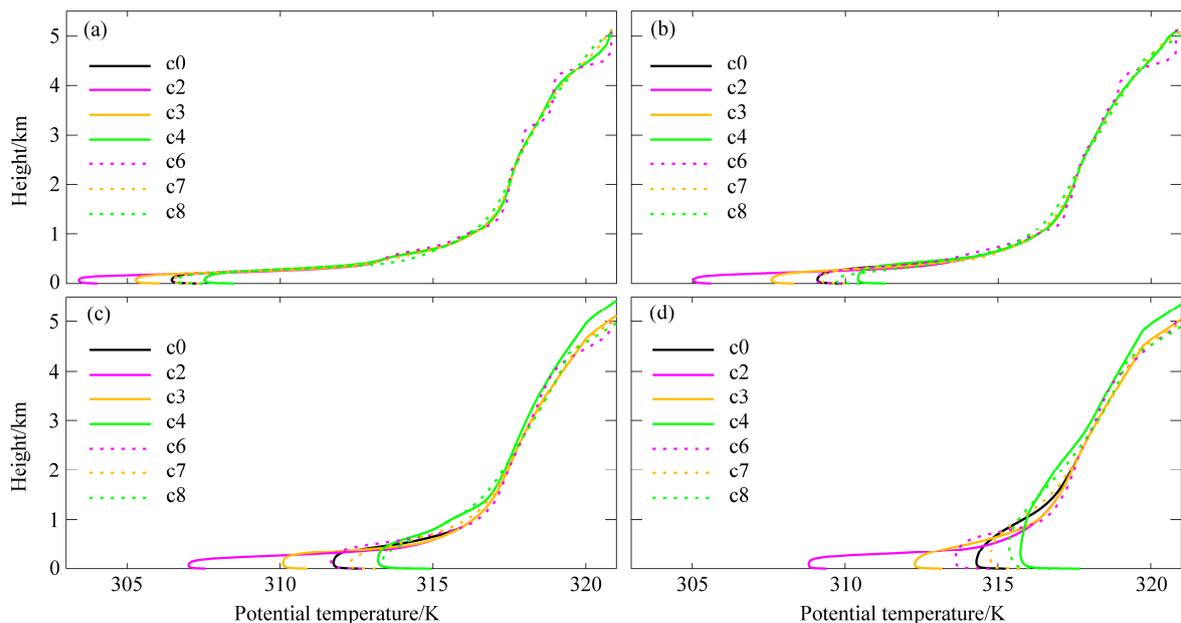


图 1 不同试验模拟的 (a) 11 时(北京时间,下同)、(b) 12 时、(c) 13 时、(d) 14 时的平均位温廓线。单位: K

Fig. 1 Simulated profiles of averaged potential temperature (K) for different cases at (a) 1100 BT (Beijing time, the same below), (b) 1200 BT, (c) 1300 BT, and (d) 1400 BT

于混合层与覆盖逆温层的贯通, 从而使 CBL 增厚 (黄倩等, 2014)。

下面进一步分析不同形式边界层对流的空间分布特征。图 2 是不同敏感性数值试验模拟的 13 时 300 m 高度的垂直速度水平剖面图。从图 2 可以看出, 风切变不变, 减小地表热通量 (试验 C2),

边界层对流的强度明显减弱 (300 m 高度气流的最大上升速度只有  $2.0 \text{ m s}^{-1}$ ); 而增大地表热通量 (试验 C4), 边界层对流的强度增强 (300 m 高度气流的最大上升速度可以达到  $4.5 \text{ m s}^{-1}$ )。当地表热通量不变, 减小风切变 (试验 C6), 边界层对流的形式明显改变, 而且对流的强度也较标准试验的略增

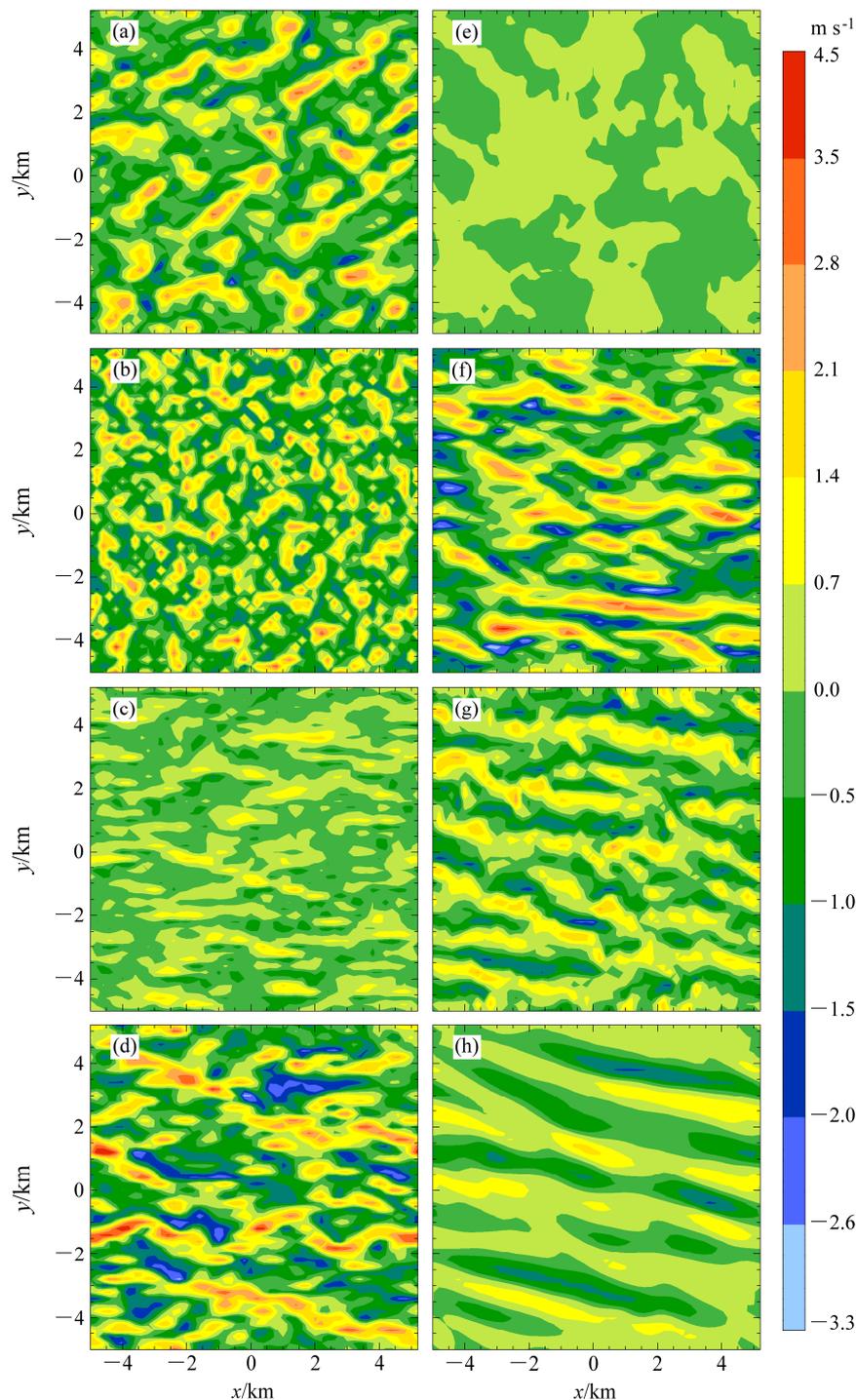


图 2 13 时 300 m 高度的垂直速度 ( $\text{m s}^{-1}$ ) 水平分布。其中, (a)、(b)、(c)、(d)、(e)、(f) 分别为试验 C0、C1、C2、C4、C5、C6、C8、C9 的结果  
Fig. 2 Horizontal distribution of vertical velocity ( $\text{m s}^{-1}$ ) at 300 m at 1300 BT for experiments (a) C0, (b) C1, (c) C2, (d) C4, (e) C5, (f) C6, (g) C8, and (h) C9

强；增大风切变，边界层对流的强度有所减弱，这与风切变影响湍流涡旋的方向，从而改变边界层对流的强度有关 (Paugam et al., 2010)。另外，增大风切变，边界层对流出现较弱的有组织的对流卷信号，如图 2g 上升气流和下沉气流排列较规则，若将风切变和地表热通量分别改变为标准试验风切变的 2.0 倍，地表热通量改变为标准试验地表热通量的 0.8 倍 (如图 2h)，边界层对流的上升和下沉气流排列更规则，但是对流的强度较弱 (上升气流的最高速度为  $1.6 \text{ m s}^{-1}$ )，这与 Weckwerth et al. (1999) 的研究结果一致，即边界层对流卷出现在地表热通量一定 (不小于  $50 \text{ W m}^{-2}$ )，风切变较大的条件下。另外，图 2b 和图 2e 分别为只有浮力驱

动和只有动力驱动边界层对流的试验模拟的垂直速度，可以看出只有浮力和只有动力驱动的边界层对流泡都比较细碎，但是浮力驱动的边界层对流强度明显大于动力驱动的边界层对流强度。Moeng and Sullivan (1994) 的研究结果也显示：地表热通量的大小对边界层对流的强弱有重要影响，而不同大小的风切变会将边界层对流组织成不同的形式。

为了进一步分析不同形式边界层对流在垂直方向的空间结构，图 3 给出了图 2 中各敏感性数值试验模拟的 13 时垂直速度垂直剖面图。从图 3 可以看出，当风切变不变时，增大地表热通量的试验中 (图 3d, 试验 C4) 边界层对流发展的高度 (约 1 km) 大于减小地表热通量试验中 (图 3c, 试验 C2)

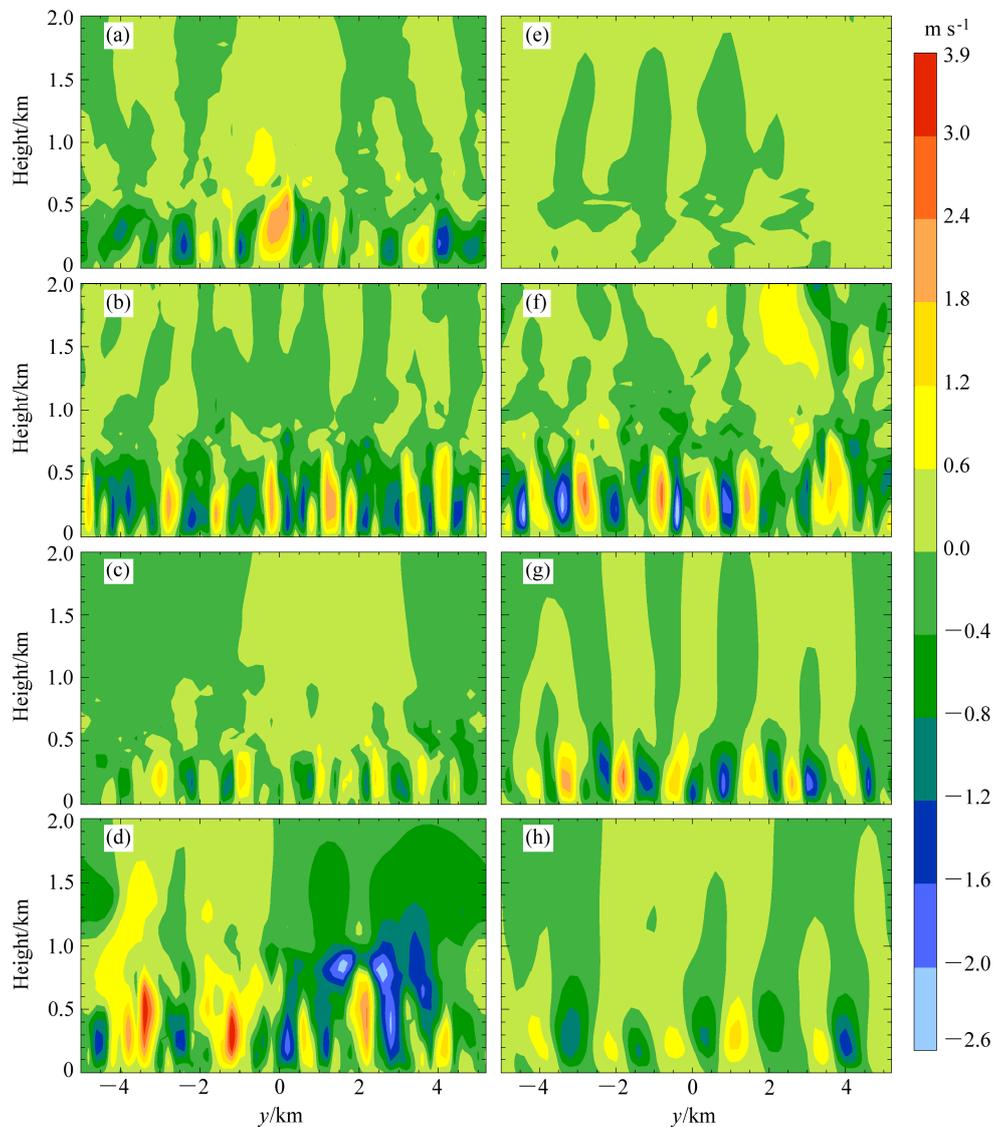


图 3 13 时沿  $x=0 \text{ m}$  的垂直速度 ( $\text{m s}^{-1}$ )  $y-z$  剖面图，其中 (a)、(b)、(c)、(d)、(e)、(f) 分别为试验 C0、C1、C2、C4、C5、C6、C8、C9 的结果  
Fig. 3  $y-z$  cross sections of vertical velocity ( $\text{m s}^{-1}$ ) at  $x=0 \text{ m}$  at 1300 BT for experiments (a) C0, (b) C1, (c) C2, (d) C4, (e) C5, (f) C6, (g) C8, and (h) C9

边界层对流的高度 (约 0.5 km)。当地表热通量不变时, 增大风切变 (图 3g, 试验 C8) 边界层对流发展的高度减小 (约 0.5 km), 但是上升气流和下沉气流排列更规则。另外, 从图 3 还可以看出, 只有热力驱动边界层对流中, 对流泡垂直向上发展, 如图 3b 中的热泡与地表基本垂直, 而随着风切变的加入, 对流泡发生倾斜, 如图 3a 中  $y=0$  km、图 3g 中  $y=-3.9$  km、 $y=-1.0$  km 及  $y=4.5$  km 处, 这一特点随着风切变的增大更显著 (图 3h), 这与黄倩等 (2014) 的研究结果一致。

图 4 给出了敏感性数值试验模拟的不同形式边界层对流 13 时示踪物绝对浓度及风矢量随高度分

布的垂直剖面图。从图 4 可以看出当地表热通量减小为标准试验地表热通量的 0.5 倍时 (试验 C2, 图 4c), 示踪物传输的高度约为 0.6 km, 而将地表热通量增大到标准试验的 1.2 倍时 (试验 C4, 图 4d), 示踪物传输的高度约为 1.7 km。当地表热通量为标准试验的地表热通量, 风切变减小为 0.5 倍的标准试验风切变时 (试验 C6, 图 4f), 示踪物可以传输到大约 1.0 km 的高度, 如果把风切变增大到标准试验的 1.5 倍 (试验 C8, 图 4g), 示踪物传输的高度明显增大, 可以达到约 2.2 km 的高度。图 4b、4e、4h 分别为只有热力驱动边界层对流 (试验 C1)、只有风切变驱动边界层对流 (试验 C5) 和有较强对流

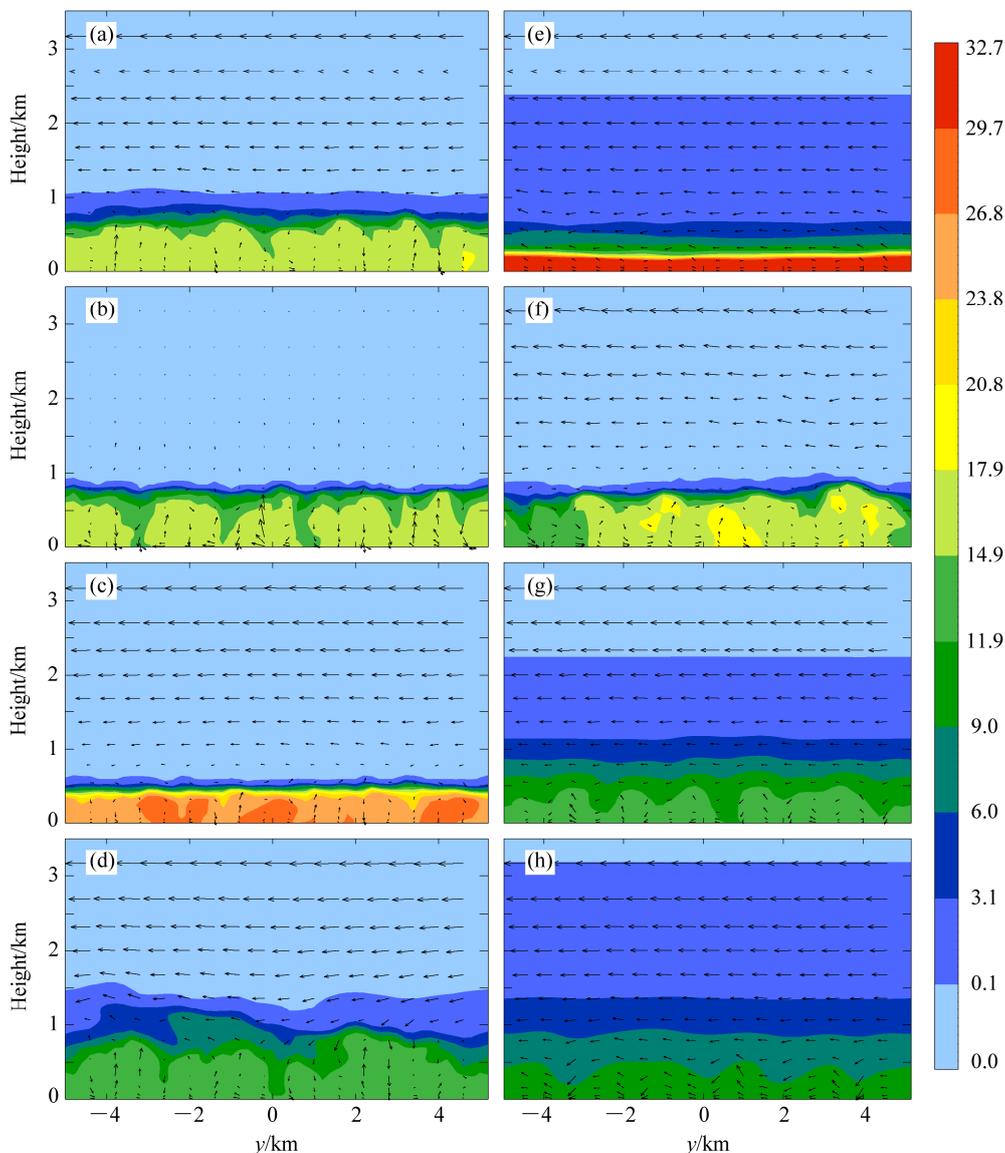


图 4 试验 (a) C0、(b) C1、(c) C2、(d) C4、(e) C5、(f) C6、(g) C8、(h) C9 模拟的 13 时风矢量和示踪物绝对浓度的垂直剖面图

Fig. 4  $y-z$  cross sections of wind fields and absolute concentration of tracer at 1300 BT for (a) case C0, (b) case C1, (c) case C2, (d) case C4, (e) case C5, (f) case C6, (g) case C8, and (h) case C9

卷的试验(试验 C9)结果,从图中可以看出,示踪物在有较强对流卷信号的试验中传输的高度最大(约 3.2 km),另外,虽然在只有热力驱动的边界层对流中混合层的高度(约 0.7 km)大于只有风切变驱动试验的边界层对流中的混合层高度(约 0.3 km),但是试验 C5 中示踪物传输的高度可以达到 1.4 km,而在试验 C1 中示踪物的最大传输高度只有 0.9 km。另外还注意到,增大风切变试验中的夹卷层厚度都比增大地表热通量试验中的夹卷层厚度大,如图 4e、4g、4h 与图 4d 中示踪物浓度大于 0.1 的蓝色区域的比较。从图 4 的分析知道,增大地表热通量和增大风切变都能使示踪物传输的高度增大,而增大地表热通量主要是增强了边界层对流的强度,也就是增大了上冲热泡的能量,从而使示踪物随着强上升气流传输到较高的高度;而增大风切变主要是增强了夹卷作用、增大了夹卷层厚度,有利于混合层和覆盖逆温层的混合贯通,从而 CBL 明显增厚,使示踪物的传输高度增大,而且增大风切变比增大地表热通量更有利于示踪物传输到较高的高度。在所有不同形式的边界层对流中,有较强边界层对流卷信号的试验中示踪物传输的高度最高。

### 3.2 不同形式的边界层对流对示踪物抬升效率的影响

虽然边界层对流对沙尘的垂直传输有重要影响(Takemi et al., 2006; Huang et al., 2010),但是边界层对流对沙尘抬升效率的影响也不容忽视(Marsham et al., 2008b)。Gillette (1978)的研究结果显示当地表风速大于某一临界值时,沙尘才能从地表被抬升。全球矿物沙尘的贡献中有 35%是由对流泡和对流涡旋引起的(Koch and Renno, 2005)。Marsham et al. (2011)通过定义沙尘抬升潜力,研究了夏季深对流形成的冷池对西非沙尘抬升的影响,模拟结果显示气候模式中对流过程的参数化导致近 18%的沙尘抬升潜力的减少。本文将定量地研究不同强度和不同形式的边界层对流对示踪物抬升及传输的影响。首先采用 Cakmur et al. (2004)给出的公式:

$$F \propto u^2(u - u_T) \quad (1)$$

来研究不同形式的边界层对流对示踪物抬升效率的影响。(1)式中  $F$  表示示踪物抬升效率,  $u$  是 10 m 高度处的风速,  $u_T$  是临界风速,只有  $u \geq u_T$  时计

算的示踪物抬升效率有效。这里需要说明的是(1)式中示踪物抬升效率的单位是  $\text{m}^3 \text{s}^{-3}$ 。

为了更准确地分析地表热通量和风切变对示踪物抬升效率和传输高度的影响,利用表 1 中除了 C1、C5、C7 和 C9 四个试验以外的 126 个改变地表热通量和风切变的敏感性数值试验结果做进一步的分析。其中风切变取为标准试验 C0 的风切变,地表热通量在试验 C0 地表热通量的 0.1 倍至 1.5 倍(最大值为  $37 \text{ W m}^{-2}$  到  $555 \text{ W m}^{-2}$ )之间变化;地表热通量取为标准试验 C0 的地表热通量,风切变在试验 C0 风切变的 0.03 倍至 1.5 倍( $0.52 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$  至  $24.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ )之间变化。

在研究不同形式的边界层对流对示踪物抬升效率和传输高度影响之前,首先分析了临界风速的大小对示踪物抬升效率的影响。研究结果(图略)显示临界风速值越大,示踪物的抬升效率越低,这与(1)式中的理论分析结果是一致的。另外,改变地表热通量和风切变的大小对示踪物总体抬升效率随临界风速的变化趋势影响不大。

图 5 是用最小二乘法拟合的 13 时示踪物抬升效率随地表热通量变化的直线,其中符合拟合直线变化规律的试验结果用黑色的十字表示,而不符合拟合直线变化规律的试验结果用蓝色十字表示。从图 5 可以看出,风切变小于 0.6 倍标准试验风切变时(黑十字代表的试验),示踪物的抬升效率随地表热通量的增大而增强,也就是当风切变小于  $10.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$  时地表热通量越大示踪物的抬升效率也越大,而风切变大于 0.6 倍标准试验风切变的试验中(蓝十字代表的试验)示踪物的抬升效率与地表热通量没有这样的变化规律。另外从图 5 还可以看出,风切变越小(如风切变为标准试验风切变的 0.03 倍),示踪物的抬升效率随地表热通量的增加而增大得越快。这主要是因为地表热通量越大,边界层对流的强度越大,越有利于上层动量的下传,从而使近地层风速增大,导致示踪物的抬升效率增大;而风切变越小,热力作用越显著,垂直方向湍流运动增强,也有助于上层动量的下传。图 2 和图 3 的分析结果也显示,增大风切变使边界层对流的强度减弱,因此只有风切变较小时,示踪物的抬升效率才随地表热通量的增大而增加。当风切变小于标准试验风切变的 0.6 倍时,示踪物抬升效率随地表热通量变化的关系式可以表示为

$$F = aH + b, \quad (2)$$

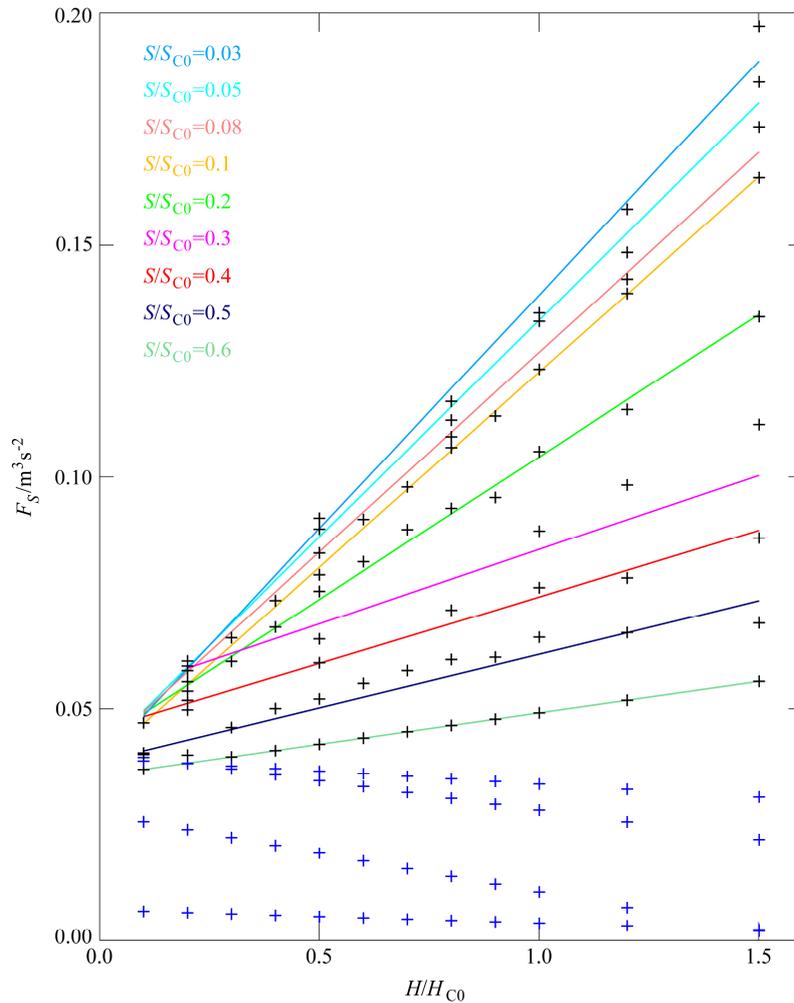


图5 用最小二乘法拟合的 13 时示踪物平均抬升效率随地表热通量变化的直线。横坐标是地表热通量 ( $H$ ) 放大 (或缩小) 为标准试验地表热通量 ( $H_{C0}$ ) 的倍数, 纵坐标是抬升效率  $F$ 。其中, 实线代表最小二乘拟合直线, 黑色十字代表符合拟合直线的试验结果, 而蓝色十字代表不符合拟合直线的试验结果

Fig. 5 Straight lines (solid) of least square fitting to the tracer mean lifting efficiency ( $F$ ) vs surface heat flux changes at 1300 BT. The x-axis represents  $H/H_{C0}$ , black (blue) crosses denote the experimental results are consistent (inconsistent) with the lines

其中,  $F$  表示示踪物的抬升效率,  $H$  表示地表热通量,  $a$  和  $b$  是随风切变大小变化的系数。 $a$ 、 $b$  的取值范围分别为  $3.65 \times 10^{-2}$  至  $6.02 \times 10^{-2}$ 、 $4.88 \times 10^{-4}$  至  $65.7 \times 10^{-4}$ 。

为了进一步分析风切变对示踪物抬升效率的影响, 用最小二乘法拟合图 5 中 126 个试验中风切变与示踪物抬升效率之间的关系, 如图 6。从图 6 可以看出, 13 时地表热通量小于标准试验地表热通量的 1.2 倍 ( $444 \text{ W m}^{-2}$ ) 时, 示踪物的抬升效率随着风切变的增大反而减小, 但是当地表热通量增加为试验 C0 中地表热通量的 1.5 倍 ( $555 \text{ W m}^{-2}$ ) 时, 只有当风切变不太大时 (小于标准试验的 1.0 倍)

才满足示踪物抬升效率随风切变的增大而减小的规律。另外还注意到, 地表热通量越大, 示踪物抬升效率随风切变的增大递减越快。其中当地表热通量小于标准试验地表热通量的 1.2 倍, 示踪物抬升效率随风切变的变化规律可以表示为

$$F = a_1 + b_1 S + c_1 S^2 + d_1 S^3, \quad (3)$$

其中,  $F$  表示示踪物抬升效率,  $S$  代表风切变,  $a_1$ 、 $b_1$ 、 $c_1$  和  $d_1$  是随地表热通量变化的系数。 $a_1$ 、 $b_1$ 、 $c_1$  和  $d_1$  分别在  $4.5 \times 10^{-2}$  至  $19.1 \times 10^{-2}$ 、 $2.84$  至  $16.1$ 、 $66.7$  至  $134.2$ 、 $2.61 \times 10^3$  至  $13.7 \times 10^3$  之间变化。通过图 2 和图 3 的分析已经知道随着风切变的增大, 边界层对流强度减弱, 也就是上升气流的速度减小, 这

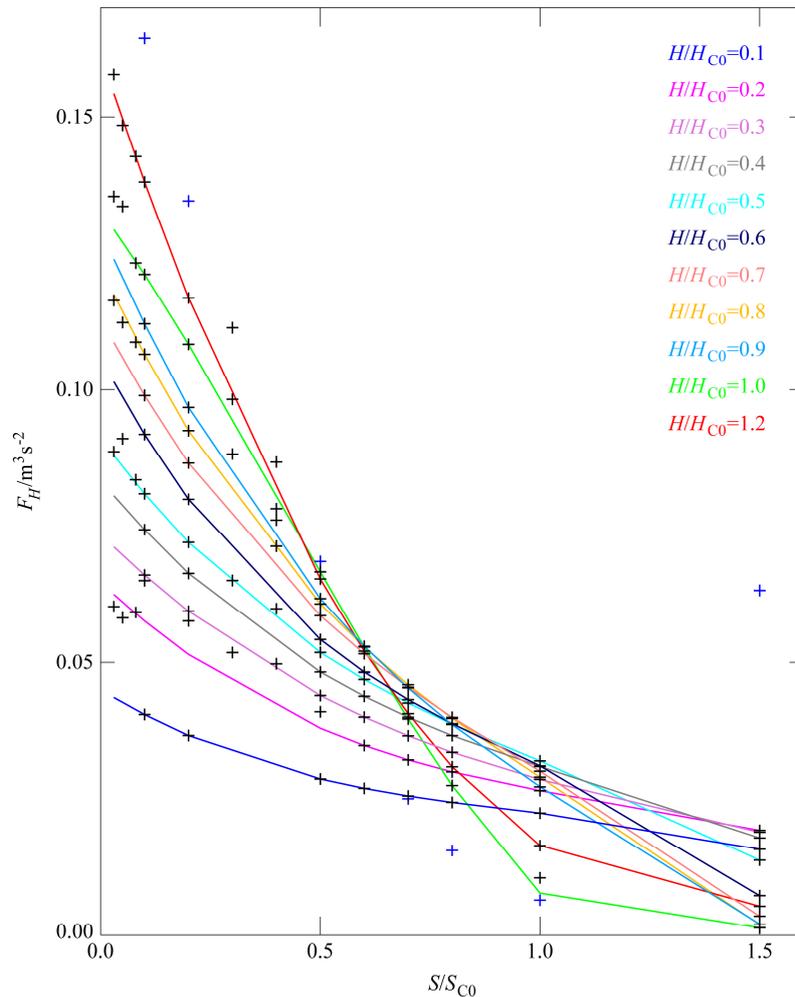


图 6 用最小二乘法拟合 13 时示踪物平均抬升效率随风切变变化的曲线。横坐标是风切变 ( $S$ ) 放大 (或缩小) 为标准试验风切变 ( $S_{C0}$ ) 的倍数, 纵坐标是抬升效率  $F$ 。其中, 实线代表最小二乘拟合曲线, 黑色十字代表符合拟合曲线的试验结果, 而蓝色十字代表不符合拟合曲线的试验结果  
Fig. 6 Curves (solid) of least square fitting to the tracer mean uplifting efficiency ( $F$ ) vs surface heat flux changes at 1300 BT. The x-axis represents  $S/S_{C0}$ , black (blue) crosses denote the experimental results are consistent (inconsistent) with the lines

导致上层动量下传减弱, 近地层风速减小, 从而使示踪物的抬升效率减小。而图 6 中显示当地表热通量为标准试验地表热通量的 1.5 倍, 风切变也增大为标准试验风切变的 1.5 倍时, 示踪物的抬升效率却明显增大, 这也许与超强的地表热通量引起上层动量下传有关。

图 7 是不同试验模拟的 13 时示踪物平均抬升效率随地表热通量和风切变的变化图。从图 7 可以看出当地表热通量小于标准试验地表热通量的 1.25 倍 ( $462.5 \text{ W m}^{-2}$ ) 时, 示踪物的抬升效率随着风切变的增大而减小 (图 7 中热通量较小的虚线区域); 风切变小于标准试验风切变的 0.6 倍 ( $10.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ) 时, 即图 7 中风切变较小的点线区域, 示踪物

的抬升效率随着地表热通量的增大而增大。

### 3.3 不同形式的边界层对流对示踪物传输高度的影响

图 2 和图 3 的结果表明不同大小的地表热通量和风切变影响边界层对流的强度和形式, 从而使示踪物传输的高度也不相同。为了进一步量化研究不同形式的边界层对流对示踪物传输高度的影响, 以不同大小地表热通量和风切变的敏感性数值试验结果为基础, 利用最小二乘法分别确定地表热通量和示踪物的平均传输高度以及风切变和示踪物平均传输高度的定量关系。另外需要说明的是, 文中示踪物的平均传输高度是用示踪物的平均浓度小于 0.1 的最大高度确定的。

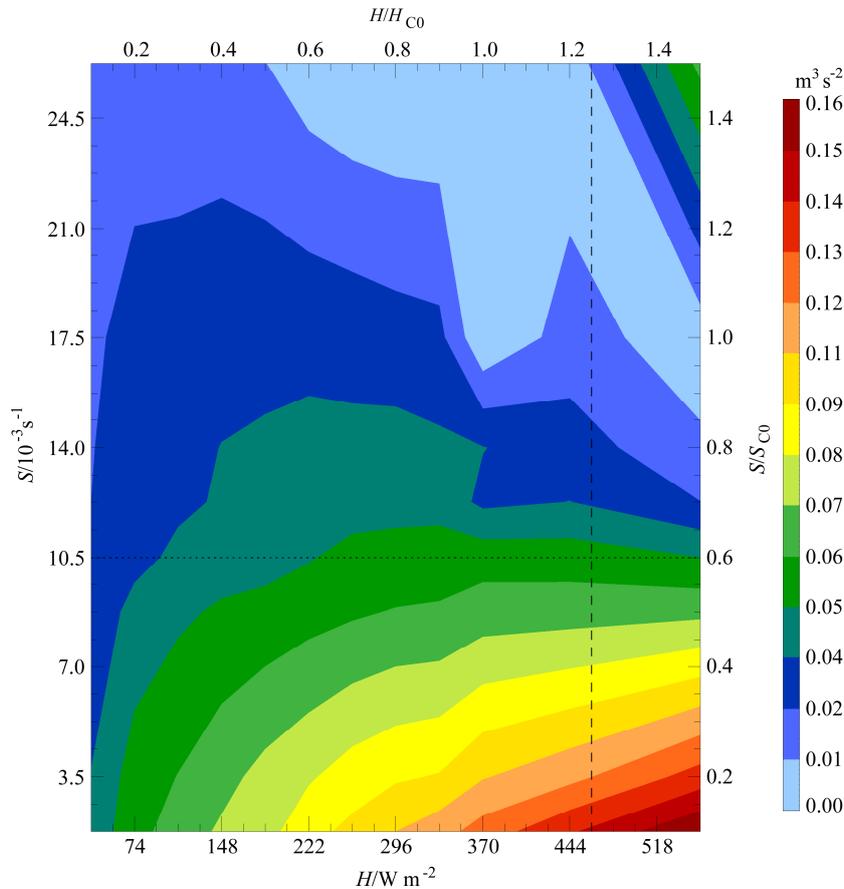


图7 不同地表热通量和风切变的敏感性数值试验模拟的13时示踪物平均抬升效率。点线代表风切变( $S$ )为标准试验风切变( $S_{C0}$ )的0.6倍的值, 虚线为地表热通量( $H$ )是标准试验地表通量( $H_{C0}$ )1.25倍的值

Fig. 7 Simulated tracer mean uplifting efficiency vs various surface heat fluxes and wind shears at 1300 BT. Dotted line shows  $S/S_{C0}=0.6$ , dashed line represent  $H/H_{C0}=1.25$

图8是用最小二乘法拟合的126个敏感性数值试验模拟的示踪物平均传输高度随地表热通量变化的曲线, 曲线用以下三次拟合多项式表示:

$$h = a_2 + b_2 H + c_2 H^2 + d_2 H^3, \quad (4)$$

其中,  $h$  (单位: m) 是示踪物的平均传输高度,  $H$  (单位:  $W m^{-2}$ ) 是地表热通量,  $a_2$ 、 $b_2$ 、 $c_2$  和  $d_2$  是与风切变大小有关的系数。从图8看出, 当风切变一定时, 示踪物的平均传输高度随地表热通量的增加而增大, 也就是边界层对流的强度增大, 示踪物传输的高度也增高, 这主要是因为边界层湍流将较大的热量向上层大气输送, 使热泡获得了较多的能量而上冲到较高的高度, 示踪物随着热泡上升也被传输到较高的高度。但是, 从图8可明显看出示踪物的平均传输高度和地表热通量的大小之间并不是简单的线性关系。

同样用最小二乘拟合的方法进一步分析地表

热通量一定时示踪物的平均传输高度随风切变的变化规律, 示踪物的平均传输高度可以用下式表示:

$$h = a_3 + b_3 S + c_3 S^2 + d_3 S^3, \quad (5)$$

其中,  $h$  (单位: m) 代表示踪物的平均传输高度,  $S$  (单位:  $s^{-1}$ ) 是风切变,  $a_3$ 、 $b_3$ 、 $c_3$  和  $d_3$  是由不同大小的地表热通量决定的系数。不同敏感性数值试验模拟的示踪物平均传输高度和拟合曲线如图9所示, 其中示踪物的平均传输高度用黑色十字表示。从图9可以看出当风切变较小时, 示踪物平均传输高度随风切变增大变化不大, 有的略有减小, 而当风切变较大时, 示踪物平均传输高度随风切变的增大而明显增加。如地表热通量为1.2倍标准试验地表热通量、不同风切变的试验中 ( $H/H_{C0}=1.2$  的拟合曲线), 当风切变小于0.5倍标准试验中风切变时, 示踪物的平均传输高度随风切变的增大而略

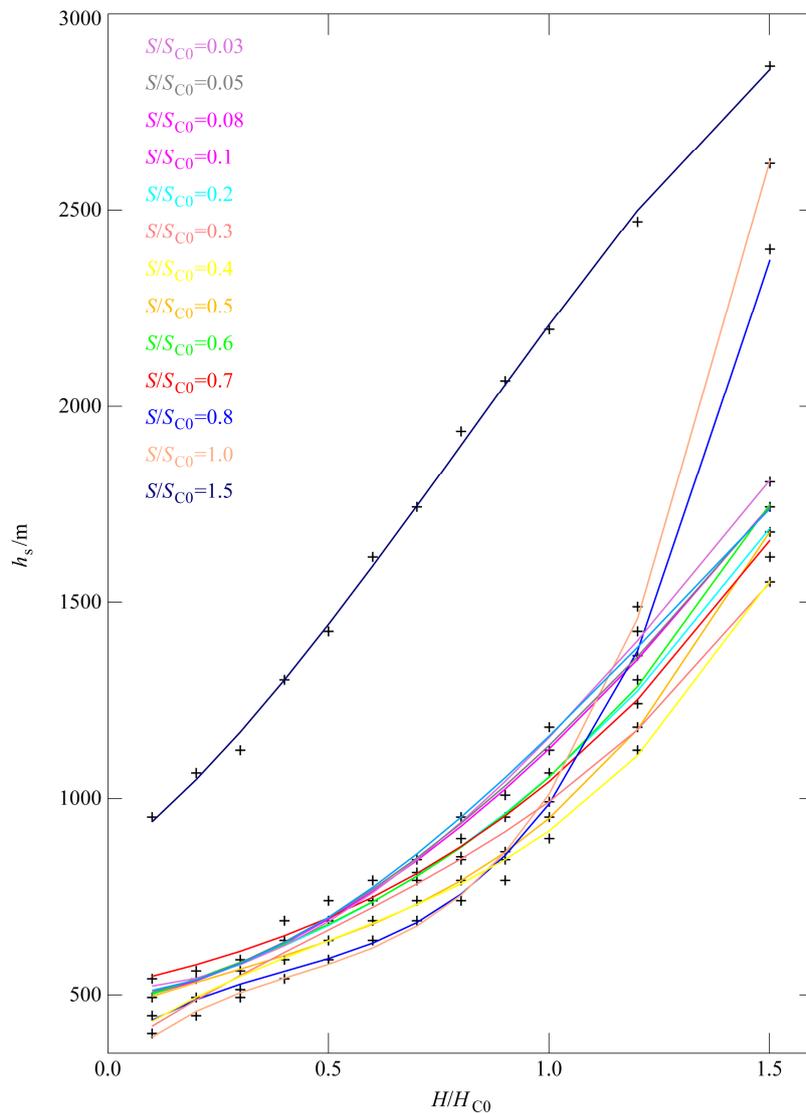


图 8 用最小二乘法拟合 13 时示踪物平均传输高度随地表热通量变化的曲线。横坐标是热通量放大(或缩小)为标准试验热通量的倍数,纵坐标是传输高度  $h_s$ 。其中黑色十字代表不同模拟试验的结果

Fig. 8 Curves of least square fitting to the mean transmission heights ( $h$ ) of tracer transport and surface heat fluxes at 1300 BT. The x-axis represents  $S/S_{C0}$ , black crosses represent the simulation results from different experiments

有减小;而当风切变大于 0.5 倍标准试验中风切变时,示踪物平均传输高度随风切变的增大而增大,尤其是当风切变大于标准试验中风切变时,示踪物的平均传输高度随风切变的增大迅速增加。另外还注意到,增大地表热通量,示踪物平均传输高度随风切变的增加而增大更快。由图 1 的分析知道,增大风切变使夹卷效率增强,不仅导致 CBL 增暖,还增大了 CBL 的厚度,因此示踪物也随着 CBL 的增厚而被传输到较高的高度。为了解释地表热通量越大,示踪物的平均传输高度随风切变的增加而增大更快的原因,进一步分析了不同地表热通量对应

的增大风切变试验模拟的 13 时平均位温廓线,如图 10 所示,当地表热通量较小时,热泡上冲的高度较低,混合层以上的覆盖逆温层的厚度较大,逆温强度也较大(图 10 中的实线,地表热通量为试验 C0 地表热通量的 0.1 倍),虽然此时风切变值也较大,但是混合层中较弱的对流以及覆盖逆温层的较强逆温和较大的厚度都不利于通过夹卷作用将自由大气的暖空气向下混合,因此当地表热通量较小时,虽然增大风切变加强了夹卷作用,但是 CBL 的厚度仍然较小。增大地表热通量,边界层对流的强度增大,混合层的厚度也明显增大,覆盖逆温层

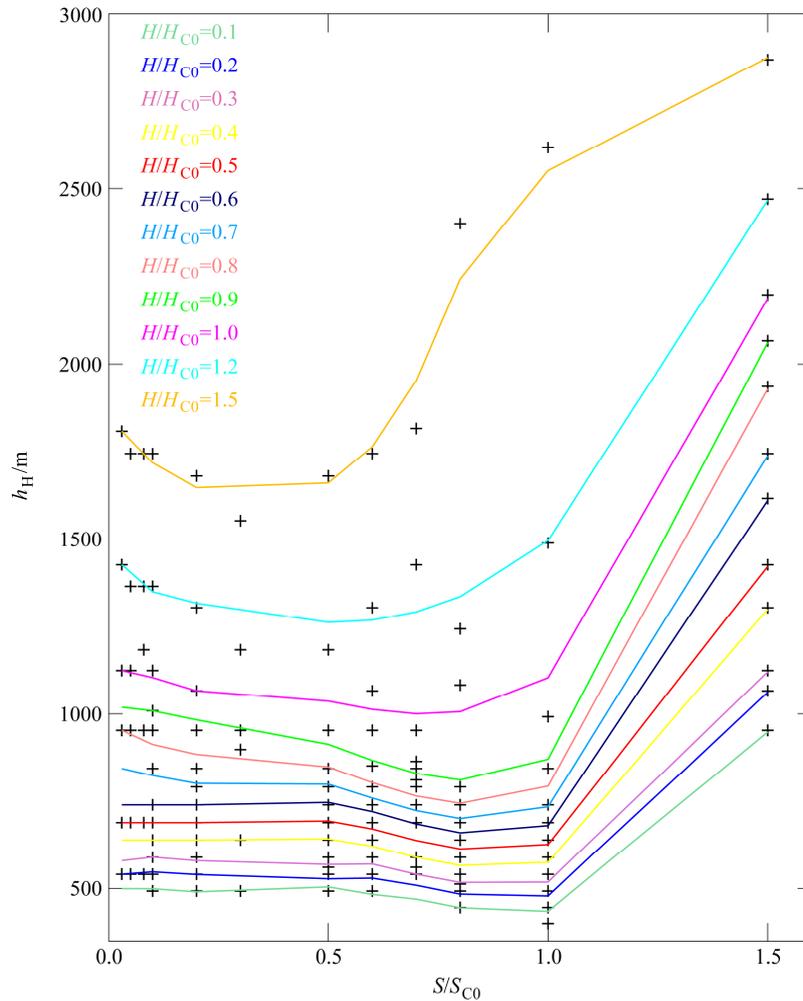


图9 用最小二乘法拟合 13 时示踪物的平均传输高度随风切变变化的曲线。横坐标是风切变放大（或缩小）为标准试验风切变的倍数，纵坐标是传输高度  $h$ 。其中黑色十字代表不同数值试验的模拟结果

Fig. 9 Least-squares fit of curves to the mean heights of tracer transport and wind shears at 1300 BT. The abscissa represents the increased (or decreased) times of wind shears; the ordinate represents the transmission height  $h$ . Black crosses represent the simulated results from various cases

的强度和厚度也都相应减小，此时由风切变引起的夹卷作用更容易将自由大气的暖空气夹卷向下，从而使 CBL 增暖增厚，如图 10 中红色点线和红色虚线（地表热通量分别是试验 C0 地表热通量的 0.7 倍和 1.5 倍）所示。也就是说地表热通量越大，覆盖逆温的强度和覆盖逆温层厚度都减小，此时增大风切变使 CBL 厚度增长显著，从而使示踪物传输的高度也增大，这一结果与黄倩等（2014）的研究结果一致。

最后综合分析地表热通量和风切变对示踪物平均传输高度的影响。从图 11 看出，风切变和地表热通量对示踪物平均传输高度的影响与图 8 和图 9 的分析结果基本一致，即风切变一定，示踪物的平均传输高度随地表热通量的增加而增大；地表热

通量一定，风切变较大时，示踪物的平均传输高度随风切变的增加也增大（如图 11 中风切变较大的虚线区域）。值得注意的是，地表热通量的增大对示踪物平均传输高度的增加没有风切变的限制，而示踪物的传输高度随风切变的增加而增大是在一定的风切变条件下成立的，而这一风切变的临界值与地表热通量的大小密切相关。因为增大地表热通量有利于垂直方向的湍流发展，从而使示踪物传输的高度增大；增大风切变有利于水平方向的湍流产生，而且加强了边界层顶的涡旋运动，增强了夹卷作用（Kim et al., 2003），而这种夹卷作用只有在混合层中湍流运动较强时，才能有效地把夹卷的自由大气中的暖空气向下混合，从而使 CBL 增厚，示踪物传输到较高的高度。

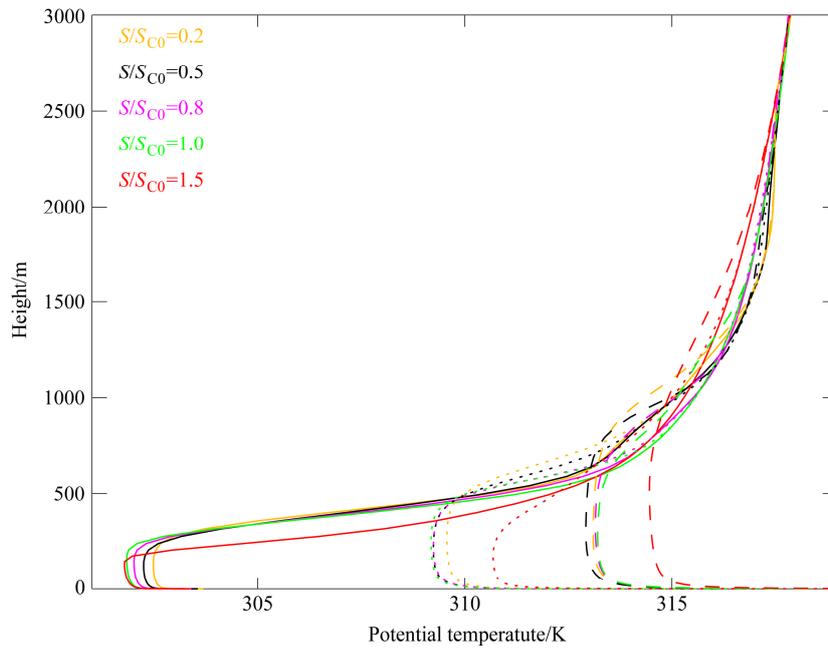


图 10 不同地表热通量对应的增大风切变试验模拟的 13 时平均位温廓线。其中实线、点线和虚线分别代表地表热通量为标准试验地表热通量 0.1 倍、0.7 倍和 1.5 倍的模拟结果

Fig. 10 Simulated profiles of potential temperature from the experiments with various surface heat fluxes corresponding to increasing wind shear at 1300 BT. Solid lines, dotted lines, and dashed lines show  $H/H_{C0}=0.1, 0.7, 1.5$ , respectively

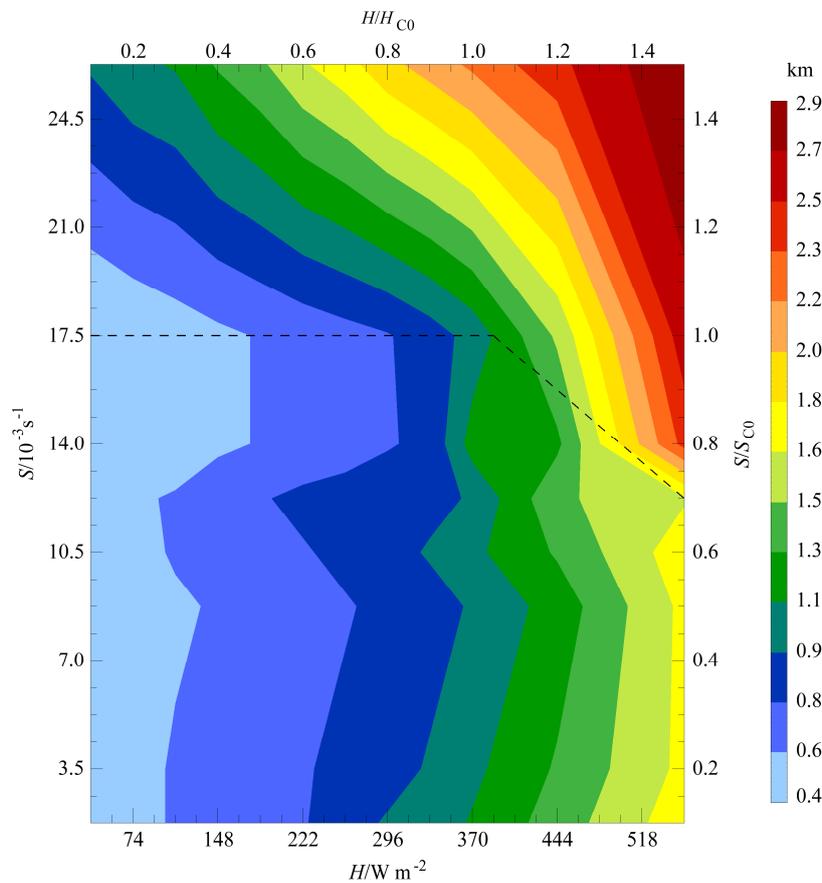


图 11 不同地表热通量和风切变的敏感性数值试验模拟的 13 时示踪物平均传输高度

Fig. 11 Simulated tracer mean uplifting efficiency for various surface heat flux and wind shear experiments at 1300 BT

## 4 结论

本文利用极端干旱的敦煌地区 2000 年夏季典型晴天 6 月 3 日野外试验观测的位温、比湿以及风速探空廓线作为初始化条件, 并用实测的地表热通量驱动大涡模式 LEM, 通过一系列改变模式地表热通量和风切变的敏感性数值试验模拟了不同形式的边界层对流, 并分析了几种典型边界层对流的空间结构特征, 在此基础上进一步研究了不同形式的边界层对流对示踪物抬升效率以及传输高度的影响, 并分别给出了地表热通量和风切变对示踪物抬升效率和传输高度影响的定量描述。分析得到以下结论:

(1) 当风切变一定时, 随着地表热通量的增大, CBL 变暖且厚度增大, 边界层对流的强度也增强; 当地表热通量一定时, 随着风切变的增大, CBL 也增暖变厚, 但是边界层对流的强度有所减弱。增大地表热通量, 示踪物被增强的上升气流传输到较高的高度; 而增大风切变增强了夹卷作用, 夹卷层厚度增大, 使示踪物的传输高度也增大, 而且比增大地表热通量示踪物传输高度增加得更大。在所有不同形式的边界层对流中, 有较强边界层对流卷信号的试验中示踪物传输的高度最高。

(2) 当风切变小于 0.6 倍标准试验的风切变 ( $10.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ) 时, 增大地表热通量加强了上层动量下传, 使近地层风速增大, 从而使示踪物的抬升效率也增大, 而且风切变越小, 示踪物的抬升效率随地表热通量的增加而增大得越快。而当地表热通量小于标准试验地表热通量的 1.25 倍 ( $462.5 \text{ W m}^{-2}$ ) 时, 由于增大风切变减弱了边界层对流的强度, 影响上层动量的下传, 使示踪物的抬升效率减小。

(3) 风切变一定时, 示踪物的传输高度随地表热通量的增加而增大; 地表热通量一定, 只有当风切变大于一定值时, 示踪物的平均传输高度才随风切变的增加而增大, 而风切变的临界值取决于地表热通量的大小。增大地表热通量有利于垂直方向的湍流发展, 从而使示踪物传输的高度增大; 增大风切变有利于增强边界层顶的夹卷作用, 而这种夹卷作用只有在混合层中湍流运动较强时, 才能有效地把夹卷的自由大气中的暖空气向下混合, 从而使 CBL 增厚, 示踪物传输到较高的高度。

### 参考文献 (References)

Bozlaker A, Prospero J M, Fraser M P, et al. 2013. Quantifying the

- contribution of long-range Saharan dust transport on particulate matter concentrations in Houston, Texas, using detailed elemental analysis [J]. *Environ. Sci. Technol.*, 47 (18): 10179–10187.
- Cakmur R V, Miller R L, Torres O. 2004. Incorporating the effect of small-scale circulations upon dust emission in an atmospheric general circulation model [J]. *J. Geophys. Res.*, 109 (D7), doi:10.1029/2003JD004067.
- Etling D, Brown R A. 1993. Roll vortices in the planetary boundary layer: A review [J]. *Bound.-Layer Meteorol.*, 65 (3): 215–248.
- Field P R, Möhler O, Connolly P, et al. 2006. Some ice nucleation characteristics of Asian and Saharan desert dust [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6 (10): 2991–3006.
- Gillette D. 1978. A wind tunnel simulation of the erosion of soil: Effect of soil texture, sandblasting, wind speed, and soil consolidation on dust production [J]. *Atmos. Environ.* (1967), 12 (8): 1735–1743.
- Gamo M. 1996. Thickness of the dry convection and large-scale subsidence above deserts [J]. *Bound.-Layer Meteorol.*, 79 (3): 265–278.
- Gray M E B, Petch J, Derbyshire S H, et al. 2001. Version 2.3 of the Met. Office large eddy model [R]. Met Office (APR) Turbulence and Diffusion Rep, 276pp.
- Haywood J M, Allan R P, Culverwell I, et al. 2005. Can desert dust explain the outgoing longwave radiation anomaly over the Sahara during July 2003? [J]. *J. Geophys. Res.*, 110 (D5), doi:10.1029/2004JD005232.
- 黄倩, 王蓉, 田文寿, 等. 2014. 风切变对边界层对流影响的大涡模拟研究 [J]. *气象学报*, 72 (1): 100–115. Huang Qian, Wang Rong, Tian Wenshou, et al. 2014. Study of the impacts of wind shear on boundary layer convection based on the large eddy simulation [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 72 (1): 100–115.
- Huang Q, Marsham J H, Parker D J, et al. 2010. Simulations of the effects of surface heat flux anomalies on stratification, convective growth, and vertical transport within the Saharan boundary layer [J]. *J. Geophys. Res.*, 115 (D5), doi:10.1029/2009JD012689.
- IPCC. 2007. Fourth Assessment Report, Working Group I Report: The Physical Science Basis, Intergovernment Panel on Climate Change, download at <http://ipcc.ch/report/ar4> [2015-3-24]
- Iwasaka Y, Shibata T, Nagatani T, et al. 2003. Large depolarization ratio of free tropospheric aerosols over the Taklamakan desert revealed by Lidar measurements: Possible diffusion and transport of dust particles [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (D23), doi:10.1029/2002JD003267.
- Knippertz P, Ansmann A, Althausen D, et al. 2009. Dust mobilization and transport in the northern Sahara during SAMUM 2006—A meteorological overview [J]. *Tellus B*, 61 (1): 12–31.
- Kim H M, Kay J K, Yang E G, et al. 2013. Statistical adjoint sensitivity distributions of meteorological forecast errors of Asian dust transport events in Korea [J]. *Tellus B*, 65: 20554.
- Kim S W, Park S U, Moeng C H. 2003. Entrainment processes in the convective boundary layer with varying wind shear [J]. *Bound.-Layer Meteorol.*, 108 (2): 221–245.
- Koch J, Renno N O. 2005. The role of convective plumes and vortices on the global aerosol budget [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32 (18), doi:10.1029/2005GL023420.
- Li X L, Zhang H S. 2014. Soil moisture effects on sand saltation and dust

- emission observed over the Horqin sandy land area in China [J]. *J. Meteor. Res.*, 28 (3): 444–452.
- 李耀辉, 张书余. 2007. 我国沙尘暴特征及其与干旱关系的研究进展 [J]. *地球科学进展*, 22 (11): 1169–1176. Li Yaohui, Zhang Shuyu. 2007. Review of the research on the relationship between sand-dust storm and arid in China [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 22 (11): 1169–1176.
- Moeng C H, Sullivan P P. 1994. A comparison of shear- and buoyancy-driven planetary boundary layer flows [J]. *J. Atmos. Sci.*, 51 (7): 999–1022.
- Mahowald N M, Baker A R, Bergametti G, et al. 2005. Atmospheric global dust cycle and iron inputs to the ocean [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 19 (4), doi:10.1029/2004GB002402.
- Marshall J H, Parker D J, Grams C M, et al. 2008a. Observations of mesoscale and boundary-layer scale circulations affecting dust transport and uplift over the Sahara [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8 (23): 6979–6993.
- Marshall J H, Parker D J, Grams C M, et al. 2008b. Uplift of Saharan dust south of the intertropical discontinuity [J]. *J. Geophys. Res.*, 113 (D21), doi:10.1029/2008JD009844.
- Marshall J H, Knippertz P, Dixon N S, et al. 2011. The importance of the representation of deep convection for modeled dust-generating winds over West Africa during summer [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 38 (16), doi:10.1029/2011GL048368.
- O’Loingsigh T, McTainsh G H, Tews E K, et al. 2014. The Dust Storm Index (DSI): A method for monitoring broadscale wind erosion using meteorological records [J]. *Aeolian Research*, 12: 29–40.
- Paugam R, Paoli R, Cariolle D. 2010. Influence of vortex dynamics and atmospheric turbulence on the early evolution of a contrail [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10 (8): 3933–3952.
- Ramaswamy V. 2014. Influence of tropical storms in the northern Indian Ocean on dust entrainment and long-range transport [M]// Tang D L, Sui G J. *Typhoon Impact and Crisis Management*. Berlin Heidelberg: Springer, 149–174.
- Shin H H, Hong S Y. 2013. Analysis of resolved and parameterized vertical transports in convective boundary layers at gray-zone resolutions [J]. *J. Atmos. Sci.*, 70 (10): 3248–3261.
- Shao Y P. 2008. *Physics and Modelling of Wind Erosion* [M]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishing, 467pp.
- Takemi T. 1999. Structure and evolution of a severe squall line over the arid region in Northwest China [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 127 (6): 1301–1309.
- Takemi T, Yasui M, Zhou J, et al. 2005. Modeling study of diurnally varying convective boundary layer and dust transport over desert regions [J]. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, 1: 157–160.
- Takemi T, Yasui M, Zhou J, et al. 2006. Role of boundary layer and cumulus convection on dust emission and transport over a midlatitude desert area [J]. *J. Geophys. Res.*, 111 (D11), doi:10.1029/2005JD006666.
- Tan S C, Shi G Y, Wang H. 2012. Long-range transport of spring dust storms in Inner Mongolia and impact on the China seas [J]. *Atmos. Environ.*, 46: 299–308.
- Tian W, Parker D J, Kilburn C A D. 2003. Observations and numerical simulation of atmospheric cellular convection over mesoscale topography [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 131 (1): 222–235.
- Todd M C, Bou Karam D, Cavazos C, et al. 2008. Quantifying uncertainty in estimates of mineral dust flux: An intercomparison of model performance over the Bodélé Depression, northern Chad [J]. *J. Geophys. Res.*, 113 (D24), doi:10.1029/2008JD010476.
- Weckwerth T, Horst T, Wilson J. 1999. An observational study of the evolution of horizontal convective rolls [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 127 (9): 2160–2179.
- Yang Y Q, Wang J Z, Niu T, et al. 2013. The variability of spring sand-dust storm frequency in Northeast Asia from 1980 to 2011 [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 27 (1): 119–127.
- 张宏升, 李晓岚. 2014. 沙尘天气过程起沙特征的观测试验和参数化研究进展 [J]. *气象学报*, 72 (5): 987–1000. Zhang Hongsheng, Li Xiaolan. 2014. Review of the field measurements and parameterization for dust emission during sand-dust events [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 72 (5): 987–1000.
- 张强, 赵映东, 王胜, 等. 2007. 极端干旱荒漠区典型晴天大气热力边界层结构分析 [J]. *地球科学进展*, 22 (11): 1150–1159. Zhang Qiang, Zhao Yingdong, Wang Sheng, et al. 2007. A study on atmospheric thermal boundary layer structure in extremely arid desert and Gobi region on the clear day in summer [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 22 (11): 1150–1159.
- Zhang Qiang, Zhang Jie, Qiao Juan, et al. 2011. Relationship of atmospheric boundary layer depth with thermodynamic processes at the land surface in arid regions of China [J]. *Science China Earth Sciences*, 54 (10): 1586–1594.
- 赵琳娜, 孙建华, 王超, 等. 2007. 2006年春季最强沙尘暴过程的数值分析 [J]. *气候与环境研究*, 12 (3): 309–319. Zhao Linna, Sun Jianhua, Wang Chao, et al. 2007. The numerical characteristics of a severe dust storm over North China in the spring of 2006 [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 12 (3): 309–319.
- 赵建华, 张强, 王胜. 2011. 西北干旱区对流边界层发展的热力机制模拟研究 [J]. *气象学报*, 69 (6): 1029–1037. Zhao Jianhua, Zhang Qiang, Wang Sheng. 2011. A simulative study of the thermal mechanism for development of the convective boundary layer in the arid zone of Northwest China [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 69 (6): 1029–1037.
- 赵思雄, 孙建华. 2013. 近年来灾害天气机理和预测研究的进展 [J]. *大气科学*, 37 (2): 297–312. Zhao Sixiong, Sun Jianhua. 2013. Study on mechanism and prediction of disastrous weathers during recent years [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 37 (2): 297–312.