

文章编号: 2096-1618(2022)04-0429-06

青藏高原高寒草甸的空气动力学粗糙度特征

曾 剑¹, 张 强^{2,3}, 张 宇¹, 杨泽粟¹

(1. 成都信息工程大学大气科学学院 高原大气与环境四川省重点实验室, 四川 成都 610225; 2. 中国气象局兰州干旱气象研究所, 甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室, 中国气象局干旱气候变化与减灾重点开放实验室, 甘肃 兰州 730020; 3. 甘肃省气象局, 甘肃 兰州 730020)

摘要:为认识高寒草甸下垫面的空气动力学粗糙度特征, 利用阿柔冻融站的夏季观测资料, 通过两种方法计算青藏高原高寒草甸的空气动力学粗糙度, 并分析空气动力学粗糙度的日演变特征, 探讨空气动力学粗糙度与大气动力因素之间的关系。结果显示, 阿柔高寒草甸的夏季平均动力学粗糙度为0.026 m, 白天和夜间的动力学粗糙度分别为0.033 m、0.019 m。从平均的日演变看, 动力学粗糙度表现出明显的单峰型演变特征, 峰值出现在中午至下午时段, 这与大气动力特征的日变化密切相关。其次, 动力学粗糙度线性相关于摩擦速度 u_* , 但两者的相关性受到风速 u 的影响, u 越大则两者的线性关系越强, 并且两者的拟合关系在高速区间(3~6 m/s)保持较高的稳定性。而标准化变量 u/u_* 与动力学粗糙度之间存在负指数拟合关系, u/u_* 与动力学粗糙度的关系相比于 u 或 u_* 更加稳定, 并且 u/u_* 解释了空气动力学粗糙度 60% 左右的变化, 可用于空气动力学粗糙度的参数化研究。

关键词: 大气物理学; 大气边界层; 空气动力学粗糙度; 大气动力因素; 特征; 高寒草甸; 青藏高原

中图分类号: P404

文献标志码: A

doi: 10.16836/j.cnki.jcuit.2022.04.011

0 引言

由于地球表面摩擦力的拖曳作用, 大气的风速随着高度的下降而逐渐减小, 直至为零。将地球表面零风速出现的几何高度定义为空气动力学粗糙度^[1]。作为表征地表面空气动力学特征的重要物理量, 空气动力学粗糙度是计算陆面湍流通量的关键参数之一。因此, 动力学粗糙度的计算和参数化一直是陆面过程和边界层过程的重要研究内容, 同时也是改进数值模式模拟所必需解决的重要科学问题之一^[2-3]。

然而, 准确地计算空气动力学粗糙度面临着不少挑战^[4-5]。已有研究往往是基于莫宁-奥布霍夫相似理论, 利用野外观测实验获得的风速、温度廓线资料以及湍流通量观测来确定动力学粗糙度长度, 并进行参数化工作^[6-12]。但对于柔性下垫面, 已有的空气动力学粗糙度参数化方案往往对大气动力状况考虑不足^[3,12]。并且, 目前基于有限野外观测实验得到动力学粗糙度参数化关系的普适性较差, 未能充分考虑下垫面的复杂性, 并不适用于所有的下垫面类型^[10,12]。若将这些基于有限实验得到的参数化方案用于数值模式, 必然导致模拟能力不足。因而对更多典型下垫面的动力学粗糙度的分析和参数化研究有重要意义。

在北半球, 典型的草甸广泛分布于寒温带和温带。

就中国而言, 天然草地面积约为400万 km², 约占国土面积的41.7%^[13], 主要散布于东北、内蒙古、新疆和青藏高原, 尤其是青藏高原上大面积的高寒草甸是中国植被分布的重要特点。受海拔和降水条件影响, 青藏高原的温度和水分条件由东南向西北依次降低, 导致植被类型相应地由森林逐渐过渡为高寒草甸、高寒草原、荒漠草原和荒漠等^[14]。其中, 高寒草地生态系统(高寒草原、草甸、灌丛和沼泽化草甸等)分布广泛, 占中国天然草地面积的40%^[15]。而高寒草甸(48万 km²)是青藏高原高寒草地的主体植被类型之一^[16-17]。因此本文以高寒草甸下垫面为研究对象, 利用中国干旱/半干旱区实验观测协同与集成研究的观测资料^[18], 分析其空气动力学粗糙度特征, 可以加深和拓展草甸这一非地带性植被下垫面的动力学粗糙度研究, 同时为青藏高原动力学粗糙度的参数化工作提供基础。

1 观测实验数据和方法

1.1 观测站点和数据

阿柔冻融观测站位于青海省祁连县阿柔乡草大坂村(100°27′51.6″E, 38°02′50.3″N), 海拔高度3033 m, 下垫面为高寒草甸, 属于高寒草原通量观测站(图1)。从气候上看, 阿柔冻融观测站所在地区具有气温低、温差大以及降雨偏少等高原大陆性气候典型特征。站点所在的祁连县多年平均气温仅为0.7℃, 历史最低气

收稿日期: 2021-08-01

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(42005071); 干旱气象科学研究基金资助项目(IAM202101)

温为 $-31.0\text{ }^{\circ}\text{C}$,最高气温可达 $30.5\text{ }^{\circ}\text{C}$;多年平均降水量 400 mm ,年蒸发量可达 $1100\sim 1500\text{ mm}$;平均风速 2 m/s [19]。就土壤和植被而言,站区所处的位置夏季牧草高度集中在 $20\sim 30\text{ cm}$,天然草地类型以山地草甸草地类和高寒草甸类为主。土壤类型为栗钙土(sand:45%, silt:35%, clay:20%)为主。周围地势相对平坦开阔,自东南向西北略倾斜下降,南北两侧约 3 km 外是连绵的山丘和高山。



图1 阿柔冻融观测站环境

阿柔冻融观测站涵盖了微气象通量和梯度观测。用于通量观测的涡动相关仪(CSAT3, Campbell, 美国; Li7500, Campbell, 美国)架高 3.15 m 。在梯度观测方面包括:2层风、温、湿梯度观测(梯度高度分别为 2 m 、 10 m),气压、降水量以及向下(上)长(短)波辐射,2层土壤热通量(埋深分别为 0.05 m 、 0.15 m),6层土壤温度与土壤水分(埋深分别为 0.1 m 、 0.2 m 、 0.4 m 、 0.8 m 、 1.2 m 、 1.6 m)。

本文使用的微气象数据是在2008年7-9月观测基础上整理得到,基本为夏季晴天情况,数据的时间分辨率为 30 min 。阿柔冻融观测站陆面观测数据由“中国干旱/半干旱区实验观测协同与集成研究”提供,该实验是中国科学院大气物理研究所东亚区域气候-环境重点实验室和季风亚洲全球变化区域集成研究计划共同承办的数据分享平台 [18]。

1.2 空气动力学粗糙度的计算方法

本文使用两种方法计算空气动力学粗糙度。第一种是直接计算法,即利用近地层风廓线公式直接计算空气动力学粗糙度;第二种为最小二乘法拟合法。

由 Monin-Obukhov 相似理论 [7],近地面层风速廓线可写为

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z-d}{L}\right) \right] \quad (1)$$

其中, z_0 为空气动力学粗糙度长度(单位:m), $u(z)$ 为高度 z 处风速(单位:m/s), d 为零平面位移高度(单位:m), u_* 为摩擦速度(单位:m/s), L 为 Monin-Obukhov 长度尺度(单位:m), κ 为 Karman 常数,取值 0.4 ,

ψ_m 为稳定度无量纲修正函数。其中,风速可直接观测得到, d 可以由植被特征估算,摩擦速度 u_* 和 Monin-Obukhov 长度 L 可用微气象观测资料简单计算, ψ_m 由式(2)~(5)确定。

当 $z/L < 0$ 时,即在不稳定层结条件下:

$$\psi_m\left(\frac{z-d}{L}\right) = \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) + 2\ln\left(\frac{1+x}{2}\right) - 2 \tan^{-1}x + \frac{\pi}{2} \quad (2)$$

$$x = \left(1 - 16 \frac{z-d}{L}\right)^{0.25} \quad (3)$$

当 $z/L > 0$ 时,即在稳定层结条件下:

$$\psi_m\left(\frac{z-d}{L}\right) = -5 \times \frac{z-d}{L} \quad (4)$$

当 $z/L = 0$ 时,即在中性层结条件下:

$$\psi_m\left(\frac{z-d}{L}\right) = 0 \quad (5)$$

因此,由式(1)得到空气动力学粗糙度长度:

$$z_0 = z_{0_cal} = (z-d) e^{-[\psi_m(\frac{z-d}{L}) + \frac{u}{u_*} \kappa]} \quad (6)$$

显然,根据近地面层风速廓线公式是可以直接求得空气动力学粗糙度长度,如果存在多层风速观测,可以将多层的计算结果平均。本文把这种方法称为直接法,得到的动力学粗糙度记为 z_{0_cal} 。

拟合法。利用式(1),通过最小二乘法拟合求得动力学粗糙度 [20]。令

$$a = \ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right) \quad (7)$$

$$y = \kappa u(z) + u_* \psi_m\left(\frac{z-d}{L}\right) \quad (8)$$

则式(1)可以变为

$$y = au_* \quad (9)$$

利用最小二乘法对 y 和 u_* 进行拟合获得参数 a 的值,由此

$$z_0 = z_{0_fitting} = (z-d) \times e^{-a} \quad (10)$$

为了与前面的直接法进行区别,本文把这种称为拟合法,并将拟合法计算的空气动力学粗糙度记为 $z_{0_fitting}$ 。

2 结果分析

夏季,阿柔观测站下垫面的植被高度 h 约为 30 cm ,而大量的实验表明,零平面位移 d 与 h 之间在下垫面均匀的情况下存在较为稳定的统计关系,即 $d = 0.67 h$ [20]。在计算过程中考虑了 z_0 对 d 的敏感性,将零平面位移的大小由 $0.1 d$ 按照 $0.1 d$ 步长增加到 $1.0 d$ (即 $0.67 h$)。结果如图2所示,直接法计算的 z_{0_cal} 在夜间受 d 的影响较大,但是在白天的影响较小,而 d 的变化对拟合法计算的 $z_{0_fitting}$ 的影响几乎可以忽略不计。这说明 $z_{0_fitting}$ 的稳定性优于 z_{0_cal} ,而 z_{0_cal} 的稳定性在白天时段要高于夜间。

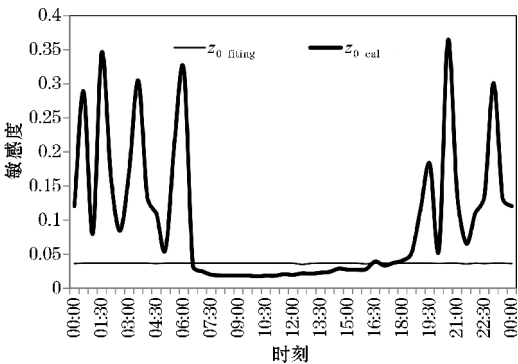
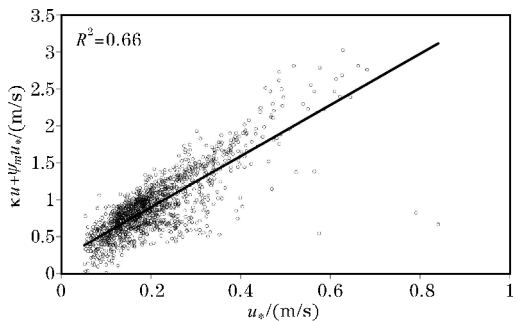
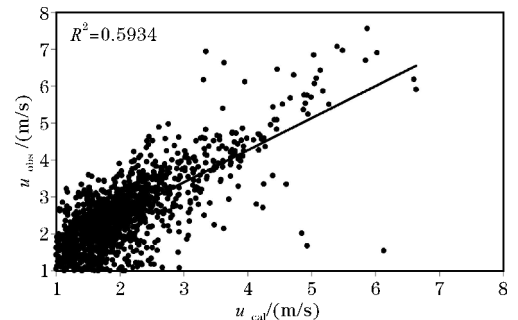


图2 动力学粗糙度 $z_{0_fitting}$ 和 z_{0_cal} 对零平面位移 d 的敏感性

此外,拟合法中,用于拟合的两项 u_* 和 $\kappa u + \Psi_m u_*$ 之间的线性关系较好,能够得到有效的线性斜率 a ,并且,算得的风速值与观测值的一致性也很好(图3)。这两方面验证了 $z_{0_fitting}$ 的合理性,表明 $z_{0_fitting}$ 具有较高的可靠性。



(a) u_* 与 $\kappa u + \Psi_m u_*$



(b) 观测风速 u_{obs} 与反算风速 u_{cal}

图3 拟合法的结果检验

就平均值而言,两种方法计算的动力学粗糙度差异较为明显, $z_{0_fitting}$ 和 z_{0_cal} 平均值分别为0.026 m、0.077 m,后者是前者2倍以上(表1)。另外,白天和夜间的 z_{0_cal} 值基本一致,而白天 $z_{0_fitting}$ 明显高于夜间,分别为0.033 m、0.019 m。总体而言,与已有的草地下垫面的动力学粗糙度相比, z_{0_cal} 的量值明显偏高,而 $z_{0_fitting}$ 与已有的研究结果较为接近^[20,22-23]。这说明,根据近地面层风速廓线公式直接计算的动力学粗糙度明显偏大,在静稳条件下动力学粗糙度对零平面位移较为敏感且容易出现虚假的大幅度波动。实际上,根据已有的统计结果,草地的动力学粗糙度往往在0.03 m

左右^[24],也就是说 $z_{0_fitting}$ 的结果更加合理。因此本文主要分析基于拟合法得到的动力学粗糙度 $z_{0_fitting}$ 的特征。图4统计了夏季 $z_{0_fitting}$ 的区间频率分布特征,粗糙度越大所占的比例越小,粗糙度长度小于0.02 m的比例为54.1%,小于0.03 m比例为71.2%,绝大部分的粗糙度长度在0.05 m以内(占比85.2%)。

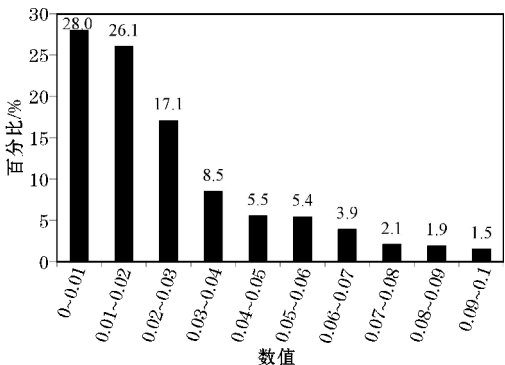


图4 动力学粗糙度 $z_{0_fitting}$ 的数值区间百分比统计

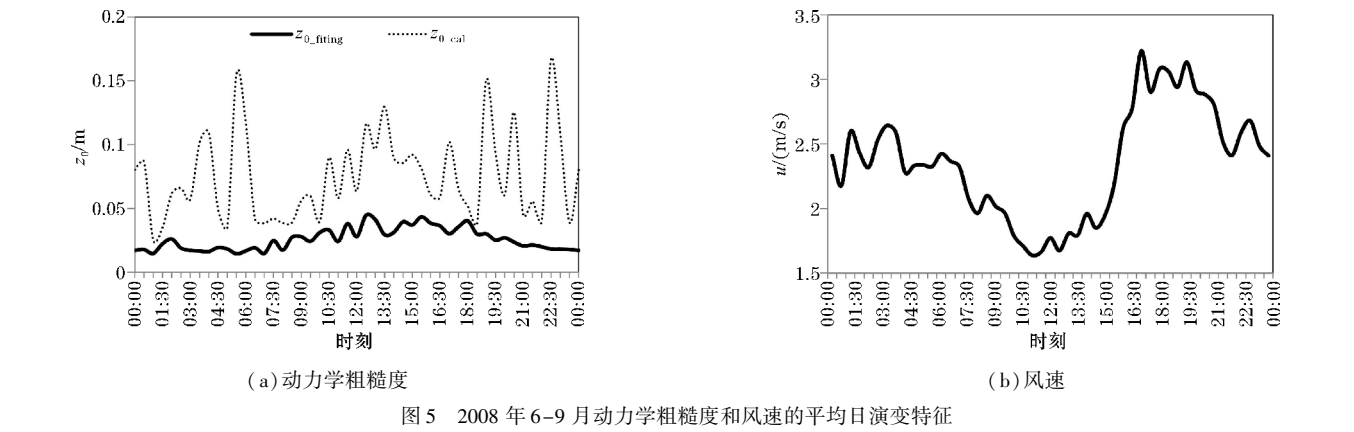
表1 两种方法计算的空气动力学粗糙度对比 单位:m

时间	z_{0_cal}	$z_{0_fitting}$
白天	0.076	0.033
夜间	0.077	0.019
平均	0.077	0.026

3 空气动力学粗糙度的日演变特征

对于刚性下垫面,动力学粗糙度可以认为是定常不变的,但是对于草甸下垫面等具有柔性的粗糙元的下垫面,动力学粗糙度会随着大气环境的日变化表现出周期性变化。如图5(a)所示, $z_{0_fitting}$ 和 z_{0_cal} 都表现出较为明显的日变化特征,在中午前后都表现出峰值。但是两种方法得到的粗糙度有比较明显的差异。首先,直接法得到的空气动力学粗糙度 z_{0_cal} 系统性高于拟合法得到的粗糙度 $z_{0_fitting}$, z_{0_cal} 的量值在0.025 ~ 0.17 m, $z_{0_fitting}$ 在0.014 ~ 0.045 m,这与前面的结论一致。其次 $z_{0_fitting}$ 表现出明显的单峰型变化,白天是高值阶段且波动相对较为明显,峰值在中午到午后时段,夜间是相对的低值阶段且变化平稳,而对于 z_{0_cal} ,夜间的数值波动很大且数值甚至高于白天。

动力学粗糙度 $z_{0_fitting}$ 的这种变化特征与风场的演变特征密切相关。如图5(b)所示,2 m平均风速 u 表现出明显的日变化特征,白天时段的风速明显小于夜间,中午前后是风速最小的时段。由于夏季阿柔草甸高度较高,草甸整体高度受风速的影响比较大。风速越大,草甸高度下降得越明显,风速为零的高度也就越低,即动力学粗糙度越小,反之就越大。因此 $z_{0_fitting}$ 总体上表现出夜间低于白天的日变化特征。



4 空气动力学粗糙度与大气动力特征之间的关系

对于草甸下垫面,粗糙元并不是刚性体,具有明显的柔韧性,易受大气的动力状况影响。因此,草甸下垫面空气动力学粗糙度大小一方面与下垫面的粗糙元密切相关,另一方面也随大气动力特性的变化而动态变化(式 6)。而适用于表征大气动力特性的变量包括风速 u 和摩擦速度 u_* [3]。实际上,风速 u 与摩擦速度 u_* 之间存在较为密切的关系(图略)。由于摩擦速度是气流内部摩擦力(湍流切应力)和摩擦力做功(湍流切应力做功)的量度,与大气动力特征的物理含义更加贴切,因而这里主要分析 u_* 与粗糙度 $z_{0_fitting}$ 之间的关系。

如图 6 所示,在不区分风速大小的情况下, $z_{0_fitting}$ 总体上表现出随着 u_* 升高而增大的特征,但是这种特征并不显著,两者之间的相关系数较小,仅为 0.25。其主要原因是风速 u 与摩擦速度 u_* 之间存在较为密切

的关系(图略),在一般情况下两者存在统计上的比例关系,即 $u_* \approx 0.1 u$ 。因此有必要在固定风速 u 的情况下讨论 $z_{0_fitting}$ 和 u_* 之间的关系。本文将风速分为 5 个区间,由于在计算过程中不考虑小于 1 m/s 的情况,因此根据样本数量,考虑 1 ~ 6 m/s 的风速,每个区间的风速范围为 1 m/s。在 1 ~ 2 m/s 风速条件下, $z_{0_fitting}$ 和 u_* 的线性关系明显增强,并且随着风速的增大,两者的线性关系越强,在 5 ~ 6 m/s 风速条件下,相关系数达 0.97。另外值得注意的是,从拟合关系式可以看到两者的关系在高风速区间(3 ~ 6 m/s)保持较高的稳定性。这主要是因为较弱风速条件下风向和风速往往不稳定,导致大气动力特性不稳定且不持续,但是在较高风速条件下,大气的动力特性在时间和空间都较为均匀,因此 $z_{0_fitting}$ 和 u_* 的关系可以保持较高的一致性和稳定性。实际上,由于 u 和 u_* 之间为成正比关系,因此在不同的 u_* 区间下, $z_{0_fitting}$ 和 u 之间也存在显著的相关关系(图略)。并且在高 u_* 区间中 $z_{0_fitting}$ 和 u 之间的线性相关强度同样明显高于低 u_* 区间。

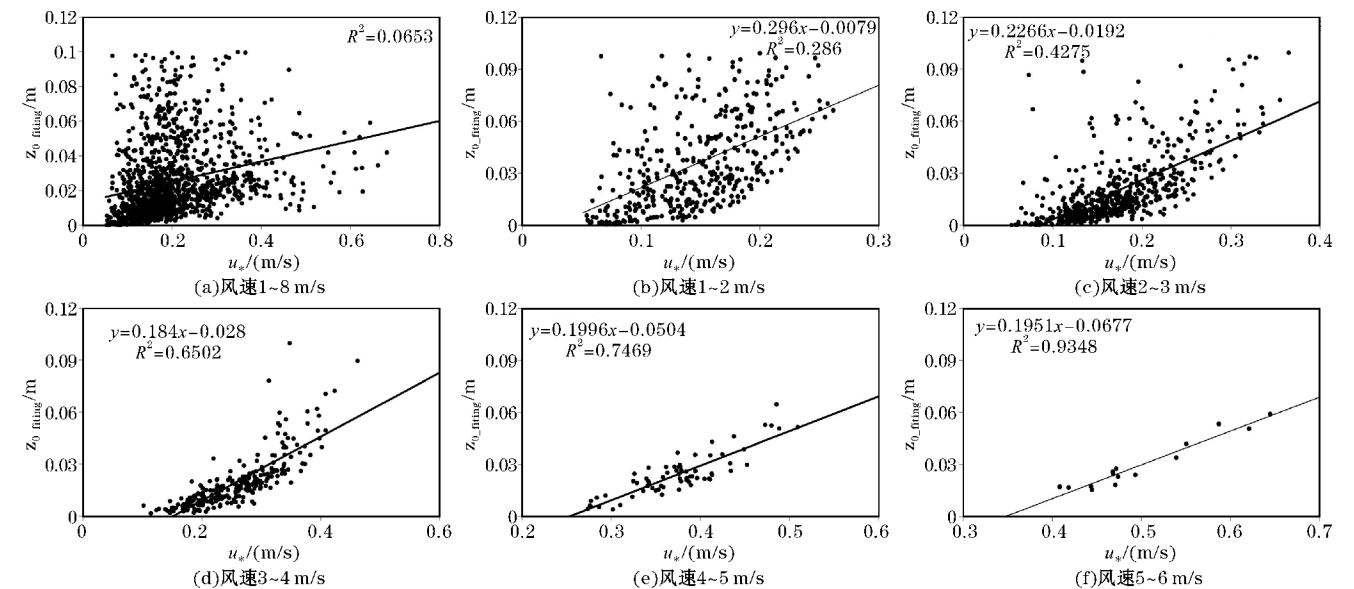
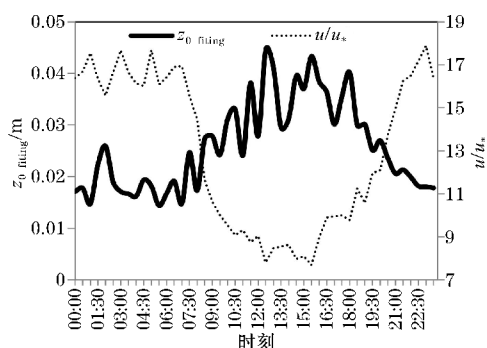
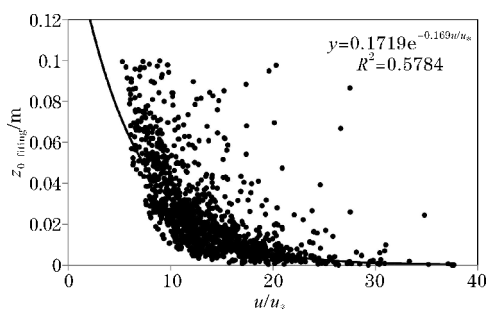


图 6 2008 年 6-9 月不同风速区间下,空气动力学粗糙度 $z_{0_fitting}$ 与摩擦速度 u_* 之间的关系(每个点代表 30 min 平均的观测值或计算值)

综上,由于 u 和 u_* 存在关联,需要将其中一个变量固定才能分析另外一个变量与空气动力学粗糙度的关系,这给陆面参数化带来不必要的麻烦。因此参照式(6),考虑两者的组合变量 u/u_* 。这个变量其实是风速 u 与摩擦速度 u_* 的比值,或者认为是用 u_* 标准化之后的无量纲风速,其综合考虑大气动力特征及其与下垫面的作用。如图7所示, u/u_* 与 $z_{0_fitting}$ 的相关性很高,总体上 u/u_* 负相关于 $z_{0_fitting}$ 。首先就平均的日变化而言, u/u_* 的日变化特征几乎与 $z_{0_fitting}$ 完全相反,能够很好地表征 $z_{0_fitting}$ 的演变特征,效果明显优于单独变量 u 或 u_* 。其次,如图7(b)所示,就30分钟平均的观测而言, u/u_* 与 $z_{0_fitting}$ 之间的拟合关系并不是线性的,而是 u/u_* 负指数相关于 $z_{0_fitting}$,两者的拟合关系式为 $z_{0_fitting} = 0.1719e^{-0.169 u/u_*}$ 。从拟合效果来看, u/u_* 可以解释 $z_{0_fitting}$ 60% 左右 ($R^2 = 0.58$) 的变化,在进一步去除杂点的情况下解释度更高,可以用于空气动力学的参数化。实际上, u/u_* 与 $z_{0_fitting}$ 之间的负指数关系与式(6)一致,并且拟合关系式与式(6)的形式相近,但是拟合关系式不需要考虑稳定度无量纲修正函数 ψ_m ,明显简化了空气动力学粗糙度的计算。



(a) 平均日演变



(b) 30分钟平均(每个点)

图7 2008年6-9月 $z_{0_fitting}$ 和 u/u_* 之间的关系分析

5 结论

基于阿柔冻融站夏季观测资料,采用两种方法计算青藏高原高寒草甸的空气动力学粗糙度,并分析空气动力学的日演变特征,探讨空气动力学粗糙度与大气动力因素之间的关系,主要结论如下:

(1) 根据近地面层风速廓线公式直接计算的动

学粗糙度明显偏大,在静稳条件下动力学粗糙度对零平面位移较为敏感且容易出现虚假的大幅度波动。而根据拟合法计算的空气动力学粗糙度 $z_{0_fitting}$ 较为合理且稳定性高。

(2) 阿柔高寒草甸夏季平均动力学粗糙度为 0.026 m。动力学粗糙度表现出明显的单峰型日变化,白天是高值阶段且波动相对较为明显,峰值在中午到午后时段,夜间是相对的低值阶段且变化平稳。白天和夜间的平均动力学粗糙度分别为 0.033 m、0.019 m。这种日变化特征与风速等大气动力特征的日演变特征密切相关。

(3) 高寒草甸的动力学粗糙度与大气动力状况之间存在明显的相关。动力学粗糙度与摩擦速度 u_* 的线性相关强度受到风速 u 的影响, u 越大两者的线性关系越强,并且两者的拟合关系在高风速区间(3~6 m/s)保持较高的稳定性。这主要是在较弱风速的条件下风向往往规律性较弱,导致大气动力特性不稳定且不持续,但是在较高风速条件下,大气的动力特性在时间和空间都较为均匀。综合考虑大气动力特征及其与下垫面作用的标准化变量 u/u_* 与动力学粗糙度之间存在负指数的拟合关系,与空气动力学粗糙度的关系更加显著和稳定,解释了动力学粗糙度 60% 左右的变化,可用于空气动力学粗糙度的参数化研究。

致谢:在研究过程中,中国科学院大气物理研究所东亚区域气候-环境重点实验室和季风亚洲全球变化区域集成研究计划提供了资料,在此表示感谢。

参考文献:

- [1] Stull R B. 边界层气象导论[M]. 杨长新,译. 北京:气象出版社,1991:719.
- [2] 张强,胡隐樵. 边界层气象学的研究进展和面临的主要科学问题[J]. 地球科学进展,2001,16: 526-532.
- [3] Zhang Q, Zeng J, Yao T. Interaction of aerodynamic roughness length and windflow conditions and its parameterization over vegetation surface[J]. Chinese Science Bulletin, 2012(13): 97-105.
- [4] 梅凡民, Rajot J, Alfaro S, 等. 平坦沙地的空气动力学粗糙度变化及其物理意义[J]. 自然科学进展, 2006, 16: 325-330.
- [5] 张强,王胜,张杰,等. 干旱区陆面过程和大气边界层研究进展[J]. 地球科学进展, 2009, 24: 1185-1194.
- [6] Garratt J. The Atmospheric Boundary Layer[M]. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1992.
- [7] Monin A, Obukhov A. Basic laws of turbulence mixing in the surface layer of the atmosphere[J]. Trudy Geofiz Inst Akad Nauk SSSR, 1954, 24: 163-187.
- [8] 陈家宜,王介民,光田宁. 一种确定地表粗糙度

- 的独立方法[J]. 大气科学, 1993, 17: 21–26.
- [9] 张强, 吕世华. 城市表面粗糙度长度的确定[J]. 高原气象, 2003, 22(1): 24–32.
- [10] 张强, 姚彤, 岳平. 一个平坦低矮植被陆面动力学粗糙度多因子参数化方案及其检验[J]. 中国科学: 地球科学, 2015, 45(11): 113–127.
- [11] 李宏宇, 张强, 史晋森, 等. 黄土高原自然植被下垫面陆面过程参数研究[J]. 气象学报, 2012, 70(5): 1137–1148.
- [12] 周艳莲, 孙晓敏, 朱治林, 等. 几种不同下垫面地表粗糙度动态变化及其对通量机理模型模拟的影响[J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 36: 244–254.
- [13] Kang L, Han X, Zhang Z, et al. Grassland ecosystems in China: review of current knowledge and research advancement[J]. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 2007, 362(1482): 997–1008.
- [14] 旦增塔庆, 旭日, 魏学红, 等. 西藏纳木错高寒草原, 高寒草甸和沼泽化草甸主要温室气体通量对比研究[J]. 草地学报, 2014, 22(3): 493–493.
- [15] 中国科学院《中国植被图》编辑委员会. 1: 1000000 中国植被图集[M]. 北京: 科学出版社, 2001.
- [16] 孙鸿烈. 青藏高原的形成演化[M]. 上海: 上海科学技术出版社, 1996: 100–193.
- [17] 吕宪国. 中国湿地与湿地研究[M]. 石家庄: 河北科学技术出版社, 2008.
- [18] Wang H, Jia G, Fu C, et al. deriving maximal light use efficiency from coordinated flux measurements and satellite data for regional gross primary production modeling[J]. Remote Sensing of Environment, 2010, 114: 2248–2258.
- [19] 王海波, 马明国, 王旭峰, 等. 青藏高原东缘高寒草甸生态系统碳通量变化特征及其影响因素[J]. 干旱区资源与环境, 2014, 28(6): 50–56.
- [20] 尚伦宇, 吕世华, 张宇, 等. 青藏高原东部土壤冻融过程中地表粗糙度的确定[J]. 高原气象, 2010(1): 17–22.
- [21] 皮尔克. 中尺度气象模拟[M]. 北京: 气象出版社, 1990: 676.
- [22] 李国平, 段廷扬, 巩远发. 青藏高原西部地区的总体输送系数和地面通量[J]. 科学通报, 2000, 45(8): 865–869.
- [23] 鞠英芹, 刘寿东, 马德栗, 等. 农田与草地下垫面空气动力学粗糙度的研究[J]. 科技通报, 2016, 32(8): 5–11.
- [24] Wieringa J. Updating the Davenport roughness classification[J]. Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics, 1992, 41(1–3): 357–368.

The Characteristics of Aerodynamic Aoughness Length of Alpine Meadows on the Qinghai-Tibet Plateau

ZENG Jian¹, ZHANG Qiang^{2,3}, ZHANG Yu¹, YANG Zesu¹

(1. Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. Institute of Arid Meteorology, CMA, Key laboratory of Arid Climatic Change and Reducing Disaster of Gansu Province, Key Open Laboratory of Arid Climatic Change and Disaster Reduction of CMA, Lanzhou 730020, China; 3. Meteorological Bureau of Gansu, Lanzhou 730020, China)

Abstract: In order to understand the characteristics of aerodynamic roughness length of the underlying surface of alpine meadow, this paper uses two methods to calculate the aerodynamic roughness length of the Alpine Meadow over the Qinghai-Tibet Plateau based on the summer observations from the Arou freezing-thawing observation site. The diurnal evolution characteristic of aerodynamic roughness length is analyzed and the relationships are explored between aerodynamic roughness length and atmospheric dynamic factors. The results show that the summer average aerodynamic roughness length of Arou Alpine Meadow is 0.026 m, and the average values for daytime and night are 0.033 m and 0.019 m, respectively. In terms of the average diurnal evolution, the aerodynamic roughness length shows obvious unimodal characteristic, with the peak appearing during the noon and afternoon, which is closely related to the diurnal variation of atmospheric dynamics. Secondly, the correlation between aerodynamic roughness length and friction speed u_* is related to wind speed u . The larger the u is, the stronger the linear relationship between the two is, and the fitting relationship between the two is stable in the higher wind speed range (3–6 m/s). But the standardized variable u/u_* is negative exponentially related to aerodynamic roughness length, and the relationship between u/u_* and dynamic roughness is more stable than u or u_* , u/u_* can explain about 60% of the change in aerodynamic roughness length, and can be used for parameterization.

Keywords: atmospheric physics; atmospheric boundary layer; aerodynamic roughness length; atmospheric dynamic factors; characteristic; alpine meadows; Qinghai-Tibet Plateau