

地表非均匀性对区域平均水分通量参数化的影响

刘晶淼

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

裕国

(南京气象学院, 南京, 210044)

周秀骥

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

汪方

(南京气象学院, 南京, 210044)

摘 要

次网格尺度地表非均匀性对于网格区平均通量具有重要影响。若将网格区视为均一地表, 并不能真实描述地-气通量交换过程, 且可造成很大误差。文中从理论上证明, 区域平均水分通量的变化率可分解为两部分: 第一部分为区域水分通量的算术平均变化率; 第二部分为非均匀性所引起的水分通量变化率扰动, 它与区域内土壤水分空间分布的变差系数有关。数值试验表明, 地表土壤水分的水平空间变差系数集中反映了区域内土壤水分分布的非均匀程度, 不同土壤对同样的非均匀程度其敏感性是不同的。变差系数愈大, 非均匀性愈强, 在相同的土壤水分平均值下, 不同土壤类型对地表非均匀程度的敏感性并不相同。例如沙土和粘土受非均匀性的影响就可相差数十倍。

关键词: 地表非均匀性, 次网格尺度, 地-气平均通量, 统计特征值。

1 引 言

现有的陆面过程模式 (LSPM) 对网格区下垫面大多采用均一性、单一性假定, 即认为网格区只有一种植被均匀覆盖其上, 并在均匀分布大气条件下, 实现地-气交换过程, 这显然并不能准确地描述陆面过程并精确地估计其通量交换。因为真实陆面的构成既非单一又非均匀, 它们相当复杂; 而大气条件也不可能是均匀分布的, 在此基础上所产生的热力、动力和水分 3 通量必然在次网格尺度上具有非均匀性^[1]。据研究, 由于地表参量的实际非均匀性可能造成新的附加中尺度环流并引发附加的中尺度通量, 现有的 LSPM 不但对陆面过程的描述欠真实, 而且所计算的区域平均通量有较大误差。特别是陆面过程中的非线性项对地表参量的非均匀性最为敏感, 明显地影响着陆-气之间的动量、水分和能量的交换^[2, 3]。因此, 如何有效地描述 LSPM 中网格区内和网格区之间的非均匀性, 降低平均通量计算所造成的误差, 是一个关键性问题。这也正是当前国内外在陆面过程模式与大中尺度大气模式耦合中亟

待解决的前沿课题。诚然, 近十多年来, 关于陆面过程非均匀性及其对陆-气相互作用的重要影响, 已受到各国学者的高度重视, 相继提出了一些描述非均匀地表陆面过程参数化的方法, 如拼图 (mosaic) 法, 统计-动力方法等^[2, 4]。但至今仍有许多值得探讨的问题未引起足够重视, 例如非均匀性对网格区平均通量在数值上的影响究竟有多大, 是否所有地表参量 (如地表温度、土壤水分、地表反照率、地形高度、坡向坡度、植被指数、地面粗糙度等) 的次网格尺度变率都会对平均通量有影响, 其影响程度有何差异, 地表参量非均匀性是否对所有陆面过程通量中的非线性项都有不可忽略的影响, 同一下垫面的非均匀性及不同下垫面的非均匀性对陆面通量的影响在量级上有没有区别, 哪些非均匀性所造成的误差是可忽略的, 哪些则必须考虑等, 都有深入研究的必要。

地表非均匀性之所以对地-气通量输送有相当大的影响, 是因为热量、动量和水分 3 通量的输送几乎都是地表反照率、土壤热通量、地面温度、土壤湿度、地形、植被、地表粗糙度、地表面风应力等一系列

下垫面物理和动力特性的某种函数, 尤其是土壤水分和反照率, 更是调控地-气反馈的关键性因子。土壤水分往往决定了次网格尺度上的波恩比(感热与潜热之比)大小; 而反照率则是控制地表有效辐射的关键参数。土壤水分本身又是地表反照率的主要影响因子, 这种复杂的作用关系, 使得土壤水分成为几乎一切陆面过程中的关键性因子^[5-7]。因此, 它在次网格尺度上的非均匀分布特征往往间接地表征了地表各种通量输送的非均匀性。

本文目的在于, 以土壤水分通量为例, 从平均通量的理论或经验表达式出发, 定量估计出实际地表土壤水分分布的非均匀性对土壤水分通量计算的影响程度, 以及通量本身的非线性程度与地表非均匀性的相互关系。以便说明仅仅采用地表条件为均匀单一的假定, 可能对土壤水分通量计算造成不容忽视的误差。

2 理论证明

2.1 基本假定

设任一给定区域(如网格区)内, 某一地表物理参量为 X , 显然, 对于水平地理空间而言, 它可表示为

$$X = x(\lambda, \varphi, h) \tag{1}$$

这里, 自变量 λ, φ, h 分别是纬度、经度、海拔高度。严格地说, 陆地表面或地表层中各种参量都随上述自变量而变。从宏观上看, 这些参量可视为相应空间尺度上的确定性变量, 但就更小的空间尺度而言, 在次网格或甚次网格上, 自然地理系统和自然生态系统的复杂多样性以及大气强迫, 人类活动的综合影响, 地表物理参量在地理空间域上的数值分布可表征为一种随机变量的连续型函数^[8,9]。因此, 任一给定区域(如网格区)内, 某一地表物理参量 x , 在给定时刻, 每一地理空间坐标点的取值, 可写为

$$x(\lambda, \varphi, h, t) = \bar{x}(t) + x_t \tag{2}$$

式中 \bar{x} 为区域总体均值, x_t 为由于非均匀性所引起的扰动值或偏差值。上式表明, 任一格点地表物理参量总可分解为两部分: 区域总体均值和局地偏差值。

2.2 土壤水分通量的参数表达式

假定地-气通量是某一物理参量的函数, 则其通量的取值就受到上述两方面各自的影响。为了进一步证明这一论点, 现引入土壤水分通量的参数表达式为例, 推证如下:

根据土壤水分通量方程^[4], 一般地有

$$W = D_w \frac{W}{Z} + K_w \tag{3}$$

并有 $D = K \frac{W}{Z}$ (4)

式中 D 为与液压传导率 K 和土壤水分势有关的参数, θ_w 为土壤容积水分含量, ρ_w 是水密度。引进 Clapp-Homburger 参数化方案中的经验公式

$$K = K_s \left(\frac{\theta_w}{\theta_{ws}} \right)^{2b+3} \tag{5}$$

$$= K_s \left(\frac{\theta_w}{\theta_{ws}} \right)^b \tag{6}$$

上式中, K_s 为饱和条件下液压传导系数, θ_{ws} 为土壤疏松度(常数)。由式(6)可得

$$\begin{aligned} \frac{K}{K_s} &= \left(\frac{\theta_w}{\theta_{ws}} \right)^b = -b \theta_{ws}^{-b} \theta_w^{-(b+1)} \\ &= -b \theta_{ws} \left(\frac{\theta_w}{\theta_{ws}} \right)^{b+1} \end{aligned} \tag{7}$$

将式(5)和(7)代入式(4), 经整理后, 就有

$$\begin{aligned} D &= -\frac{b K_s K_s \theta_{ws} \left(\frac{\theta_w}{\theta_{ws}} \right)^{b+3}}{\theta_{ws}} \\ &= -b K_{ws} \left(\frac{\theta_w}{\theta_{ws}} \right)^{b+2} \end{aligned} \tag{8}$$

式中定义 $K_{ws} = K_s \theta_{ws}$, 相应地, 式(5)可改写为

$$K_w = \frac{K}{\theta_w} = \frac{K_s}{\theta_w} \left(\frac{\theta_w}{\theta_{ws}} \right)^{2b+3} = K_{ws} \left(\frac{\theta_w}{\theta_{ws}} \right)^{2b+3} \tag{9}$$

为了推导方便, 后文我们将 D 也写成 D_w 。假定地表上层较薄的土层内, $\frac{W}{Z}$ (常数)^[6], 并考虑式(8)和(9)的关系, 于是式(3)可改写为

$$\begin{aligned} W &= -b \theta_{ws} K_{ws} \left(\frac{\theta_w}{\theta_{ws}} \right)^{b+2} W + \\ &K_s \left(\frac{\theta_w}{\theta_{ws}} \right)^{2b+3} W \end{aligned} \tag{10}$$

若令 $S = \frac{\theta_w}{\theta_{ws}}$ 表示土壤水分饱和度(%), 式(10)还可进一步写为

$$W = -b \theta_{ws} K_{ws} S^{b+2} W + K_{ws} S^{2b+3} W \tag{11}$$

或 $W = D_w \frac{W}{Z} + K_w \frac{W}{Z}$ (12)

另一方面, 当略去水质平流及降水的源汇项时, 可将土壤容积水分含量 θ_w 对时间 t 的局地微商写为

$$\frac{d\theta_w}{dt} = \frac{1}{\rho_w} \frac{dW}{dt} \tag{13}$$

将式(12)代入式(13), 并按 $\frac{dW}{dt} = \frac{dW}{dt} \frac{Z}{Z}$ 的假定, 经整理后就可得到

$$\frac{-}{t} = \frac{-}{Z} \left[{}_s K_w + D_w \frac{-}{Z} \right] \quad (14)$$

由于区域内各地初始土壤水分含量为非均匀分布,考虑式(8)和(9)的关系,土壤水分含量的非均匀分布必导致相应的地表参量 K_w 和 D_w 为非均匀分布。因此,就区域平均而言,由式(14)可得

$$\frac{-}{t} = \frac{-}{Z} \left[{}_s K_w + D_w \frac{-}{Z} \right] \quad (15)$$

式中 * 表示求区域总体平均。式(15)中,由于假定 $\frac{-}{Z}$ (常数)^[6], 于是

$$K_w = K_{ws} S^{2b+3} \quad (16)$$

$$D_w = -bK_{ws} S^{2b+3} \quad (17)$$

根据式(2)的思路,对上两式利用泰勒级数展开,并略去高阶项,可有

$$S^{2b+3} \bar{S}^{2b+3} + H_1 \bar{S}^{2b+1} V(S) \quad (18)$$

$$S^{b+2} \bar{S}^{b+2} + H_2 \bar{S}^b V(S) \quad (19)$$

其中 $V(S)$ 为土壤水分饱和度在区域上非均匀分布的水平空间方差,而常数

$$H_1 = \frac{(2b+3)(2b+2)}{2} \quad (20)$$

$$H_2 = \frac{(b+2)(b+1)}{2} \quad (21)$$

将式(16)~(21)代入式(15)中,经化简整理后,最终得到下列关系式

$$\begin{aligned} \frac{-}{t} = & \frac{-}{Z} \left[{}_s K_w + D_w \frac{-}{Z} \right] + \\ & \frac{-}{Z} \left[\left({}_s K_{ws} H_1 S^{2b+1} + \right. \right. \\ & \left. \left. K_{ws} {}_s b H_2 \frac{-}{Z} \right) V(S) \right] \end{aligned} \quad (22)$$

引入 S 的变差系数 C_{VS} , 还可将式(22)改写为下列形式

$$\begin{aligned} \frac{-}{t} = & \frac{-}{Z} \left[{}_s K_w + D_w \frac{-}{Z} \right] + \\ & \frac{-}{Z} \left[\left[H_1 {}_s K_w + H_2 D_w S^b \frac{-}{Z} \right] C_{VS}^2 \right] \end{aligned} \quad (23)$$

其中参数 $K_w = K_{ws} S^{2b+3}$ (24)

$$D_w = -K_{ws} {}_s b S^{b+2} \quad (25)$$

显然,式(23)的第一项为区域平均水分通量的变化率,第二项为非均匀性所引起的各格点水分通量偏差对应的通量变化率。假如区域各格点土壤含水量的水平空间方差 $V_{ar}(S) = 0$ 或变差系数 $C_{VS} = 0$, 即土壤水分的水平空间变率为零,或者区域上的土壤水分分布趋于均一,它等价于其概率密度函数

(PDF)为单点分布^[9],则区域平均通量的计算式简化为

$$\frac{-}{t} = \frac{-}{Z} \left[{}_s K_w + D_w \frac{-}{Z} \right] \quad (26)$$

显然,上式表明,假如次网格尺度上,水分分布均一,网格区由各格点地表参量的平均值所构成的通量方程必然代表区域平均通量方程。然而,实际土壤水分分布由于各地地表的地形、土质、土壤类型及大气气候强迫等因素所引发的非均匀性,使得区域内次网格尺度上水分分布具有一定的空间变率。所以式(26)并不能真实代表区域平均水分通量。因为它至少不如式(23)更接近实际。式(23)中第二项正是地表非均匀性引起的各格点水分偏差所对应的通量变化率,这就是所谓附加的中尺度通量项。

地表参量非均匀性也并非对所有陆面过程通量中的非线性项都有不可忽略的影响,非均匀性对网格区各种平均通量在数值上的影响也并非一样,各种地表参量(如地表温度、土壤水分、地表反照率、地形高度、坡向坡度、植被指数、地面粗糙度等)的次网格尺度变率对于平均通量的影响程度也不完全一样。对此我们在另文加以探讨。另外,值得指出的是,地表非均匀性对土壤水分通量的影响是多方面的,本文仅着重探讨初始土壤水分含量对于土壤水分通量的影响,这只是一种典型情况的研究。

3 对比数值试验

根据式(23),在非均匀地表条件下,区域平均水分通量的变化率,实际上取决于两个分量的影响,其第一项为平均水分通量的变化率,第二项为非均匀性所引起的偏差项。对各类土壤分别进行如下的试验:采用美国农业部颁布的11类土壤参数(外加1类泥炭土)函数值(见表1)。

根据文献[8],由土壤水分的再分布可知,在较薄的土层内,容积水分含量随深度的增加基本呈线性递减,故不妨设 $\frac{-}{Z} =$, 因而,对于某一固定的区域,可认为水分含量的区域平均值随深度的变化近似为一常数,即可设:

$$\frac{-}{Z} = 1 \quad (27)$$

又据式(24),(25),对式(23)的第一、二项分别令为 A, B , 则有

表 1 11 类土壤(外加 1 类泥炭土)的土壤参数(引自文献[5])

土壤类型	s_s (cm/cm ³)	s_s (cm)	K_{s_s} (cm/s)	b	w_{sat} (cm ³ /cm ³)	c_i (J/cm ³)
沙地	0.395	- 12.1	0.0176	4.05	0.677	1.47
混沙沃土	0.41	- 9.0	0.01563	4.38	0.750	1.41
多沙沃土	0.435	- 21.8	0.00341	4.9	0.1142	1.34
淤泥沃土	0.485	- 78.6	0.00072	5.3	0.1794	1.27
沃土	0.451	- 47.8	0.0007	5.39	0.1547	1.21
砂质粘	0.42	- 29.9	0.00063	7.12	0.1749	1.18
淤泥粘	0.477	- 35.6	0.00017	7.75	0.2181	1.32
粘沃土	0.476	- 63.0	0.00025	8.52	0.2498	1.23
沙粘土	0.426	- 15.3	0.00022	10.4	0.2193	1.18
淤泥粘	0.492	- 49.0	0.0001	10.4	0.2832	1.15
粘土	0.482	- 40.5	0.00013	11.4	0.2864	1.09
泥炭土	0.863	- 35.6	0.0008	7.75	0.3947	0.84

$$A = \frac{1}{Z} (K_w + D_w \frac{W}{Z})$$

$$= \frac{1}{Z} (K_{ws} W^{2b+3} - K_{ws} s_b W^{b+2-1})$$

$$= (2b+3) K_{ws} W^{2b+2} - \frac{1}{b(b+2) K_{ws} s_b W^{b+1} \frac{2}{1}} \quad (28A)$$

$$B = \frac{1}{Z} \left[\left(H_1 K_{ws} W^{2b+1} - b H_2 K_{ws} s_b W^b \frac{W}{Z} \right) S^2 \frac{W}{Z} \right]$$

$$= \left[(2b+1) H_1 K_{ws} W^{2b+2} - \frac{1}{b^2 H_2 K_{ws} s_b W^{b+1} \frac{2}{1}} \right] C_{VS}^2 \quad (29A)$$

或

$$A = \frac{1}{Z} (s_b K_w + D_w \frac{W}{Z})$$

$$= \frac{1}{Z} (s_b K_{ws} S^{2b+3} - K_{ws} s_b S^{b+2-1})$$

$$= (2b+3) K_{ws} S^{2b+2} - \frac{1}{b(b+2) K_{ws} s_b S^{b+1} \frac{2}{s}} \quad (28B)$$

$$B = \frac{1}{Z} \left[\left(H_1 K_{ws} S^{2b+1} - b H_2 K_{ws} s_b S^b \frac{W}{Z} \right) V(S) \right]$$

$$= \left[(2b+1) H_1 K_{ws} S^{2b+2} - \frac{1}{b^2 H_2 K_{ws} s_b S^{b+1} \frac{2}{s}} \right] C_{VS}^2 \quad (29B)$$

上式中, 非均匀扰动项 B 与区域平均水分通量项 A 的比值为:

$$\frac{B}{A} = \frac{\left[(2b+1) s_b H_1 S^{b+2} - b^2 H_2 s_b S^{b+1} \right] C_{VS}^2}{(2b+3) s_b S^{b+2} - b(b+2) s_b S} \quad (30)$$

参考表 1 的参数计算 B/A 值, 结果发现, 在不同的土壤条件下, 由于非均匀地表所形成的扰动项 B 对于区域平均水分通量的影响并不一样, 它们又因区

域内平均水分状况的不同而有所不同(如图 1, 2)。

表 2 列出的不同土壤条件下, 非均匀地表土壤水分变差系数与扰动项 B 的关系(以 B/A 值为指标)。由表可见, 尽管粘土受非均匀性影响最小, 但当 $W = 0.5$, 变差系数达到 1.8 时, 非均匀扰动项对区域平均值的影响也可达到 36%; 而沙土受非均匀性影响最大, 一般非均匀扰动项对区域平均值的影响可达到 7.57 倍。换言之, 地表土壤水分变差系数反映了区域内土壤水分分布的非均匀程度, 不同土壤对同一种非均匀程度的敏感性却是不同的。在同样的平均水分条件下(如 $W = 0.5$), 粘土敏感性最小, 沙土敏感性最大。可见, 区域地表非均匀性对于地-气通量的影响, 并不能一概而论, 必须具体问题具体分析。

表 2 当 $W = 0.5$ 时, 不同土壤的非均匀性影响(B/A 值)

C_{VS}	沙土	沃土	粘土	淤泥沃土
0.2	0.89	0.11	0.00	0.01
0.4	1.34	0.17	0.03	0.06
0.6	2.23	0.29	0.05	0.18
0.8	3.12	0.40	0.10	0.26
1.0	4.01	0.51	0.19	0.33
1.2	4.90	0.63	0.23	0.40
1.4	5.79	0.74	0.27	0.47
1.6	6.68	0.86	0.31	0.55
1.8	7.57	0.97	0.36	0.62

4 讨论与结论

4.1 讨论

根据式(23), 若已知区域平均土壤含水量和区域土壤含水量的标准差, 则可估算出区域水分通量局地变化率。目前卫星遥感技术已经有条件获取较为丰富的地表物理参数的信息, 尽管其反演土壤水

分的微观结构尚未达到较高的精度,但从宏观尺度来看,较准确地估计其平均值与标准差并不困难^[11, 12]。因此,从这个意义上说,借助于式(23)的理论公式,利用卫星遥感资料(如 AVHRR),对非均匀地表区域平均土壤水分通量可以作出较为准确的估计。

如前所述,在式(9), (10)及其后的式(27)中,假定土壤水分垂直梯度为常数,其主要依据是:(1)容积水分含量随深度的增加,在较薄的土层内,基本呈线性递减^[10]; (2)实测资料统计研究认为,在地势基本平坦,土质为壤土,原土中含水量小于田间持水量,一次降水小于 18 mm 时降水与水分渗透深度有一定的线性关系,约合渗透率 $0.8^{[11]}$; (3)根据作者对淮河试验资料中鲇鱼山、梅山和蒋集等 3 站点近百天的逐日土壤水分观测资料统计结果发现, 0 和 15 cm 两层土壤的含水量数据具有近似同步变化趋势,波峰和波谷配合较一致,土壤水分垂直梯度基本稳定在某一数值。其不同站点间的土壤水分垂直梯度的相关系数较高。显然,这一假定对于地势基本平坦且有同一种土质结构的地区较为适合。尽管如此,它仍有一定的局限性,尤其对于网格区内包含不同土质或不同下垫面时,因土壤水分垂直梯度的水平分布仍可能有较大的非均匀性,其误差较大。不过,本文研究目的在于强调初始土壤水分含量本身的非均匀性对土壤水分通量的影响,上述假定可以更好地突出初始土壤水分含量本身的非均匀性对土壤水分通量的影响,况且目前由于观测资料的局

限,我们还无法对多种地表参量非均匀性的共同影响作出综合性评价,这也是今后应深入研究的方向。

4.2 结论

(1) 本文从理论上证明,地表初始土壤水分空间分布的次网格尺度非均匀性对于网格区平均水分通量的计算具有重要影响。若将网格区视为均一地表(或仅利用简单算术平均计算区域通量),并不能真实描述地-气通量交换过程,且可能造成很大误差。从理论上说,区域平均水分通量的变化率,可分解为两部分:第一部分为区域水分通量的算术平均变化率;第二部分则由地表非均匀性所引起的各格点水分通量的偏差所对应的水分通量变化率。这就是说,地表非均匀性可造成附加的中尺度通量项。

(2) 为了考察上述地表非均匀性(即附加的中尺度通量)的影响,数值试验表明,土壤水分的空间变差系数集中反映了区域内土壤水分水平空间分布的非均匀程度,不同土壤对同一种非均匀程度的敏感性却是不同的。变差系数愈大,非均匀性愈强,在同样的土壤水分平均值下,不同土壤对地表非均匀程度的敏感性并不相同。例如沙土和粘土受非均匀性的影响就可相差数十倍。

(3) 地表参量非均匀性并非对所有陆面过程通量中的非线性项都有不可忽略的影响,非均匀性对各种平均通量在数值上的影响也并非一样,各种地表参量(如地表温度、土壤水分)的次网格尺度变率对于平均通量的影响程度也不完全一样。

参考文献

- 1 孙菽芬,金继明.陆面过程模式研究中的几个问题.见:陶诗言,陈联寿,徐祥德,萧永生主编.第二次青藏高原大气科学实验理论研究进展(二).北京:气象出版社,2000.76~84
- 2 Flippo Giorgi. An approach for the representation of surface heterogeneity in land surface models. Part 1: Theoretical framework. *Mon Wea Rev*, 1997, 125: 1885~1899
- 3 Flippo Giorgi. An approach for the representation of surface heterogeneity in land surface models. Part 2: Validation and sensitivity experiments. *Mon Wea Rev*, 1997, 125: 1900~1919
- 4 魏和林,符淙斌.下垫面非均匀性的模拟. *气候与环境研究*, 1997, 2(2): 106~114
- 5 Pielke R A. 中尺度气象模拟. 张杏珍,杨长新译.北京:气象出版社,1990.422~429
- 6 刘磊森,周秀骥,余锦华等.长江三角洲地区水和热通量的时空变化特征及影响因素. *气象学报*, 2001, 60(2): 139~145
- 7 曹晓彦,张强.西北干旱荒漠戈壁陆面过程的数值模拟. *气象学报*, 2002, 61(2): 219~225
- 8 么枕生,丁裕国.气候统计.北京:气象出版社,1991.11~35
- 9 张学文,马力.熵气象学.北京:气象出版社,1992.9~16
- 10 王馥棠,冯定源等.农业气象预报概论.北京:农业出版社,1991.380~381
- 11 马谔乃.遥感信息模型.北京:北京大学出版社,1998.165pp
- 12 肖干广,陈维英.用 NOAA/AVHRR 资料监测土壤湿度. *遥感信息*, 1990, 5(1): 22~25

THE INFLUENCE OF LAND SURFACE HETEROGENEITY ON PARAMETERIZATION OF REGIONAL MEAN WATER VAPOR FLUX

Liu Jingmiao

Ding Yuguo

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing, 100081*)

(*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing, 210044*)

Zhou Xiuji

Wang Fang

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing, 100081*)

(*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing, 210044*)

Abstract

In this paper it is proved theoretically that the variation ratio of regional mean water vapor flux can be divided into two components: the variation ratio of mathematical mean of regional mean water vapor flux for a region and, the disturbance variation ratio contributed by land surface heterogeneity, which is mainly influenced by variety coefficient of special distribution of soil moisture in the near surface soil layer in the region. It is demonstrated by numerical experiment that the variety coefficient of special distribution of soil moisture content can be used to denote the heterogeneity of soil water content in a spatial region, and the contribution of land surface heterogeneity of soil moisture to the variation ratio of regional mean water vapor flux are also different for diverse soil types. For the same mean of soil water content, the sensitivity of variation ratio of regional mean water vapor flux to land surface heterogeneity of soil moisture is dissimilar completely for different soil types.

From this study it can be concluded that the heterogeneous soil moisture distribution on sub-grid scale region imposes important influence on estimation of grid-mean water vapor flux. The heterogeneity of soil moisture in near land surface layer on sub-grid scale should be taking into account in estimation of grid mean water vapor flux in land surface process model. The connotative un-realistic hypothesis of homogeneous soil moisture on grid scale region may make un-neglectable error for the estimations of regional mean water vapor flux.

Key words: Heterogeneity of land surface, Sub-grid scale, Mean fluxes, Statistical characteristics.

刘晶淼等：地表非均匀性对区域平均水分通量参数化的影响

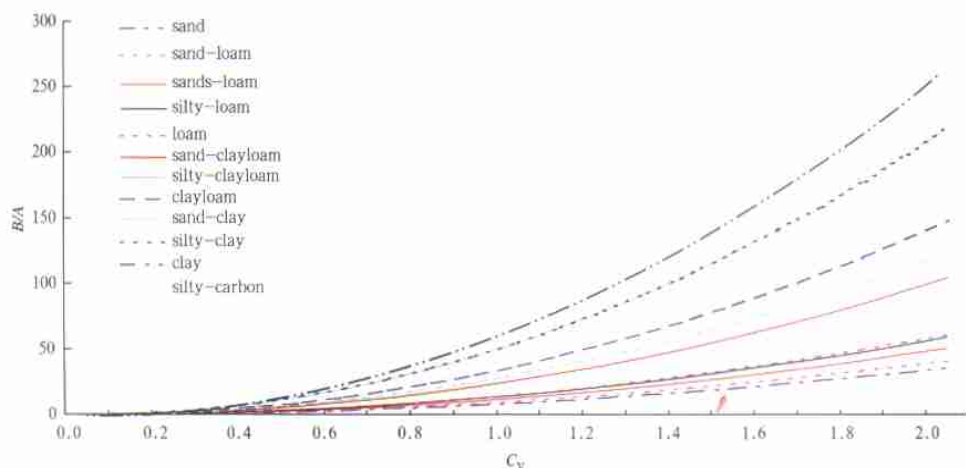


图1 各种土壤 B/A 随 C_V 的变化($\bar{S}=0.5$)

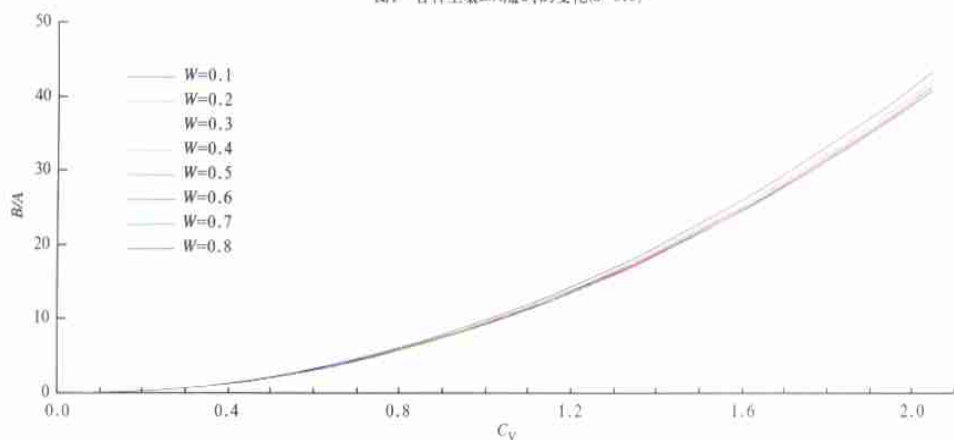


图2 S 取不同值时 B/A 随 C_V 的变化(混沙沃土)

气象学报

Qixiang Xuebao

双月刊 (1925年创刊)

2003年

第61卷

第6期

主办单位	中国气象学会
出版单位	气象学报 期刊社 (北京市中关村南大街46号)
主 编	周 秀 骥
发行范围	公 开 发 行
承 制	北京图腾博文印刷技术有限公司
国内总发行	北京市 邮 政 局
国内订购处	全 国 各 地 邮 电 局
国外总发行	中 国 国 际 图 书 贸 易 公 司 (北京 399 信箱)
	2003年12月出版

国内代号: 2-368

国外代号: BM329

刊号: ISSN 0577-6619 CN11-2006/P 定 价: 26.00元