

卫星遥感结合地面资料对区域 表面动量粗糙度的估算*

贾立 王介民

(中国科学院兰州高原大气物理研究所, 兰州 730000)

Massimo Menenti

(荷兰陆面、土壤和水综合研究中心, 荷兰 瓦格宁根 6700AC)

摘 要 利用地面湍流观测资料估算了黑河实验区几个典型下垫面的局地地表动量粗糙度, 与卫星观测 Landsat TM 资料相结合得到了由标准化差值植被指数(NDVI)计算地表动量粗糙度的经验关系式, 进而估算了实验区夏季和近冬季的地表粗糙度的区域分布, 并对所得关系式进行了合理性检验。

关键词 动量粗糙度 植被指数 区域分布

1 引言

在大气模式中, 模式最低高度处的风速与动量通量的关系主要由动量粗糙度长度 z_{0m} 决定, z_{0m} 是模式中对表面动量交换的参数化中一个重要的参数, 它通常由中性条件下的对数风廓线来估算^[1]。对完全覆盖的均匀植被表面, 简单的关系 $z_{0m} = 0.13h_v$ (h_v 为植被的平均高度)被认为是合理的近似^[2]。对于不完全冠层, 这种关系不能应用, 对于具有非均质种类组成和不规则结构的植被, 比如平原灌木地, 这种关系也是不适合的^[3], 需要对局地的粗糙度参数进行估算, 然后采用其他方法得到区域上的粗糙度参数。

卫星遥感技术具有获取资料范围广, 图像直观等特点, 地面观测结合遥感资料可以估算区域范围内的陆表特征参数。

在我国西部干旱区进行的黑河地区地气相互作用实验研究, 曾在复杂陆表面之上设置了多个地面观测站, 已有的研究成果大多是基于这些单站而进行的。为了对整个研究区域内的陆表粗糙度参数的分布有一个了解, 需要将代表着不同下垫面种类的各站的结果扩展到整个区域上, 这也是精确而合理地估算该实验区能量平衡的分布的必要基础, 同时, 为区域能量平衡的研究问题作一个尝试性的探索。

1998-01-19 收到, 1998-06-22 收到修改稿

* 国家自然科学基金资助项目 49475244 和 49790020

2 资料

2.1 地面单站的湍流通量的观测

配合所用的陆地资源卫星 Landsat TM 资料，选用与之时间相近的各地面站的资料，观测时间及各站下垫面性质见表 1。在所选的 5 个地面站中（3 个绿洲站），沙漠和戈壁两站由于 1991 年 7 月无湍流观测，因而用了 8 月的资料，该两站下垫面为戈壁沙漠，间有稀疏的骆驼刺，7、8 月间表面覆盖特征变化不大。

表 1 各站地面湍流观测及下垫面性质

站名	湍流观测高度	下垫面类别	时间
沙漠	2.9 m	沙漠：沙土，有起伏的沙丘	1991 年 8 月
戈壁（化音）	2.9 m	戈壁：粗沙，碎石，稀疏骆驼刺	1991 年 8 月
临泽	2.9 m	绿洲：小麦，高 1 m	1991 年 7 月
张掖	2.9 m	农作物茬地	1991 年 10 月
绿洲 1 站	4.9 m	绿洲：玉米，1.8 m 高	1995 年 8 月

2.2 卫星资料

采用陆地资源卫星 Landsat 1991 年 7 月 9 日、10 月 29 日和 1995 年 8 月 29 日三个景的 TM 资料，表 2 中列出了 TM 1~7 个波段的频谱波段及其主要的应用范围。波段 1~5 和 7 的空间分辨率为 30 m×30 m，热红外波段 6 的空间分辨率为 120 m×120 m。Landsat TM 图像的数据产品一般已作过初步的大气校正（大气散射补偿）和几何校正。

表 2 Landsat TM 频谱波段及其应用范围

波段	频谱范围（μm）	主要应用
1	0.45~0.52	沿海水域制图，区别土壤/植物、区别落叶树/针叶树
2	0.52~0.60	健康植物的绿反射
3	0.63~0.69	不同植物种类对叶绿素吸收的区别
4	0.76~0.90	生物量调查、水体轮廓图
5	1.55~1.75	植物水分测量、雪/云区别
6	10.4~12.5	植物热量测量、其他的热制图
7	2.08~2.35	热液制图

3 方法

3.1 局地表面动量粗糙度 z_{0m} 的确定

在大气近地面层中，可利用 Monin-Obukhov 相似理论进行有关廓线-通量分析。对于风速和动量通量有

$$u(z)=\frac{u_*}{\kappa}\left[\ln\left(\frac{z-d}{z_{0m}}\right)-\psi_m(\zeta)\right], \tag{1}$$

其中 z 为观测高度, $u(z)$ 为高度 z 处的风速, u_* 为摩擦速度, z_{0m} 为动量粗糙度, $\psi_m(\zeta)$ 为稳定度修正函数, 为 Monin-Obukhov 长度 L 的函数。

估算粗糙度参数 d 和 z_{0m} 的最广泛使用的方法是用最小二乘法将中性条件下的对数风廓线方程拟合成直线来求得^[1]。这种方法对风廓线观测的精度要求较高, 否则难以得到一个确定的 z_{0m} 值, 而且实际情况下真正中性情况几乎不存在, 这些都将影响 z_{0m} 的估算精度。在本文中, 各站的局地粗糙度是估算区域粗糙度分布的基础, 力求使其有较好的精确性; 另外所用卫星通道的空间分辨率为 $30\text{ m} \times 30\text{ m}$, 这要求地面观测的高度所对应的水平尺度与之适应, HEIFE 各站湍流观测高度在 $2 \sim 5\text{ m}$ 之间, 根据垂直尺度和相应的水平尺度之间的关系, 风廓线受表面切应力的影响其水平尺度比所考虑的垂直尺度大 $1 \sim 2$ 个量级^[4], 其所代表的几十米的水平范围与卫星观测的空间分辨率相近。由于以上这些原因, 我们采用由陈家宜等^[5]发展的由单一超声风速仪的平均风和湍流测定值确定地表空气动力学粗糙度的方法。

方程 (1) 中, $\psi_m(\zeta)$ 为动量的稳定度修正函数, 它是 Monin-Obukhov 长度 L 的函数,

$$\psi_m(\zeta) = \int_{\zeta_0}^{\zeta} \frac{(1 - \varphi_m)}{\zeta} d\zeta, \quad (2)$$

其中 $\zeta = z/L$, 而

$$L = - \frac{u_*^3 \rho}{\kappa g H / (c_p T_a)}. \quad (3)$$

φ_m 为无因次风速梯度, $\varphi_m = (\kappa z / u_*) (\partial u / \partial z)$ 。由方程 (1) 有

$$\ln \frac{z-d}{z_{0m}} = \frac{\kappa u}{u_*} + \psi_m(\zeta). \quad (4)$$

由观测的平均风和摩擦速度可以得到无因次风速 $\kappa u / u_*$, 并用实测的稳定度参数 z/L 按 Businger-Dyer 的通量-廓线关系

$$\varphi_m(\zeta) = (1 - 16\zeta)^{-1/4}, \quad \zeta < 0 \quad (5)$$

$$\varphi_m(\zeta) = 1 + 5\zeta, \quad \zeta > 0 \quad (6)$$

计算得到方程 (4) 右边的 $\kappa u / u_* + \psi_m(\zeta)$, 将其对稳定度参数 ζ 作线性拟合得到中性条件下相对于观测高度处的无因次风速 $\kappa u / u_*$, 即 $\ln[(z-d)/z_{0m}]$, 则可以得到动量粗糙度 z_{0m} 。对于均一的植被冠层表面, 零平面位移 d 由经验关系 $d = 2h_v/3$ 来估算^[2], 对于沙漠或戈壁表面, d 的取值为 0。

3.2 反映地表植被特征的遥感参数 NDVI

由 Landsat TM 资料, 对可见光和近红外谱区的窄带行星反照率加权叠加, 可以得到逐个像元反射波段的宽带行星反照率 r_p ^[6]。由于在可见光波段 0.475 和 $0.65\text{ }\mu\text{m}$ 处, 叶绿素具有很强的谱吸收, 陆表的谱行星反照率 r_p 提供了叶绿素的信息, 因而也提供了表面植被分布状况的信息。利用这一信息可由红光和红外通道 (Landsat TM 第 3、第 4 波段) 的行星反照率 r_p 得到每一像元点上的标准化差值 (规一化) 植被指数

(NDVI), 其值 I_{NDV} 为

$$I_{NDV} = \frac{r_p(4) - r_p(3)}{r_p(4) + r_p(3)}. \quad (7)$$

标准化差值植被指数 NDVI 反映了地表植被覆盖密度及土壤湿度的不同范围。需要指出的是, 由卫星的红光和近红外通道估算的 NDVI [方程(7)] 所代表的是卫星感应器所探测到的大气顶的值 (可称为标准值), 需要对观测场表面处的 NDVI 进行观测并与标准值进行比较以对大气效应进行修正。但由于 HEIFE 的地面观测中没有红光和近红外波段的辐射观测, 这一点难以做到。考虑到在所用 3 个景的 Landsat TM 资料的过境时间里, 实验区天空为晴天, 且在过境期间前后几天内无冷暖锋过境所造成的大气气溶胶浓度的剧烈变化, 因此对 NDVI 不作大气校正。

3.3 区域表面动量粗糙度 $z_{0m}(x, y)$ 的估算

在陆表通量的参数化过程中, 当由局地值进而推算区域值时, 利用卫星的观测手段是比较直观且方便的方法。陆地资源卫星 Landsat TM 资料具有较高的空间分辨率, 易于与地面观测值相比较。

正如前文所陈述的, 局地的 z_{0m} 通常由通量-廓线关系导出, 但当缺乏可用的廓线或通量观测时, 通常由植被的高度 h_v 来估算 z_{0m} 。 z_{0m}/h_v 随地表的几何特征而变化已是公认的事实^[7,8]。对完全覆盖的均匀冠层, Brutsaert^[2] 提出 $z_{0m} = 0.13h_v$ 。对成比例覆盖 (部分覆盖) 的冠层, 根据 Raupach^[9] 所作的研究, z_{0m}/h_v 随叶面积指数 I_{LA} 而变化, 图 1 表明, z_{0m}/h_v 随 I_{LA} 而增大, 直至出现冠层的“超遮蔽”现象, 此时, 相邻的叶片互相遮蔽, 表面变得更加动力学光滑。而 Pierce 等^[10]指出, 对各种生物群体来说, 可从 NDVI 得到叶面积指数, 则植被的密度等级可与 NDVI 相联系。Asrar 等^[11]通过对物理模型的研究指出, I_{LA} 、 I_{NDV} 和地面覆盖之间存在着相互联系, 由此可以推断在 I_{NDV} 、 z_{0m} 和 h_v 之间也会有某种直接的关系。Hatfield^[12]通过对棉田中瞬时植被密度的变化的观测确认: 在红光和近红外区的谱观测可用于估算表面粗糙度 z_{0m} 和零平面位移 d 。以上的这些研究都表明了将地表的粗糙度状况与 NDVI 相联系的可能性。Moran^[13]的研究给出了另外的方法, 他在苜蓿生长的季节使用了 I_{NDV} 与 z_{0m} 之间关系的函数:

$$z_{0m}(x, y) = \exp[C_1 + C_2 I_{NDV}(x, y)], \quad (8)$$

其中 C_1 和 C_2 为经验常数。此式尤其适用于相对均质的作物区, 本文将认为这样的关系可用于非均匀的陆面, 但需要各种不同种类下垫面的代表点, 以保证所得到的 C_1 和 C_2 能反映实验区复杂下垫面的情况, 对于每种下垫面类型, 至少要有两个以上的地面观测

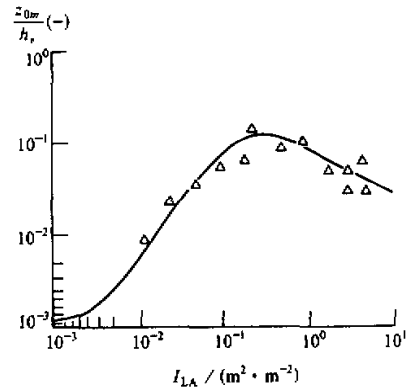


图 1 观测得到的地表 z_{0m}/h_v 与叶面积指数之间的函数关系

站。地面测站越多所提供的模拟样本点就越多,则可以得到较可靠的 C_1 和 C_2 。此式中并没有考虑叶片的空气动力学作用,而只用于描述成比例覆盖对表面粗糙度的作用,并非研究各种稀疏冠层结构的粗糙度问题。对于具有稀疏灌木和树木的自然植被的情况, z_{0m} 将主要由最高的表面属性所控制,如果这种高的表面属性也控制了NDVI(与周围低表面属性的NDVI相比),则此式也适用。比如,具有较高 I_{LA} 值的绿叶树会使 I_{NDV} 和 z_{0m} 增大,当然可能也会有例外的情况发生。

4 结果和讨论

4.1 黑河实验区 z_{0m} 和 I_{NDV} 的经验关系

由红光和红外通道(Landsat TM第3、第4波段)的行星反照率 r_p 根据方程(7)可以得到实验区每一像元点上的 I_{NDV} 值,见图2(见图版I)。在已知地面观测站的地理位置(经纬度)之后,可从图2中读出各站的 I_{NDV} 值。表3给出了由湍流通量观测所估算的各站(各种表面)的局地动量粗糙度的值和由图2读出的 I_{NDV} 值。表3中由湍流观测估算的 z_{0m} 的误差来自于在一个高度处拟合无量纲风速时拟合系数的误差。可以看到,由单一超声湍流脉动观测的方法所估算的 z_{0m} 具有较好的精度,可以满足下一步将局地的 z_{0m} 推广到整个区域上的要求。由于本文的目的在于估算 z_{0m} 的区域分布,所用的与遥感观测相结合的方法要求最好是在作物或植被的生长季节,这样才能体现出绿洲与沙漠表面之上 z_{0m} 的差异。但由于受到地面绿洲站相对较少的限制,拟合 $z_{0m}-I_{NDV}$ 关系所需的点相应较少,因此,同时利用1991年7月、10月和1995年8月的TM资料,以增大拟合点数。另外附加了一个额外的点(表4中最后一行),它不是根据观测得到的,而是取水面的值,对于水面, I_{NDV} 为0.1,而 z_{0m} 为0.001。

表3 黑河实验区各站的地表动量粗糙度 z_{0m} 和 I_{NDV}
(最后一行为附加的水面值)

站名	z_{0m} (m)	标准差	I_{NDV}	下垫面性质
沙漠	2.67×10^{-3}	± 0.0002	0.14	沙漠、有起伏
化育	2.80×10^{-3}	± 0.0003	0.15	平坦戈壁,间有骆驼刺高0.5 m
临泽	0.17	± 0.03	0.63	小麦高1 m
张掖	0.04	± 0.003	0.27	无作物
绿洲1	0.33	± 0.01	0.64	玉米高1.8 m
水面	0.001	—	0.1	—

根据表3中的值进行拟合得到 $z_{0m}-I_{NDV}$ 的关系

$$z_{0m}(x,y) = \exp[-7.13 + 9.33I_{NDV}(x,y)]. \quad (9)$$

图3中的实线给出了由表3中的数据拟合出的黑河实验区 $z_{0m}-I_{NDV}$ 关系曲线。在图3中同时给出了EFEDA, HAPIX-Sahel和Moran^[13~15]的 $z_{0m}-I_{NDV}$ 关系。Moran的研究对象是均匀的苜蓿地,EFEDA实验区的下垫面为少量葡萄园和大面积农作物耕地的混合,两者 $z_{0m}-I_{NDV}$ 关系的特征均是较大的 I_{NDV} 对应较小的 z_{0m} 。而

HAPEX-Sahel 的下垫面为灌木、草地, 裸土混合, 叶面积指数虽然不大, 但却得到了相对大的粗糙度 z_{0m} 值, 这正是荒漠灌木林的特征。黑河实验区的 $z_{0m} - I_{NDV}$ 关系处于上述其他类型下垫面关系之间, 这也反应了实验区中大多为耕地并间有树木和戈壁沙漠的特征。因此方程 (9) 所反映的 $z_{0m} - I_{NDV}$ 的关系中包含着不同实验区、不同的下垫面特征之间的区别, 对于每一个实验研究区域和不同植被种类, 需要采用不同的经验系数, 但 $z_{0m} - I_{NDV}$ 的指数关系却可能是普遍适用的。

4.2 黑河实验区 z_{0m} 区域分布

根据方程 (9) 的拟合关系, 由卫星观测的 I_{NDV} 的区域分布 (图 3) 估算了实验区 z_{0m} 的区域分布如图 4 (见图版 II) 所示, 同时给出了该区域 z_{0m} 分布的直方图 (图 5)。由图 4 给出的黑河实验区不同季节 (夏季和近冬季) 动量粗糙度的区域分布可以看出从夏季到近冬季, 区域表面粗糙度变化显著, 夏季绿洲和戈壁沙漠表面之间的差距分明, 而近冬季这种差别则很小。夏季 z_{0m} 的区域平均值分别为 0.039 m (7 月) 和 0.05

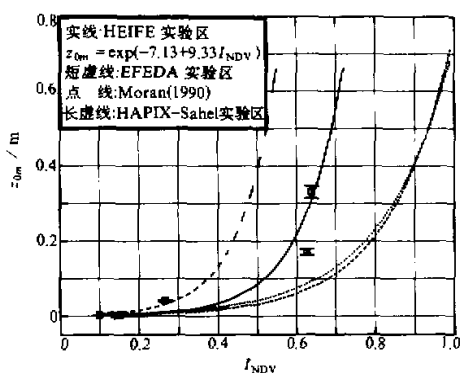


图 3 黑河实验区 $z_{0m} - I_{NDV}$ 关系及与其他实验区的比较
(误差 bar 为估算 z_{0m} 的均方差)

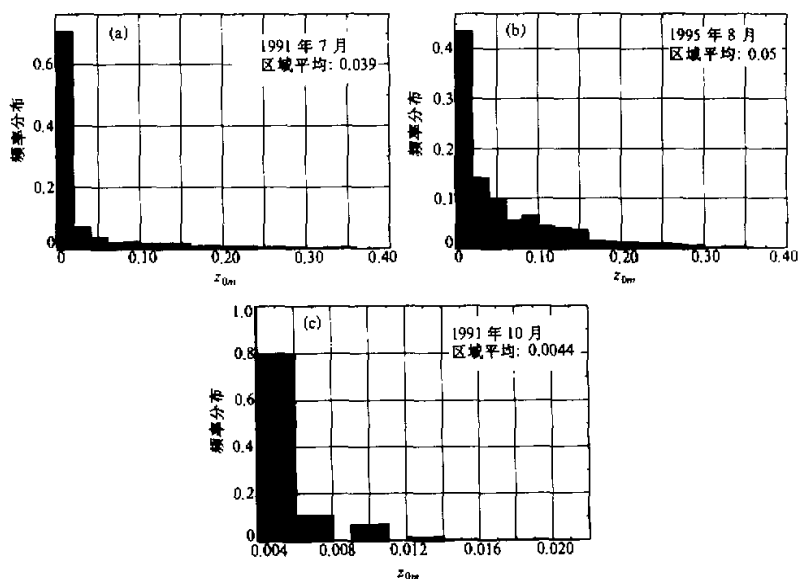


图 5 地表动量粗糙度区域分布直方图
(a) 1991 年 7 月, (b) 1995 年 8 月, (c) 1991 年 10 月

m (8 月), 近冬季 z_{0m} 的区域平均值为 0.0044 m。虽然从 1991 年至 1995 年有几年的间隔, 但黑河实验区的绿洲在 7~8 月间大多为农作物表面, 农作物的种类无大的变化, 7 月为小麦, 高约 1 m, 8 月为高秆的玉米, 高约 1.8 m。因而, 8 月 z_{0m} 区域平均值比 7 月 z_{0m} 区域平均值大是合理的, 且由 z_{0m} 区域分布的直方图 (图 5a、b) 可以看出, 7~8 月份 z_{0m} 峰值虽然都出现在 $z_{0m} = 0.01$ m 处, 但 8 月份 z_{0m} 值小于等于 0.01 m 的区域在整个区域上所占比例 (占 40%) 与 7 月 (占 70%) 相比明显要小。另外, 由近冬季 z_{0m} 区域分布的直方图 (图 5c) 可以看出, 几乎整个区域上的 z_{0m} 值都小于 0.01 m, 而 z_{0m} 峰值出现在 0.005 m 处, 说明近冬季由于绿洲上没有作物存在, 其地表粗糙度程度已与沙漠和戈壁表面接近。 z_{0m} 值在夏冬季节不同的区域分布特征将会影响到在不同季节时对感热通量的估算^[16]。

值得提出的是, 由于拟合关系 [方程(9)] 与叶面积指数密切相关, 实际上更适合均质的植被表面, 因而依此式对冬季地表粗糙度的估计可能会有偏差, 因为冬季地表状况本身的特点 (无作物, 落叶树木也无叶片), 由卫星得到的 I_{NDV} 很小, 而实际的地表粗糙度状况并不一定相应成比例地减小。但至少由 (9) 式得到的冬季的 z_{0m} 的区域分布可以给我们一个定性的说明。

4.3 合理性检验

在 AECMP95' 期间共有 4 个地面观测站, 其中 O1 站已用于作 $z_{0m} - I_{NDV}$ 关系的拟合, 我们用其余 3 个站对本文得到的 $z_{0m} - I_{NDV}$ 关系作合理性检验。这是通过比较 3 站观测的和计算的摩擦速度 u , 来实现的: 由动量粗糙度 z_{0m} 的区域分布图 4 可以得到的各站 z_{0m} , 利用方程 (1) 可得到各站计算的摩擦速度 u_{cal} , 将之与观测值进行比较, 三站都得到很好的相关 (图 6)。图 6 中, 计算的摩擦速度 u_{cal} 比观测值 u_{obs} 系

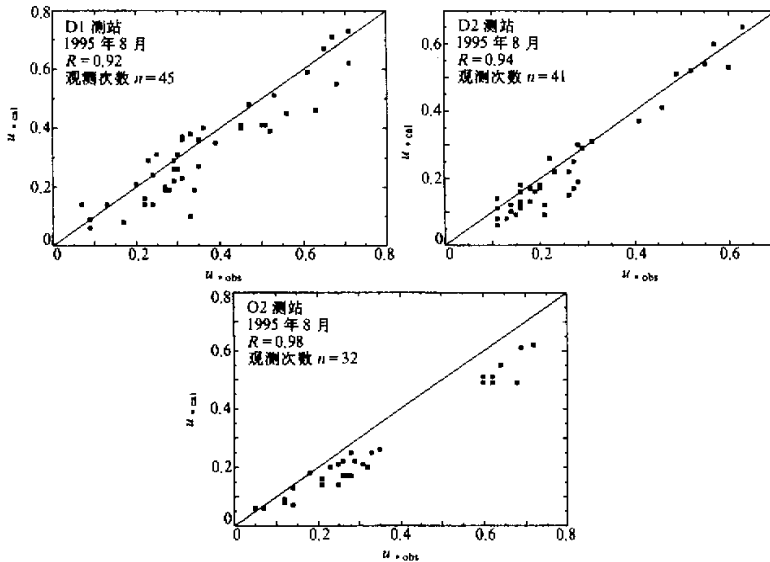


图 6 D1、D2 和 O2 三站计算的摩擦速度与实测值的比较

统偏低, 这表明方程(9)模拟的区域地表动量粗糙度与实际值相比要小, 这一方面可能是在得到拟合关系时, 地面可用的拟合点不够多, 同时, 对于由戈壁、沙漠、绿洲以及它们的混合区域所组成的复杂下垫面, 由方程(9)这样的简单参数组成的公式, 所得到的计算结果不会十分精确, 但对于区域尺度来说, 方程(9)的方法仍是有意义的。另外, 将此关系式用于估算该实验区感热和潜热的区域分布时, 所得结果得到了明显的改进^[16]。

5 结论

利用地面湍流观测估算了黑河实验区各典型下垫面的地表动量粗糙度, 并结合由陆地资源卫星得到的反映地表植被特征的遥感参数 I_{NDV} 经拟合得到了实验区地表动量粗糙度 z_{0m} 和 I_{NDV} 之间的经验关系式, 进一步地估算了实验区地表动量粗糙度 z_{0m} 的区域分布, 夏季区域平均值为0.039 m(7月)和0.05 m(8月), 近冬季为0.0044 m。通过比较3个站的动量通量对所得到的 $z_{0m} - I_{NDV}$ 关系进行了合理性检验, 认为该关系式及利用其所估算的地表动量粗糙度 z_{0m} 是合理的。因此, 在缺乏用其他方法获得区域地表粗糙度时, 这种利用卫星遥感资料得到地表动量粗糙度是较为可靠的方法。通过与其他实验区的 $z_{0m} - I_{NDV}$ 关系的比较, 认为 $z_{0m} - I_{NDV}$ 的指数关系可能是普遍适用的, 但对不同的实验区由于下垫面的差异, 必须采用不同的经验系数。

参 考 文 献

- 1 Stears, C. R., 1970, Determining surface roughness and displacement height, *Boundary-Layer Meteor.*, **1**, 102~110.
- 2 Brutsaert, W. A., 1982, *Evaporation into the Atmosphere*, Dordrecht in Holland, D. Reidel Publishing Company, 113~121.
- 3 Hatfield, J. L., 1989, Aerodynamic properties of partial canopies, *Agricultural and Forest Meteorology*, **46**, 15~22.
- 4 Finnigan, J. J., M. R. Raupach, E. F. Bradley and G. K. Aldis, 1990, A wind tunnel study of turbulent flow over a two-dimensional ridge, *Boundary-Layer Meteor.*, **50**, 277~317.
- 5 陈家宜, 王介民, 光田宁, 1993, 一种确定地表粗糙度的独立方法, *大气科学*, **17**(1), 21~26.
- 6 王介民, 马耀明, 1995, 卫星遥感在HEIFE非均匀陆面过程研究中的应用, *遥感技术与应用*, **10**(3), 19~26.
- 7 Wooding, R. A., E. F. Brandley and J. K. Marshall, 1973, Drag due to regular arrays of roughness elements of varying geometry, *Boundary-Layer Meteor.*, **5**, 285~308.
- 8 Seginer, I., 1974, Aerodynamic roughness of vegetated surfaces, *Boundary-Layer Meteor.*, **5**, 383~393.
- 9 Raupach, M. R., 1994, Simplified expressions for vegetation roughness length and zero-plane displacement as functions of canopy height and area index, *Boundary-Layer Meteor.*, **71**, 211~216.
- 10 Pierce, L. L., Walker, J., Downing, T. I. et al., 1992, Ecological change in the Murry-Darling Basin-III: A simulation of regional hydrological changes, *Journal of Applied Ecology*, **30**, 283~294.
- 11 Asrar, G., Myneni, R. B. and Chaudhury, B. J., 1992, Spatial heterogeneity in vegetation canopies and remote sensing of observed photosynthetically active radiation: a modeling study, *Rem. Sens. Env.*, **41**, 85~103.
- 12 Hatfield, J. L., 1988, Large scale evapotranspiration from remotely sensed surface temperature, *Proc. on Planing Now for Irrigation & Drainage* IR Div / ASCE, Lincoln, NE., **7**, 18~21, 502~509.
- 13 Moran, M. S., Clarke, T. H., Inoue, Y. et al., 1994, Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index, *Rem. Sens. of Env.*, **49**, 246~263.

- 14 Bastiaanssen, W. G. M., 1995, Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: a remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates. Ph. D. Thesis, Agricultural University of Wageningen, 175~ 177.
- 15 Roerink, G., 1995, Determination of the regional surface energy budget of the HAPEX-Sahel grid interne modeling, DLO-Staring Center Wagenengen, The Netherlands, 15.
- 16 贾立, 1997, 利用卫星和地面观测对陆表通量参数化的改进, 兰州高原大气物理研究所硕士学位论文, 20~ 21.

Estimation of Area Roughness Length for Momentum Using Remote Sensing Data and Measurements in Field

Jia Li and Wang Jiemin

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Lanzhou 730000)

Massimo Menenti

(Winand Staring Centre for Integrated Land, Soil and Water Management, Wageningen 6700 AC, The Netherlands)

Abstract Data collected at several observation sites of HEIFE were used to estimate local roughness length for momentum. Combining of remote sensing data, an experienced formula for calculating roughness length for momentum was obtained from normalized difference vegetation index I_{NDVI} . Further, area roughness length for momentum for summer and early winter were estimated by this relationship, which was validated by measurements in the field.

Key words roughness length for momentum vegetation index area distribution

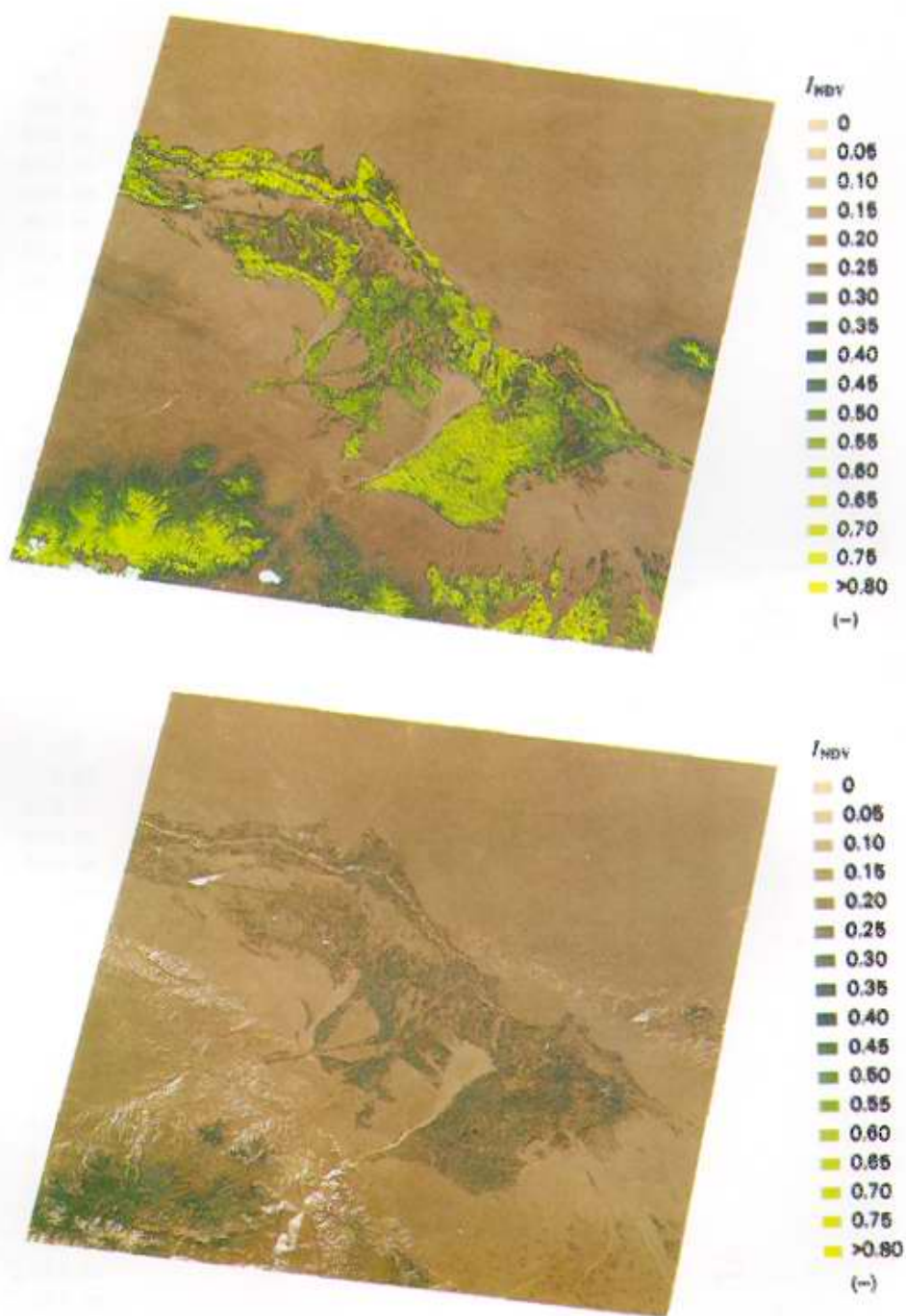


图2 黑河实验区标准化差值植被指数 I_{NDV} 的区域分布
(a) 1991年7月; (b) 1991年10月



图4 由 I_{sav} 估算的黑河实验区地表动量粗糙度 z_{0m} 的区域分布
(a) 1991年7月; (b) 1991年10月