干旱区夏季晴空期超厚对流边界层发展的能量机制

张强^{1,2*}, 乔梁^{1,3,4*}, 岳平¹, 李岩瑛⁵

1. 中国气象局兰州干旱气象研究所, 兰州 730020;

2. 甘肃省气象局, 兰州 730020;

3. 兰州大学大气科学学院, 兰州 730000;

4. 甘肃省气象信息与技术装备保障中心, 兰州 730020;

5. 甘肃省武威市气象局, 武威 733000

* 联系人, E-mail: zhangqiang@cma.gov.cn; qiaol16@lzu.edu.cn

2018-10-14 收稿, 2019-03-08 修回, 2019-03-11 接受, 2019-04-28 网络版发表

国家自然科学基金重点项目(41630426)和干旱气象科学研究基金(IAM201709)资助

摘要 在全球干旱区, 因其特殊的气候环境背景, 夏季晴天常常会出现其他地区少见的超厚对流大气边界层(super-thick convective boundary layer, SCBL), 这种特殊的边界层结构具有重要的天气气候意义, 但目前对这种超厚对流边界层发展机制理解十分有限. 这既制约了大气数值模式中针对这种超厚对流边界层的参数化改进, 也限制了超厚对流边界层与天气气候背景相互作用的科学认识. 通过选取我国西北干旱区敦煌荒漠戈壁为代表性研究区, 利用以往在该区域开展的陆-气相互作用观测试验资料及长期业务探空观测资料, 从大气边界层发展的能量机制出发, 对该地区出现的超厚对流边界层的发展过程进行分析. 分析表明: 从日际尺度看, 在持续晴空期即使在白天地表感热通量日积分值不变甚至减弱弱的情况下, 大气对流边界层(convective boundary layer, CBL)的日最大厚度仍然表现为逐日持续增高的特点, 且地表感热提供的能量无法平衡对流边界层发展所需要吸收的能量. 主要原因是深厚的近中性残余层(residual layer, RL)在对流边界层发展过程中发挥了重要作用, 通过夹卷过程从残余层进入对流边界层的夹卷能量是对流边界层逐日持续发展的关键能量补充. 在夏季连续晴空期, 对流边界层与残余层之间会形成逐日循环增长机制, 使干旱区夏季发展出超厚对流大气边界层.

关键词 干旱地区, 超厚大气对流边界层, 地表感热累积效应, 夹卷能量, 正反馈循环增长

大气边界层是气候系统热量、动量和物质交换与输送的关键环节, 也是人类活动和大气污染稀释扩散的主要区域^[1], 无论气候变化还是大气环流调整均与大气边界层过程密切相关^[2-4]. 尤其, 在灾害性天气气候的形成和演变过程中大气边界层也往往扮演着重要角色^[5]. 所以, 对大气边界层特征及其形成机理的研究一直是地球科学的热点, 对大气边界层物理过程的参数化也是目前改进大气数值模式的重要方向之一^[6,7].

地球大气边界层一般按照稳定度类型分为中性边

界层、对流边界层和稳定边界层^[8,9]. 其中, 中性边界层主要出现在有浓厚云层的大风天气及清晨和黄昏时的大气条件转换期, 能够维持的时间很短暂. 实际大气中多为夜间稳定大气边界层和白天对流大气边界层. 夜间稳定边界层主要由夜间地表辐射冷却形成, 整体为逆温层结, 湍流运动很弱, 对大气动量、热量和物质的输送传递作用十分有限. 而白天对流大气边界层主要由白天太阳对下垫面的加热作用形成, 其整体为不稳定层结, 湍流运动旺盛, 感热输送强, 对陆-气之间的动

引用格式: 张强, 乔梁, 岳平, 等. 干旱区夏季晴空期超厚对流边界层发展的能量机制. 科学通报, 2019, 64: 1637-1650

Zhang Q, Qiao L, Yue P, et al. The energy mechanism controlling the continuous development of a super-thick atmospheric convective boundary layer during continuous summer sunny periods in an arid area (in Chinese). Chin Sci Bull, 2019, 64: 1637-1650, doi: 10.1360/N972018-01014

量、热量和物质交换十分关键,其结构特征及形成和发展机制一直更加为学术界所关注。

以往普遍认为对流大气边界层一般在下午3点左右可以发展到最深厚,可以达到1~2 km^[10]。不过,最近十多年不断有研究发现^[11~14],在一些特殊的地理环境和极端气候区,如在青藏高原,有学者^[15,16]发现厚度超过5 km的超厚对流大气边界层,对流大气边界层的结构常常可以突破人们的习惯认识。

在全球,干旱地区分布十分广泛,而且其气候环境背景也很特殊,对流大气边界层的结构特征非常值得关注。21世纪初,有学者^[2,17,18]在中国西北干旱地区的敦煌荒漠戈壁区发现夏季晴天可以出现高达4 km以上的超厚对流大气边界层,随后在西北干旱地区的其他区域进一步观测印证了夏季晴天出现的超厚对流边界层现象^[19],并且有研究^[20,21]还用数值模式成功模拟了西北干旱区这种超厚对流边界层特征。最近, Messenger^[22]和Parker^[23]利用飞机观测数据在撒哈拉沙漠也发现了类似于西北干旱区的超厚对流边界层特征及受其影响所形成的深厚残余层现象。甚至, Marsham^[24]还在非洲撒哈拉沙漠发现了可高达5.5 km的超厚对流边界层及传播影响到很广泛范围的残余层大气即SRL(the Saharan residual layer)。Cuesta等人^[25,26]还用探空资料和ECMWF模式资料相互确认了撒哈拉沙漠地区厚度达5.5 km的超厚对流边界层的真实性。总之,在干旱地区夏季晴天出现4 km以上的超厚对流边界层现象不仅具有相当可靠的证据,而且还具有一定普遍性。干旱地区这种深厚的对流边界层结构无疑具有重要的天气气候意义,尤其可能会对干旱区经常发生的沙尘暴、干旱及大气污染和生态退化等气象环境灾害问题具有重要影响^[27]。

因此,近年来干旱地区超厚对流边界层的原因和形成机制已经成了地球科学界关注的重要问题。最初有研究^[28]认为,这种超厚对流边界层是由地表强感热加热造成。不过,有研究^[25]却发现,地表感热通量与对流边界层厚度的对应关系并没有想象的那样好。随后,有研究^[29,30]提出,干旱沙漠地区超厚对流边界层与该地区的强感热通量、显著的风切变及深厚的残余层背景等综合因素有关^[31],但却很难说清各种物理因素的作用机理。有研究^[32]还专门分析了西北干旱地区超厚对流边界层与残余层的关系,也有研究^[33]曾模拟分析边界层顶夹卷作用对干旱区超厚对流边界层的贡献,但都不足以支持超厚对流边界层形成的理由。

到目前为止,以往所有研究对超厚对流边界层成因的解释都远远不够完善,都存有不少疑虑,无法解释清楚。比如,感热通量与边界层厚度的对应关系有时候并不是很好,风切变对超厚对流边界层的物理联系也很牵强,残余层背景或夹卷效应如何作用超厚对流边界层发展过程也没有清晰的物理机理支持,等。迄今,还没有任何研究从对流边界层发展的能量机制角度系统讨论过干旱地区超厚对流边界层的形成机制。鉴于此,本文期望利用在西北干旱地区腹地的敦煌荒漠戈壁区2006年6~7月展开的陆-气相互作用综合试验资料^[28]及2006~2016年的探空资料和常规气象观测资料,对该地出现的超厚对流边界层发展过程进行深入分析,并从大气边界层发展的能量机制出发,系统揭示干旱地区超厚对流大气边界层的形成机制,为深入认识这种超厚对流边界层的天气气候学意义及其在数值模式中的物理参数化提供理论基础。

1 资料和方法

1.1 研究区域与资料

本文选取地处中国西北干旱区腹地的敦煌荒漠戈壁区为研究区。该地在北半球中纬度地带,经度为94°31'E,纬度为40°10'N,海拔高度为1140 m,下垫面为几乎无任何植被的砾石戈壁。其年平均降水量仅40 mm左右,日照时数多达1114.2 h,年平均蒸发皿蒸发量高达3400 mm,年平均温度为9.7°C,冬、夏平均温度相差40°C以上,地面年平均风速约为2.7 m/s。是西北干旱区的典型代表性区域。该地不仅有国家探空观测站的常年探空观测,而且以往还开展过陆-气相互作用综合观测试验^[28],具有研究所需要的基础资料。并且,该地周围没有比较大的地形和水体,相对平坦开阔,既比较符合大气边界层和陆面过程观测的技术要求,也避免了一些复杂因素对大气边界层形成的影响。

陆面过程与大气边界层资料利用的是2006年6月28日至7月17日开展的陆-气相互作用综合观测试验资料^[30]。该试验布设有超声涡动系统(近地层通量观测)和地面辐射平衡观测设备及加密的探空观测。其中,超声涡动仪为Campbell公司生产的CSAT3型,架设高度为2.5 m;辐射分量观测仪器为美国Eppley公司生产的PSP型,架设高度为1.5 m;探空观测为GFE(L)1型二次测风雷达和GTS1型数字式探空仪组成的L波段雷达探空系统^[34,35],该系统观测的气象要素包括温度、湿

度、风速、风向、气压等, 探空高度保持在10 km以上, 每隔10 m记录一次探空观测数据, 每日观测8次, 分别为北京时07, 09, 11, 13, 15, 17, 19, 21时. GTS1型探空仪的气压观测误差在500 hPa以下为2 hPa, 在500 hPa以上为1 hPa; 相对湿度观测误差在-25°C以上为5%, 在-25°C以下为10%; 风向观测误差在风速大于10 m s⁻¹时为2.5°, 风速小于10 m s⁻¹时为5°; 风速观测误差小于10%; 温度观测误差为0.2°C; 测距精度为20 m, 测角精度为0.08°^[36]. 该资料已在以往研究中得到了很好的应用^[30], 其技术指标能够满足研究需要^[31]. 在观测期间7月5~7日有一次降水过程, 其他时间均基本为晴空天气.

研究所用的常规探空资料为敦煌探空站2006~2016年的观测资料, 每日观测两次, 分别为北京时07和19时, 探空观测同样用的是GFE(L)1型二次测风雷达和GTS1型数字式探空仪组成的L波段雷达探空系统. 可用《L波段(1型)高空气象探测系统数据处理软件(V3.32)》将每次探空观测资料处理为10 m间隔的气象要素数据, 该软件在全国各气象部门业务中广泛使用, 可靠性较高. 研究还用到敦煌气象站常规观测的气温和地表温度等资料, 以计算地-气温差及所需要分析的有关物理量.

同时, 将近地层通量观测和地面辐射平衡观测资料处理为每小时的平均量, 并将探空观测的温度数据利用泊松方程换算成位温数据:

$$\theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{0.286} - 273.16, \quad (1)$$

上式中, θ 为位温(°C), T 为热力学温度(K), P 为气压(hPa).

1.2 对流边界层和残余层厚度的确定方法

在陆-气相互作用综合观测试验期间(2006年6月28日至7月17日), 由于白天有时间分辨率较高的探空观测, 能够直接捕捉到对流边界层的结构及其变化过程, 所以可以用位温廓线法来直接确定对流边界层厚度^[37~39]. 具体方法是将从地面开始最先出现强度超过0.3°C/100 m的大气逆温层底部确定为对流边界层高度. 而将白天对流边界层顶以上或夜间逆温边界层顶以上与在更高大气层再次出现的较弱逆温层顶盖以下范围定义为残余层^[18], 该层大气基本保持为近中性大气层结.

对于每天只有早、晚两次观测的常规探空观测资料, 由于捕捉不到白天对流边界层的结构和变化, 无法直接由位温廓线法来确定对流边界层厚度. Holzworth^[40]提出了一种利用干绝热曲线法来估算对流边界层日最大厚度的方法. 该方法的基本原理是将清晨探空观测的温度廓线与午后地面最高气温作干绝热线的交叉点高度确定为每日对流边界层发展的最大厚度. 图1给出了Holzworth方法间接估算的对流边界层日最大厚度与位温廓线法直接确定值的相关性对比. 由该图可看出, 这两种方法确定的对流边界层日最大厚度具有很好的一致性, 相关系数高达0.94, 相对标准偏差也较小, 为17.4%. 这表明Holzworth干绝热法估算的对流边界层日最大厚度具有较高的可靠性. 最大残余层厚度同样可利用清晨07时的位温廓线来确定, 在近地面逆温层结即稳定边界层上部位温基本保持近中性的近地层即为残余层.

同时, 由于在常规探空观测期没有地表热通量观测资料的匹配, 限制了从气候角度分析对流边界层与地表加热的关系. 为了克服这一局限, 本文将用地-气温差来定性代替地表感热通量. 图S1给出了陆-气相互作用综合观测试验期间从早晨08时起累积地表感热通量与累积地-气温差的相关性对比(分别为每天的09, 11, 13, 15, 17及19时). 通过对比表明, 感热通量与地-气温差具有很好的相关性, 相关系数高达0.91, 离散性也较小, 基本可以在没有感热通量观测时段, 用地-气温差作为影响对流边界层发展的陆面热力要素来代替地表感热通量.

图1 位温廓线法与干绝热曲线法确定的对流边界层厚度对比
Figure 1 Comparison of the thickness of the CBL determined by the method of potential temperature profile and dry adiabatic curve

2 地表感热加热作用对对流边界层发展的贡献

一般认为, 对流大气边界层厚度为1~2 km^[10], 但近年在干旱区发现夏季晴天对流边界层厚度可以高达4 km以上^[2,17,18]. 为了更全面地了解这种干旱区超厚对流边界层现象的发生规律, 在图2中用长期探空观测资料给出了2006~2016年敦煌地区对流边界层日最大厚度的年循环特征. 从图2看出, 干旱地区对流边界层厚度的季节变化十分明显, 受天气条件影响也比较显著. 对流边界层厚度在1和12月最薄, 月平均值只有0.7~0.8 km, 但在天气条件比较理想时, 月最大值也能达到2 km左右; 而5月份对流边界层发展最厚, 月平均值可厚达3.6 km以上, 在天气条件比较理想的日期, 月最大值更可厚达5.4 km左右, 这比以往短期观测试验中发现的超厚对流边界层^[17]还要更厚一些. 这主要是因为5月份正好处在既是降水少、土壤干燥的旱季, 又是天气晴朗、太阳辐射强的地表强加热期, 地表感热加热最为显著, 而以往的观测试验主要在7月份^[30], 虽然太阳辐射也比较强, 但却处在降水稍多、土壤稍湿、云遮挡稍多的雨季, 捕捉不到全年最厚的对流边界层现象. 不过, 西北干旱地区5月份最厚的对流边界层厚度与非洲撒哈拉地区发现的最厚对流边界层厚度相当^[24], 对流边界层厚度的季节变化特征也与非洲等其他干旱区观测到的结果比较类似^[25,13].

从每月最大对流边界层厚度的年分布特征来看, 除了1, 12, 11月而外, 全年其他月份基本都超过了3 km, 在4~9月期间甚至超过了4 km. 即使月平均对流边界层厚度, 也在4~7月份均明显超过了3 km. 这说明在干旱地区超厚对流边界层的出现具有一定的普遍性, 除冬季外, 其他季节只要天气条件合适都有可能出现, 而在夏季基本上会经常出现. 所以, 在干旱地区超厚对流边界层的气候学意义不言而喻. 同时, 也很容易观察到, 干旱地区对流边界层厚度很有规律的年循环特征与太阳辐射加热活动有一定的一致性, 这意味着应该从太阳辐射加热活动去寻找对流边界层发展的能量机制.

从原理上讲, 太阳辐射能量主要通过地表转化为感热和潜热来加热大气. 潜热只有在大气较高层经过凝结成云过程的潜热释放来加热大气, 并且在干旱地区潜热通量本身也很弱^[31]. 因此, 在干旱地区太阳辐射加热对对流边界层发展的能量作用主要通过感热加热方式来体现. 为了了解对流边界层发展与感热加热的

图2 2006~2016年敦煌地区对流边界层日最大厚度的年循环特征
Figure 2 Annual cycle characteristics of maximum daily thickness of CBL in Dunhuang in 2006–2016

关系, 图3给出了陆-气相互作用综合观测试验期对流边界层厚度与同时次感热通量和累积感热通量的相关性对比, 累积感热通量的计算均为从早晨08时开始进行累积, 分别为每天的09, 11, 13, 15, 17及19时. 由该图可见, 对流边界层厚度与实时感热通量的相关性并不好, 相关系数仅为0.03, 几乎看不出有何关系. 但对流边界层厚度与累积感热通量的相关性却很好, 其相关系数高达0.78. 这说明控制对流边界层发展的主要不是当时的感热通量, 而是白天感热通量的累积效应, 这反映了对流边界层逐步发展的过程.

事实上, 对流边界层厚度与累积感热通量的关系也被以往经典理论所认可. Stull^[41]认为, 认识对流边界层发展机理的最简单的方法之一就是略去动力学的作用, 而将注意力集中在热力学上. 因为, 从本质上讲, 对流边界层的发展是大气通过吸收外界提供的热量产生的干对流活动的结果. 以干对流活动为主的混合运动能够改变大气位温的垂直结构, 使对流边界层内位温均匀分布. 鉴于此, 根据Stull^[41]的思路, 对流边界层发展过程可以用吸收能量与提供能量的平衡来表示:

$$\int_{\theta=\theta_0}^{\theta=\theta_1} z(\theta) d\theta = \int_{t=t_0}^{t=t_1} H_p dt, \quad (2)$$

上式左边是发展 z 厚度对流边界层所需要吸收的能量, 右边是到 t_1 时间外界所累积提供的能量. θ 为位温, 单位为 $^{\circ}\text{C}$; z 是对流边界层厚度, 单位为 m ; H_p 是外界提供的能量, 单位为 K m/s ; t_0 和 t_1 分别是开始和当时的时间, 单位为 s . 一般, 在晴天无云且略去平流、辐射、潜热加

图3 陆-气相互作用综合观测试验期对流边界层厚度与实时感热通量(a)和累积感热通量(b)的相关对比

Figure 3 Correlation of CBL thickness with real-time sensible heat flux (a) and cumulative sensible heat flux (b) in the period of comprehensive observation of land-air interaction

热的能量贡献后, 外界提供的强迫能量可表示为

$$H_p = H_s + H_e + H_v, \quad (3)$$

式中 H_s , H_e , H_v 分别是地表感热通量提供的能量、边界层顶夹卷热量、垂直运动输送的热量, 单位均是 K m/s . 如果在没有天气系统和地形影响时, 垂直运动也可以忽略. 由此, (3)式可变为

$$H_p = H_s + H_e. \quad (4)$$

将(4)式代入(2)式有

$$\int_{\theta=\theta_0}^{\theta=\theta_1} z(\theta) d\theta = \int_{t=t_0}^{t=t_1} (H_s + H_e) dt. \quad (5)$$

在很多情况, 对流边界层发展主要考虑地表感热加热的贡献^[41], 上式可简化为

$$\int_{\theta=\theta_0}^{\theta=\theta_1} z(\theta) d\theta = \int_{t=t_0}^{t=t_1} H_s dt. \quad (6)$$

通常情况下, 上式中 H_s 可表示为

$$H_s = \overline{w'\theta'_s}(t), \quad (7)$$

上式中 $\overline{w'\theta'_s}(t)$ 是当前时次的湍流感热通量提供的能量. 将(7)式代入(6)式有

$$\int_{\theta=\theta_0}^{\theta=\theta_1} z(\theta) d\theta = \int_{t=t_0}^{t=t_1} \overline{w'\theta'_s}(t) dt. \quad (8)$$

上式正好从原理上说明了对流边界层发展主要受累积感热通量影响, 而不是受实时的感热通量影响, Stull等人^[41]也经常以该公式为基础来讨论对流边界层的发展机制. 图S2给出的感热加热作用维持对流边界层发展的能量示意图大致表示了(8)式的基本原理, 图中灰色部分为发展 t_1 时厚度的对流边界层所需要吸收

的能量, 斜线阴影部分为白天从 t_0 到 t_1 时地表感热通量所累积提供的能量. 为便于计算, 可以把(8)式的积分形式变为差分求和形式:

$$\sum_{i=0}^{i=n} z(\theta_i) \Delta\theta_i = \sum_{i=0}^{i=n} \overline{w'\theta'_{s_i}} \Delta t_i, \quad (9)$$

上式中 $\Delta\theta_i$ 和 Δt_i 分别是位温和时间的差分变量, 单位分别为 $^{\circ}\text{C}$ 和 s . 由于2006年6月28日至7月17日开展的陆-气相互作用综合观测试验每日白天加密观测为09, 11, 13, 15, 17及19时, 因此 n 的取值为5.

用陆-气相互作用观测试验资料可以定量计算出(9)式中的左右两项. 图S3给出了陆-气相互作用综合观测试验期(2006年6月28日至7月17日)发展对流边界层需要吸收的能量(E_a)与地表感热通量累积提供的能量(E_b)的相关性比较, 地表感热通量累积能量的计算均为08时至19时之间所累积的能量, 计算发展对流边界层需要吸收的能量与地表感热通量累积提供的能量均为对单位面积空气柱所做的定量分析. 由图可见, 虽然对流边界层发展所吸收的能量与地表感热通量提供的累积能量的相关性比较好, 二者相关系数达到了0.74. 但很显然, 二者有显著的系统性偏差, 平均偏差高达9.7 MJ, 对流边界层发展所吸收的能量远大于地表感热通量累积所提供的能量. 定量对比来看, 对流边界层发展吸收的能量与地表感热通量提供能量的日平均值分别为16.1和6.4 MJ, 两者相差近10 MJ, 感热通量累积提供的能量只占对流边界层发展所需要吸收能量的40.0%, 还有大约60.0%的对流边界层发展所要吸收的能量按照(6)式是无法解释的. 这说明尽管地表感热通量累积效应对对流边界层发展是至关重要的, 但对流边界层

发展绝非只靠感热通量所提供的能量,还应该考虑其他能量来源的贡献。

为了更清楚说明地表感热通量贡献对发展对流边界层的局限性,从陆-气相互作用综合观测试验期(2006年6月28日至7月17日)特意挑选了一个典型的持续晴天过程(7月8~11日),来观察对流边界层厚度与地表感热通量的变化过程。图4给出了2006年7月8~11日持续晴天白天各时次对流边界层厚度与感热通量积分值的相关性和对流边界层日最大厚度与感热通量日积分值的变化趋势对比。由图4(a)可见,白天各时次对流边界层厚度与感热通量积分值的相关性也不是很明显,相关系数仅为0.44,离散也很大。而且,所表现出的相关性还更多体现了对流边界层在当日发展过程中随累积地表感热通量增加而增加的趋势。但很显然,在累积地表感热通量增幅同等的情况下,对流边界层的增幅却差别很大。图4(b)则更清楚表明,在这4个持续晴天中,虽然白天地表感热通量的日积分值没有多大变化,基本都在6.8~8.6 MJ之间,甚至有时还会有所降低,但对流边界层日最大厚度却一直在明显持续增高,从2 km左右发展到了4 km以上,并没有追随白天地表感热通量日积分值的变化趋势。Cuesta^[25]的研究也表明,地表感热通量与对流边界层日最大厚度的对应关系并不是很好。这进一步说明,除地表感热而外,可能还有其他支持对流边界层发展的能量。

为了从气候角度进一步了解对流边界层发展的能量规律,对2006~2016年间所有典型持续晴空期的地表加热过程和对流边界层发展过程进行了分析,用地-气温差作为地表加热参数代替感热通量,累积地-气温差

均为08时至19时之间的累积值。由于前期天气条件对晴空期边界层发展和地表加热过程有一定影响,将晴空期过程分为雨天转晴和阴天转晴两类过程。对于降雨后转晴的过程,降雨之前的晴天对流边界层的残余层已经完全被降雨过程破坏,并且土壤湿度有所增加,地表加热比较缓慢;对于阴天转晴的过程,阴天之前的晴天对流边界层的残余层仍然得到较好存留,而且土壤较干,地表加热比较快。在2006~2016年11年间共有19次雨天转晴过程和55次阴天转晴过程。从图S4给出的雨天转晴和阴天转晴的两类持续晴空期日最大对流边界层归一化厚度的变化特征表明,无论雨天转晴还是阴天转晴,对流边界层日最大厚度在晴空期都会在第一天的基础上逐日不断增加,并在达到一定高度后基本保持稳定。后期的增长幅度大约与第一天形成的对流边界层日最大厚度相当。这一方面说明,与图4所揭示的情况一样,对流边界层在第一个晴天后仍然会有如此大幅度增长必然有相应途径的能量来源所支持。另一方面也说明,由于受大气输送规律的制约,地表热力过程对大气的的影响范围是有限的,对流边界层并不会无限增长。

同时,我们还注意到,阴天转晴类型的对流边界层日最大厚度增长的更为迅速,而雨天转晴过程则相对缓慢。这说明,残余层环境和土壤湿度环境都可能会对对流边界层发展产生影响。因为对雨天转晴类型而言,不仅由于土壤较湿使得地表受太阳辐射加热较慢,而且由于第一天没有残余层提供的中性大气环境,这都会使对流边界层发展相对比较缓慢;而对阴天转晴类型则正好相反,对流边界层逐日发展会较为迅速。

图4 2006年7月8~11日持续晴天白天各时次对流边界层厚度与感热通量积分值的相关性(a)和对流边界层日最大厚度与感热通量日积分值的变化趋势(b)对比

Figure 4 Correlation between CBL thickness and sensible heat flux integral value (a) and variation trend of diurnal maximum CBL thickness and sensible heat flux integral value (b) in July 8–11, 2006

从表1和图S5给出的阴天转晴类型和雨天转晴类型对流大气边界层发展过程中物理参数统计对比进一步表明,虽然无论阴天转晴类型还是雨天转晴类型,对流大气边界层日最大厚度平均值最终都能达到4200~4300 m.但是,由于雨天转晴与阴天转晴的首日残余层厚度和土壤湿度条件差异,造成对流边界层在晴空期的发展明显不同.阴天转晴类型和雨天转晴类型的日均累积地-气温差分别为167.8和145.2°C,雨天转晴类型的日均累积地-气温差值要小一些,这与土壤湿度的影响有关.但两者差异并不大,相差仅22.6°C,这说明干旱区降水较小,土壤湿度对地表加热和对流边界层发展的影响并不太显著.

不过,阴天转晴类型和雨天转晴类型的对流边界层日最大厚度的日均增幅的差别却十分明显,分别为1631和727 m,阴天转晴类型的日增幅明显更大,是雨天转晴类型的2.4倍.而且,阴天转晴类型和雨天转晴类型的对流边界层厚度达到稳定的时间长度差别也很大,分别为2.5和4.5 d,阴天转晴类型的增长期短,几乎是雨天转晴类型的一半时间.这意味着残余层的近中性大气环境可能对于对流边界层发展有显著影响.

为了更系统地认识只考虑累积地表加热量(感热通量或地-气温差)对分析对流边界层发展带来的不确定性,在图S6中给出了累积地-气温差随对流边界层日最大厚度分布的离散棒(图S6(a))和对流边界层日最大厚度区间地-气温差累积值的正态分布图(图S6(b)).可见,无论哪种形式的图,都很清楚地表明,虽然对流边界层厚度随地-气温差累积值增加而增加的趋势很明显,但即使在同样的对流边界层日最大厚度时地-气温差累积值却具有很大的不确定范围,地-气温差累积值离散范围在100°C左右,几乎与平均值的量级相当.或者在同样的对流边界层日最大厚度区间,地-气温差累积值分布范围也很广,而且对流边界层厚度越厚,地-气温差累积值的分布范围越广,分布概率在0.002时分布范围可达150°C.这更加清楚地表明,地表感热加热并不

是对流边界层发展的唯一能量来源,还应该考虑其他能量来源的贡献.

3 残余层能量的夹卷效应对发展超厚对流边界层的贡献

由上述分析已发现,如仅考虑感热通量的能量贡献,显然无法解释对流边界层整个发展过程,这说明用(6)式作为对流边界层发展的能量控制方程是有局限的.因此,有必要将边界层顶的夹卷能量考虑进来,用(5)式来作为对流边界层发展的能量方程.

图5给出了白天残余层能量通过夹卷进入对流边界层的示意图.由图5可见,由于残余层的存在,对流边界层上面的近中性位温廓线代替了AB线段所表示的无残余层时的理想逆温廓线.所以,当对流边界层发展到残余层时,残余层的潜在能量便会通过夹卷进入到对流边界层,与地表感热通量共同支持对流边界层发展,加速了对流边界层的发展.假设残余层的潜在能量可以全部被夹卷到对流边界层中,残余层夹卷的总能量基本可用斜线区的面积来表示,借鉴Stull^[41]给出的计算对流边界层增长过程所需要吸收能量的公式,残余层的夹卷能量可以表示为

$$H_E = \int_{\theta=\theta_0}^{\theta=\theta_1} (h(\theta) - r(\theta)) d\theta, \quad (10)$$

上式中, $h(\theta)$ 是无残余层情况下的理想逆位温廓线, $r(\theta)$ 是残余层内位温随高度的分布曲线.将(10)和(7)式代入(5)式右边,并将积分形式变为差分求和形式有

$$\sum_{i=0}^{i=n} z(\theta_i) \Delta \theta_i = \sum_{i=0}^{i=n} \overline{w' \theta'_{s_i}} \Delta t_i + \sum_{i=0}^{i=n} (h(\theta_i) - r(\theta_i)) \Delta \theta_i, \quad (11)$$

上式中 $\Delta \theta_i$ 和 Δt_i 分别是位温和时间的差分变量,由于2006年6月28日至7月17日开展的陆-气相互作用综合观测试验每日白天加密观测为09, 11, 13, 15, 17及19时,

表1 阴天转晴类型和雨天转晴类型对流边界层发展过程中物理参数的统计对比

Table 1 Statistical comparison of physical parameters in the development of CBL during cloudy day turn to sunny day type and rainy day turn to sunny day type

	转晴首日残余层厚度(m)	日均地-气温差累积值(°C)	对流边界层厚度日均增长值(m)	停止增长时间(d)	对流边界层厚度最大值(m)
雨天转晴	0	145.2	727	4.5	4224
阴天转晴	1806	167.8	1631	2.5	4333

图5 残余层的夹卷能量为对流边界层发展提供能量的示意图。图中AB线段为无残余层情况下的理想逆位温廓线

Figure 5 Schematic diagram of entrainment energy in RL energy development to CBL development. The AB line is the inverted potential temperature profile without RL

因此 n 的取值为5。如果感热通量维持了图5中已经表示的边界层 $\Delta\theta_i$ 增长,而残余层夹卷能量会继续支持对流边界层发展到残余层顶附近。由此,边界层发展的总能量实际大致应该为图5中ABCD多边形所围成的面积。

为了检验(11)式作为对流边界层发展的能量控制方程的合理性,在图6中给出了陆-气相互作用综合观测试验期(2006年6月28日至7月17日)的对流边界层发展所需要吸收的能量与累积地表感热通量和残余层夹卷能量之和的相关性比较。很显然,图6与图S3相比,如将累积地表感热通量和残余层夹卷能量之和作为对流边界层发展的总能量来源,要明显比只将累积感热通量作为对流边界层发展的能量来源与对流边界层发展所需要吸收的能量相关性和一致性均更好。其相关系数达到了0.81,比只考虑累积感热通量时增加了0.07;平均偏差也只有2.6 MJ,比只考虑累积感热通量时的9.7 MJ相比,少了7.1 MJ。而且,定量对比来看,外界提供的总能量(感热通量和残余层夹卷能量之和)的日平均值达到了17.0 MJ,与对流边界层发展所吸收能量的

图6 陆-气相互作用综合观测试验期,对流边界层发展所需要吸收的能量与累积地表感热通量和残余层夹卷能量之和的相关性比较

Figure 6 Comparison of the correlation between the energy absorbed by the development of the CBL, and the sum of the surface sensible heat flux and the entrainment energy of the RL in the period of comprehensive observation of land-air interaction

日平均值16.1 MJ相比,差异已很小了。这表明在考虑了残余层夹卷能量之后,对流边界层发展所吸收的能量

与外界所提供的总能量之间基本可以平衡. 这说明, 在干旱地区残余层的夹卷能量对对流边界层发展能量具有重要补充, 在对流边界层发展的能量影响机制中必须考虑残余层的夹卷能量的作用, 所以用(5)式作为对流边界层发展的能量控制方程明显比(6)式更合理.

为了更清楚地了解对流边界层在累积地表感热通量和残余层夹卷能量共同作用下的发展过程, 在图7中给出了一个典型的持续晴天期(7月8~11日)对流边界层日最大厚度与残余层厚度、残余层夹卷能量和总能量的变化趋势对比. 该图表明, 对流边界层日最大厚度与总能量、残余层厚度和残余层夹卷能量之间都保持了比较一致的变化趋势, 这与图4所表示的供给能量基本保持不变而对流边界层厚度却不断发展的情况很不同. 在这里正是由于残余层的不断增加, 残余层夹卷能量也不断增加, 因此提供给对流边界层发展的总的能量也持续增加, 并且其增幅与对流边界层厚度的增幅保持了非常一致的趋势.

而且, 由该图我们还能够看出, 由于残余层实际上

是前一天的对流边界层上部没有被地表辐射逆温和环境大气所破坏而保留下来的部分. 所以, 前一天的对流边界层厚度直接决定着残余层厚度, 残余层厚度的不断增加显然是对流边界厚度不断增加的结果. 所以, 对流边界层厚度与残余层厚度之间实际上存在着一个正反馈机制. 当然, 这种正反馈机制不会无限制循环下去, 当对流边界层发展到足够深厚时, 超过了湍流发展的最大尺度, 这时反馈机制会逐渐减弱. 所以, 从开始发展, 在2~5天之后对流边界层厚度便会逐渐达到稳定, 维持在一个基本不变的高度.

正如图8所示, 在夏季甚至春秋季节的大部分时间, 在强烈的太阳辐射作用下, 对流边界层经过一个持续晴天期与残余层的循环增长过程, 其厚度一般都能发展到3 km以上的超厚对流边界层, 甚至在地表加热旺盛时段能够通过循环增长机制发展出超过5 km的极端超厚对流边界层. 不过, 从本质上讲, 这种循环增长机制的源头驱动力还是地表强感热加热作用, 正是由于强感热加热, 才创造了较深厚的对流边界层厚度基础

图7 2006年7月8~11日持续晴空期对流边界层日最大厚度与残余层厚度、残余层夹卷能量和总能量的变化趋势对比

Figure 7 Variation trend of maximum daily CBL thickness, RL thickness, the sum of sources energy and RL entrainment energy during persistent sunny days in 8–11 July, 2006

图8 对流边界层与残余层之间的正反馈循环增长形成超厚对流大气边界层的示意图
Figure 8 Schematic diagram of positive feedback growth mechanism between super thick CBL and RL

和较深厚的残余层环境,从而触发了对流边界层与残余层之间的正反馈循环过程,最终发展出超厚对流大气边界层。

为了综合理解对流边界层发展与累积地表感热通量和夹卷能量的关系及其与残余层的循环增长机制,在图S7中给出了陆-气相互作用综合观测试验期间几次持续晴天期对流边界层日最大厚度的日增幅与每日残余层夹卷能量及对流边界层日最大厚度与每日总能量之间的相关性比较。从图S7可以看出,在最初形成的对流边界层基础上,对流边界层厚度日最大厚度的每日增幅与每日来自残余层的夹卷能量具有很好的相关性,相关系数达到了0.85。这说明在任何一个持续晴天期,在地表感热基本稳定的情况下,对流边界层日最大厚度之所以还能逐日持续增长,主要源于不断增加的残余层潜在能量的不断增长。正是由于这种机制的作用,对流边界层日最大厚度与总能量之间也保持了很好的相关性,相关系数也达到了0.77,比之前单纯考虑累积感热通量的相关性(0.44)提高了0.33。这意味着前面图7和8提出的对流边界层发展与残余层、累积地表感热通量和夹卷能量之间的关系具有一定普遍性。

4 结论与讨论

在西北干旱地区,全年除冬季之外的大多数时间都有可能发展出超过3 km的超厚对流边界层,甚至在既少雨又太阳辐射较强的初夏时段,对流边界层有可

能达到5.4 km的极端状态,明显超出了以往在该地区夏季降水稍多的盛夏时所观测到的对流边界层厚度,但与最近国际上在非洲撒哈拉沙漠发现的对流边界层厚度的极端情况是基本一致的。

虽然从对流边界层发展的一般机理上讲,对流边界层发展与地表感热通量之间是密切关联的,但实际上对流边界层厚度与同时次的地表感热通量的相关性并不太好,而与累积地表感热通量的相关性却很好。这说明对流边界层发展是地表感热通量持续累积作用的结果,这本质上也更符合对流边界层的能量作用机制。

不过,对流边界层与累积地表感热通量的关系更多表现在其日循环尺度上,而在日际变化尺度上对流边界层日最大厚度与每日累积感热通量的关系却并不好。在持续晴空期内,即使地表感热通量相对比较稳定,但对流边界层日最大厚度却仍然会逐渐持续增加,而且如果只以地表感热通量作为对流边界层发展的能量来源,并不能解释超厚对流边界层发展所吸收的能量,大约有超过一半的能量无法仅靠累积地表感热通量来平衡。

因此,对于干旱区而言,在对流边界层发展的能量控制方程中如果仅考虑累积地表感热通量具有很大缺陷,还必须补充考虑边界层顶的夹卷能量作用。边界层顶以上的近中性状态的残余层大气里所蕴藏的潜在能量一般会通过夹卷过程进入到对流边界层,为对流边界层在连续晴空期的持续发展提供重要的能量保障。所以,如果同时考虑了累积地表感热通量和残余层夹卷

能量之后,对流边界层发展所需要吸收的能量与能够提供的总能量之间可以很好地平衡,相关性和一致性都十分理想。

在干旱区之所以出现超厚对流边界层,除了源于该地区夏半年强烈的感热加热而外,更多是由于该地区持续晴空期比较多。在每个持续晴空期,对流边界层与残余层之间的正反馈机制会得到充分发挥。在这种机制下,对流边界层日最大厚度与残余层厚度之间会不断循环增长,一般都会逐步发展为超厚对流边界层。否则,在夏季对流边界层厚度一般只能达到2~3 km之间,很难出现超厚对流边界层现象。当然,强烈的感热加热无疑是对流边界层与残余层之间正反馈循环增长

机制的关键触发因素,也正因为如此超厚对流边界层现象也只能出现在夏季地表加热剧烈的干旱地区。

虽然对流边界层发展主要受热量控制,但动力过程和地形作用以及大气高低压系统都与对流边界层发展有一定关系。这些因素不仅会直接参与对流边界层的能量作用过程,而且还会通过影响热能传递和输送间接影响能量加热效益的发挥。但为了突出对流边界层发展的主要能量机制,这些因素在本文分析讨论中均没有考虑,会在一定程度上影响本文分析结论的普适程度,这有待今后通过不同地表环境和大气环流背景下的陆-气相互作用综合观测试验和科学设计的数值模拟实验,及更广泛地多源资料分析来深入探讨。

致谢 感谢中国气象局兰州干旱气象研究所王胜研究员提供资料。

参考文献

- 1 Zhang Q, Zhao Y D, Wang S, et al. A study on atmospheric thermal boundary layer structure in extremely arid desert and gobi region on the clear day in summer (in Chinese). *Adv Earth Sci*, 2007, 22: 1150–1159 [张强, 赵映东, 王胜, 等. 极端干旱荒漠区典型晴天大气热力边界层结构分析. *地球科学进展*, 2007, 22: 1150–1159]
- 2 Zhang Q. Study on depth of atmospheric thermal boundary layer in extreme arid desert regions (in Chinese). *J Desert Res*, 2007, 27: 614–620 [张强. 极端干旱荒漠地区大气热力边界层厚度研究. *中国沙漠*, 2007, 27: 614–620]
- 3 Liu H Z, Fen J W, Wang L, et al. Overview of recent studies on atmospheric boundary layer physics at LAPC (in Chinese). *Chin J Atmos Sci*, 2013, 37: 467–476 [刘辉志, 冯健武, 王雷, 等. 大气边界层物理研究进展. *大气科学*, 2013, 37: 467–476]
- 4 Huang R H, Zhou D G, Chen W, et al. Recent progress in studies of air-land interaction over the arid area of northwest China and its impact on climate (in Chinese). *Chin J Atmos Sci*, 2013, 37: 189–210 [黄荣辉, 周德刚, 陈文, 等. 关于中国西北干旱区陆-气相互作用及其对气候影响研究的最近进展. *大气科学*, 2013, 37: 189–210]
- 5 Zhang Q, Wang S. On physical characteristics of heavy dust storm and its climatic effect (in Chinese). *J Desert Res*, 2005, 25: 675–681 [张强, 王胜. 论特强沙尘暴(黑风)的物理特征及其气候效应. *中国沙漠*, 2005, 25: 675–681]
- 6 Cai X N, Shou S W, Zhong Q. Impact of different boundary layer parameterization schemes on the numerical simulation for a rainstorm (in Chinese). *Trans Atmos Sci*, 2006, 29: 364–370 [蔡苏宁, 寿绍文, 钟青. 边界层参数化方案对暴雨数值模拟的影响. *大气科学学报*, 2006, 29: 364–370]
- 7 Angevine W M, White A B, Avery S K. Boundary-layer depth and entrainment zone characterization with a boundary-layer profiler. *Bound-Layer Meteorol*, 2007, 68: 375–385
- 8 Garratt J R. *The Atmospheric Boundary Layer*. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. 316
- 9 Sheng P X, Mao J T, Li J G, et al. *Atmospheric Physics* (in Chinese). Beijing: Peking University Press, 2003. 239–272 [盛裴轩, 毛洁泰, 李建国, 等. *大气物理学*. 北京: 北京大学出版社, 2003. 239–272]
- 10 Kaimal J C, Finnigan J J. *Atmospheric Boundary Layer Flows*. Oxford: Oxford University Press, 1994. 391–420
- 11 Raman S, Templeman B, Templeman S, et al. Structure of the Indian southwesterly pre-monsoon and monsoon boundary layers: Observations and numerical simulation. *Atmos Environ Part A General Top*, 1990, 24: 723–734
- 12 Gamo M, Goyal P, Kumari M, et al. Mixed-layer characteristics as related to the monsoon climate of New Delhi, India. *Bound-Layer Meteorol*, 1994, 67: 213–227
- 13 Gamo M. Thickness of the dry convection and large-scale subsidence above deserts. *Bound-Layer Meteorol*, 1996, 79: 265–278
- 14 Li M S, Ma Y M, Ma W Q, et al. Structural difference of atmospheric boundary layer between dry and rainy seasons over the central Tibetan Plateau (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 2011, 33: 72–79 [李茂善, 马耀明, 马伟强, 等. 藏北高原地区干、雨季大气边界层结构的不同特征. *冰川冻土*, 2011, 33: 72–79]
- 15 Chen X, Škerlak B, Rotach M W, et al. Reasons for the extremely high-ranging planetary boundary layer over the Western Tibetan Plateau in winter. *J Atmos Sci*, 2016, 73: 2021–2038

- 16 Chen X, Añel J A, Su Z, et al. The deep atmospheric boundary layer and its significance to the stratosphere and troposphere exchange over the Tibetan Plateau. *PLoS One*, 2013, 8: e56909
- 17 Zhang Q, Wei G A, Hou P. Observation studies of atmosphere boundary layer characteristic over Dunhuang gobi in early summer (in Chinese). *Plateau Meteorol*, 2004, 23: 587–597 [张强, 卫国安, 侯平. 初夏敦煌荒漠戈壁大气边界结构特征的一次观测研究. *高原气象*, 2004, 23: 587–597]
- 18 Takemi T, Satomura T. Numerical experiments on the mechanisms for the development and maintenance of long-lived squall lines in dry environments. *J Atmos Sci*, 2000, 57: 1718–1740
- 19 Yang Y, Liu X Y, Lu Z H, et al. Study on depth of atmospheric boundary layer in gobi desert regions of the Bosten lake basin (in Chinese). *Acta Sci Nat Univ Pek*, 2016, 52: 829–836 [杨洋, 刘晓阳, 陆征辉, 等. 博斯腾湖流域戈壁地区大气边界层高度特征研究. *北京大学学报(自然科学版)*, 2016, 52: 829–836]
- 20 Ma M, Pu Z, Wang S, et al. Characteristics and numerical simulations of extremely large atmospheric boundary-layer heights over an arid region in North-west China. *Bound-Layer Meteorol*, 2011, 140: 163–176
- 21 Zhao C L, Lü S H, Li Z G, et al. Numerical simulation of influence of land surface thermal condition on Badain Jaran Desert atmospheric boundary layer height in summer (in Chinese). *Plateau Meteorol*, 2014, 33: 1526–1533 [赵采玲, 吕世华, 李照国, 等. 夏季巴丹吉林沙漠陆面热状况对边界层高度影响的模拟实验. *高原气象*, 2014, 33: 1526–1533]
- 22 Messenger C, Parker D J, Reitebuch O, et al. Structure and dynamics of the Saharan atmospheric boundary layer during the West African monsoon onset: Observations and analyses from the research flights of 14 and 17 July 2006. *Quart J Roy Meteorol Soc*, 2006, 136: 107–124
- 23 Parker D J, Thorncroft C D, Burton R R, et al. Analysis of the African easterly jet, using aircraft observations from the JET2000 experiment. *Quart J Roy Meteorol Soc*, 2000, 131: 1461–1482
- 24 Marsham J H, Parker D J, Grams C M, et al. Observations of mesoscale and boundary-layer circulations affecting dust uplift and transport in the Saharan boundary layer. *Atmos Chem Phys Discuss*, 2008, 8: 8817–8846
- 25 Cuesta J, Edouard D, Mimouni M, et al. Multiplatform observations of the seasonal evolution of the Saharan atmospheric boundary layer in Tamanrasset, Algeria, in the framework of the African monsoon multidisciplinary analysis field campaign conducted in 2006. *J Geophys Res Atmos*, 2008, 113: 596–598
- 26 Cuesta J, Marsham J H, Parker D J, et al. Dynamical mechanisms controlling the vertical redistribution of dust and the thermodynamic structure of the West Saharan atmospheric boundary layer during summer. *Atmos Sci Lett*, 2010, 10: 34–42
- 27 Zhang Q, Wang S. On physical characteristics of heavy dust storm and its climatic effect (in Chinese). *J Desert Res*, 2005, 25: 675–681 [张强, 王胜. 论特强沙尘暴(黑风)的物理特征及其气候效应. *中国沙漠*, 2005, 25: 675–681]
- 28 Zhang Q, Wang S, Sun Z X. A study of atmospheric boundary layer structure during a clear day in the arid region of Northwest China. *Acta Meteorol Sin*, 2009, 23: 327–337
- 29 Zhang Q, Wang S, Zhang J, et al. The progress on land surface processes and atmospheric boundary layer in arid regions (in Chinese). *Adv Earth Sci*, 2009, 24: 1185–1194 [张强, 王胜, 张杰, 等. 干旱区陆面过程和大气边界层研究进展. *地球科学进展*, 2009, 24: 1185–1194]
- 30 Zhang Q, Zhang J, Qiao J, et al. Relationship of atmospheric boundary layer depth with thermodynamic processes at the land surface in arid regions of China. *Sci China Earth Sci*, 2012, 54: 1585–1594
- 31 Zhang Q, Wang S, Li Y Y. The study of physical mechanism of influence on atmospheric boundary layer depth in arid regions of Northwest China. *Acta Meteorol Sin*, 2006, 20: 1–12
- 32 Zhao C L, Lü S H, Han B, et al. Relationship between the convective boundary layer and residual layer over Badain Jaran Desert in summer (in Chinese). *Plateau Meteorol*, 2016, 35: 1004–1014 [赵采玲, 吕世华, 韩博, 等. 夏季巴丹吉林沙漠残余层与深厚对流边界层的关系研究. *高原气象*, 2016, 35: 1004–1014]
- 33 Zhao J H, Zhang Q, Wang S. A simulative study of the thermal mechanism for development of the convective boundary layer in the arid zone of northwest China (in Chinese). *Acta Meteorol Sin*, 2011, 69: 1029–1037 [赵建华, 张强, 王胜. 西北干旱区对流边界层发展的热力机制模拟研究. *气象学报*, 2011, 69: 1029–1037]
- 34 Zhang L G, Wang R Z, Huang X M, et al. Introduction of L band wind finding radar electronic radiosonde system (in Chinese). *J Arid Meteorol*, 2002, 4: 30–32 [张立功, 王汝忠, 黄小明, 等. L波段测风雷达-电子探空仪系统简介. *甘肃气象*, 2002, 4: 30–32]
- 35 Yu W P, Zhang C C. L band (1) High Altitude Meteorological Detection System Business Operation Manual (in Chinese). Beijing: Meteorological Press, 2005. 12–18 [俞卫平, 章澄昌. L波段(1型)高空气象探测系统业务操作手册. 北京: 气象出版社, 2005. 12–18]
- 36 Li Y Y, Zhang Q, Xue X L, et al. Relationship between atmosphere boundary layer characteristics and sand-dust weather climatology in Minqin (in Chinese). *J Desert Res*, 2011, 31: 757–764 [李岩瑛, 张强, 薛新玲, 等. 民勤大气边界层特征与沙尘天气的气候学关系研究. *中国沙漠*, 2011, 31: 757–764]
- 37 Holzworth G C. Estimates of mean maximum mixing depths in the contiguous United States. *Month Weather Rev*, 1964, 12: 235–242
- 38 Hyun Y K, Kim K E, Ha K J. A comparison of methods to estimate the height of stable boundary layer over a temperate grassland. *Agric For*

- Meteor, 2005, 132: 132–142
- 39 Seibert P, Beyrich F, Gryning S E, et al. Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. *Atmos Environ*, 2000, 34: 1001–1027
- 40 Holworth G C. Mixing depths, wind speeds and air pollution potential for selected locations in the United States. *J Appl Meteor*, 1967, 6: 1039–1044
- 41 Stull. Introduction to Boundary Layer Meteorology (in Chinese). Qingdao: Qingdao Ocean University Press, 1991. 493–494 [斯塔尔. 边界层气象学导论. 青岛: 青岛海洋大学出版社, 1991. 493–494]

补充材料

图S1 陆-气相互作用综合观测试验期累积地表感热通量与累积地-气温差的对比

图S2 感热加热作用下对流边界层发展的能量示意图

图S3 陆-气相互作用综合观测试验期对流边界层发展所吸收的能量与地表感热通量累积提供的能量对比

图S4 雨天转晴和阴天转晴的持续晴空期日最大对流边界层归一化厚度变化特征

图S5 阴天转晴类型和雨天转晴类型对流边界层发展过程中物理参数对比

图S6 累积地-气温差随对流边界层日最大厚度分布的离散棒和对流边界层日最大厚度区间地-气温差累积值的正态分布图

图S7 几次持续晴空期对流边界层日最大厚度的日增幅与每日残余层夹卷能量及对流边界层日最大厚度与每日总能量之间的相关性比较

本文以上补充材料见网络版csb.scichina.com. 补充材料为作者提供的原始数据, 作者对其学术质量和内容负责.

Summary for “干旱区夏季晴空期超厚对流边界层发展的能量机制”

The energy mechanism controlling the continuous development of a super-thick atmospheric convective boundary layer during continuous summer sunny periods in an arid area

Qiang Zhang^{1,2*}, Liang Qiao^{1,3,4*}, Ping Yue² & Yanying Li⁵¹ Institute of Arid Meteorology, China Meteorological Administration, Lanzhou 730020, China;² Gansu Provincial Meteorological Bureau, Lanzhou 730020, China;³ College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China;⁴ Gansu Provincial Meteorological Information and Technic Support and Equipment Center, Lanzhou 730020, China;⁵ Wuwei Meteorological Bureau in Gansu, Wuwei 733000, China

* Corresponding authors, E-mail: zhangqiang@cma.gov.cn; qiaol16@lzu.edu.cn

In the arid regions of the world, due to the specific climatic and environmental background, a super-thick convective boundary layer (SCBL) often develops on sunny days in summer, whereas such phenomena rarely occur in other areas. This special boundary layer structure has an important synoptic and climatic significance, but there have been few studies of its development mechanism in arid areas, which greatly restricts the parametric improvement of the SCBL and our understanding of the interaction between weather and climate processes. This study was conducted in Dunhuang, which is located in the hinterland of northwest China. Based on data obtained from land-air interaction experiments and long-term operational sounding observations in this region, the energy mechanism controlling the development of the CBL and the developmental process of the SCBL were systematically analyzed. In arid northwest China, it is possible that the thickness of the CBL can extend to over 3 km for most of the year, except winter. Even in the early summer, when there is little rain and strong solar radiation, the thickness of the CBL may reach an extreme state of 5.4 km. The thickness of the CBL at this time is higher than that observed in midsummer, when there is slightly more precipitation in this area. This is basically consistent with the extreme thickness of the CBL recently discovered in the Sahara Desert in Africa. In the general mechanism that controls the development of the CBL, there is a close relationship between the development of the CBL and the sensible heat flux of the surface. However, the correlation between the thickness of the CBL and the surface sensible heat flux at the same time is not strong, whereas the correlation between the thickness of the CBL and the cumulative surface sensible heat flux is very strong. This indicates that the development of the CBL is the result of the continuous accumulation of the sensible heat flux on the surface, which is consistent with the energy mechanism controlling the CBL. Although the development of the CBL is closely related to the cumulative heating effect of the daytime surface sensible heat flux, the CBL would still continue to increase even if the integral value of the daytime surface sensible heat flux remained unchanged or even weakened during the continuous clear sky period. The energy provided through sensible heat does not fully explain the energy required to develop the CBL. This is mainly because the deep near-neutral residual layer (RL) background plays an important role in the development of the SCBL. The entrainment energy from the deep RL to the CBL is the key energy supply for the continuous development of the CBL. The sum of the entrainment energy and surface sensible heat energy coincides with the energy absorbed by the development of the SCBL. The reason for the occurrence of an SCBL in arid areas is not only the strong sensible heating in summer but also the persistent clear skies in such areas. In each continuous clear sky period, the positive feedback mechanism between the CBL and the RL will become operational. Under this mechanism, the daily maximum thickness of the CBL and the thickness of the RL will increase continuously. The thickness of the SCBL is generally over 3 km, although depths of over 5 km can develop through a cyclic growth mechanism during periods of strong surface heating. Otherwise, the thickness of the CBL can only reach 2–3 km in summer, and it is unlikely that an SCBL will develop. Strong sensible heating is the key trigger of the positive feedback cycle growth mechanism between the CBL and the RL, which explains why the SCBL phenomenon can only occur in dry areas, with intense surface heating in summer.

arid region, super-thick atmospheric convective boundary layer, surface sensible heat accumulation effect, entrainment energy, positive feedback cyclic growth

doi: [10.1360/N972018-01014](https://doi.org/10.1360/N972018-01014)