

估算地表热通量和近地层土壤含水量的变分方法^{*}

张述文¹ 邱崇践¹ 张卫东²

1 兰州大学大气科学学院 甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室, 兰州, 730000

2 兰州大学核科学与技术学院, 兰州, 730000

摘 要

提出一种反演地表感热通量、潜热通量和近地层土壤含水量的变分方法,该方法把不同高度上的风速、位温以及湿度梯度的观测资料与 Monin-Obukhov 相似理论计算值的偏差、土壤水分蒸发参数化方案估算的蒸发潜热与由相似理论导出值的偏差在地表能量平衡的约束下融合到一个目标泛函数中,采用最优化算法寻求问题的解。利用 2001 年 6 月中国暴雨试验与研究项目在安徽肥西观测资料进行了数值验证,结果表明:该方法估算的通量值与 Bowen 比法具有很好的相关性且又能克服当 Bowen 比等于-1 时计算通量出现的不稳定;同时能克服用廓线法求解热通量与地表能量平衡条件有较大出入的缺点。对观测误差的敏感性试验也表明变分方法是 3 类方法中最稳定的。反演的近地层土壤含水量对降水具有很好的响应并与观测的 0—15 cm 深度上平均土壤湿度的变化趋势具有很好的 consistency,其绝对偏差小于 $0.03 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 。

关键词: 土壤含水量,感热通量,潜热通量,变分方法。

1 引 言

土壤湿度是联系陆-气相互作用的关键物理量之一。裸土和中等植被(如矮草)覆盖下的陆面,表层土壤含水状况是蒸发量的决定因素之一,并影响有效能量在感热通量和潜热通量间分配比例。夏季,当此比例成为近地层大气稳定度一个重要因子时,土壤湿度可能在一定程度上影响对流边界层形成(有时还包括湿对流和降水形成)^[1-2]。在季节尺度到年际时间尺度上,包括降水在内的一些变量可预测性也与陆面边界状况密切相关^[3]。在解释美国和其他大陆地上季节性降水异常变化方面,Koster 等^[4]发现土壤湿度所起作用可与海面温度相比。此外土壤湿度状况在农作物产量预测,降水的入渗和径流以及土地规划等诸多方面也具有参考价值^[5]。土壤湿度可以单点直接测量,如烘干失重法、时域反射仪等,同时遥感技术也被广泛地用来反演大范围表层土壤湿度,但与单点测量相比误差较大。除直接测量外,土壤湿度也可借用其他手段间接获取,常

见方法有参数识别法、陆面水文模型预报法和数据同化方法等^[6]。

地表湍流通量也是表征地气间相互作用的十分重要物理量,其变化特征对上层大气具有深刻影响。无论是海-气相互作用或是地-气相互作用,其中主要物理过程为地球表面同低层大气之间的热量、水汽和动量的垂直交换。如何求解近地层湍流通量是大气环流和气候数值模拟的重要问题之一。地表湍流热通量同土壤湿度一样,可以直接进行测量也可利用其他资料间接推算^[7]。直接法首推涡旋相关法,是一种较为精确的测量方法,但观测仪器昂贵且操作复杂;间接法有空气动力学方法(也称廓线法)、Bowen 比能量平衡法(简称 Bowen 比法)和组合法等^[7-8]。间接法可以在事后分析计算通量的误差,但在计算过程中一般不能把公式误差和观测数据误差的统计特性直接考虑进去。从方法论上讲,间接法属于确定论方法范畴。由于观测误差(包括仪器误差和取样误差等),我们所得到的观测资料总是含有不确定性;换言之,气象资料只是实际大气的一种可

* 初稿时间:2006 年 1 月 13 日;修改稿时间:2006 年 4 月 20 日。

资助课题:国家自然科学基金项目(40475012),国家重点基础研究发展规划项目(2001CB309404)。

作者简介:张述文,主要从事陆面过程及数据同化方法研究。Email: zhangsw@lzu.edu.cn

能近似而已,要想精确地描述大气真正状态是相当困难的^[9]。对此一种可能解决办法是把大气中物理变量看成是随机量,采用随机方法来处理大气问题。Xu 和 Qiu^[10]首次把随机论思想引入求解地表湍流通量,利用变分方法把空气动力学方法和 Bowen 比能量平衡法组合在一起来提高常规梯度观测资料计算湍流通量的精度和稳定度。本文继续扩展他们的工作,探讨在估算地表热通量时,把裸土或根系较浅植被覆盖陆面的近地层土壤湿度一并反演出来。

Castelli 等^[1]曾利用表征地表温度变化的近似方程并结合地表能量平衡约束采用伴随技巧来反演地表热通量和土壤湿度指数,由于未考虑近地层大气状况,结果尚有改进余地。因为土壤水分蒸发,不仅取决于土壤湿度状况,也与近地面大气稳定度直接相关。本文尝试弥补这方面缺陷,利用地面上温、压、湿、风和辐射等常规观测资料,并结合蒸发参数化方案和地表能量平衡条件,提出一种估算近地层土壤含水量并同时反演地面热通量的变分方法。通过把多组观测数据(可能是超定的)连同观测误差统计特性在地表能量平衡约束下融合到一个目标泛函中,采用最优化算法寻求问题的最优解。和传统间接方法相比,本方法考虑了各种物理规律以及观测数据误差对所求物理量的影响。利用中国暴雨试验与研究项目在安徽肥西的微气象观测资料进行了验证,结果表明该方法对近地层土壤湿度的变化趋势具有一定程度的预报能力,同时对湍流通量估计在稳定性方面优于 Bowen 比方法。

2 观测资料说明

本文资料取之于 2001 年夏季中国暴雨试验与研究项目在安徽肥西设置的梯度观测及辐射观测系统。该系统设在肥西县气象站(31.41°N, 117.08°E)观测场内,下垫面为平坦均匀稀疏矮草地,周围较为开阔。2001 年 6 月 5 日仪器安装、调试后正式开始观测。在该站设置的观测铁塔高 10 m,在 1.4 和 10 m 高度各伸出 2 m 长的水平臂,两端分别安装温度、湿度和风速传感器,此外还安装有 4 层(0、10、20、40 cm 深)地温表、雨量筒和两个土壤热流量板。对土壤湿度,引进了美国最新的土壤测湿传感器测量两层(地下 0—15 cm 和 15—30 cm)土壤平均含水量,土壤类型为粘土。所有观测仪器于观测前后在中国气象局计量站进行了

标定。

3 方法概述

根据 Monin-Obukhov 相似理论,可以得出近地层大气风速、位温和比湿随高度变化关系式

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln\left(\frac{z}{z_{0m}}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{z_{0m}}{L}\right) \right] \quad (1)$$

$$\theta(z) = \theta_s + \frac{\theta_*}{k} \left[\ln\left(\frac{z}{z_{0h}}\right) - \psi_h\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_h\left(\frac{z_{0h}}{L}\right) \right] \quad (2)$$

$$q(z) = q_s + \frac{q_*}{k} \left[\ln\left(\frac{z}{z_{0q}}\right) - \psi_q\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_q\left(\frac{z_{0q}}{L}\right) \right] \quad (3)$$

其中 u_* 为摩擦速度; θ_* 和 q_* 分别为温度和湿度尺度; θ_s 和 q_s 分别为地面辐射位温和比湿; z_{0m} 、 z_{0h} 、 z_{0q} 分别为表征地表风速、温度和湿度的粗糙度; $L = (u_*^2 \theta) / (kg \theta_*)$ 为 Obukhov 长度; k 是 Von Kármán 数,文中取 0.4; ψ_m 、 ψ_h 、 ψ_q 分别为风速、温度和湿度廓线函数的积分形式,为半经验函数。根据文献^[10],对于不稳定层结($\theta_* < 0$ 或 $L < 0$),我们采用 Paulson 拟合的关系式^[11]

$$\psi_m = 2 \ln \frac{1+x}{2} + \ln \frac{1+x^2}{2} - 2 \arctan x + \frac{\pi}{2} \quad (4)$$

$$\psi_{h,q} = 2 \ln \frac{1+x^2}{2} \quad (5)$$

式中 $x = (1 - 16z/L)^{1/4}$;对于稳定层结($\theta_* > 0$ 或 $L > 0$),我们采用 Beljaars 和 Holtslag 的近似关系式^[12]

$$-\psi_m = a \frac{z}{L} + b \left(\frac{z}{L} - \frac{c}{d} \right) \exp\left(-d \frac{z}{L}\right) + \frac{bc}{d} \quad (6)$$

$$-\psi_{h,q} = \left(1 + \frac{2az}{3L}\right)^{3/2} + b \left(\frac{z}{L} - \frac{c}{d} \right) \exp\left(-d \frac{z}{L}\right) + \frac{bc}{d} - 1 \quad (7)$$

式中 $a=1$, $b=0.667$, $c=5$, $d=0.35$ 。若已反演出 u_* 、 θ_* 和 q_* ,由 Monin-Obukhov 相似理论可以得出感热通量 H 和潜热通量 λE

$$H = -\rho c_p u_* \theta_* \quad (8)$$

$$\lambda E = -\rho \lambda u_* q_* \quad (9)$$

陆面蒸发量的计算方案很多^[13-14],由于我们主要目的是验证提出的反演算法,因此这里不打算对各类蒸发量方案进行比较。为了方便计算和反演近地层土壤湿度,本文选取 ECMWF 陆面蒸发方案^[15],但考虑了不同土壤性质对蒸发的影响。在该

方案中,陆面蒸发由 3 部分组成,它们分别来源于裸土直接蒸发、植被蒸腾以及截留水蒸发。截留水一般由夜间水汽凝结和降水引起,准确估算较为困难,本文不打算考虑这方面蒸发作用,但会以适当方式消除它的影响(见 4.2 节的解释)。对于裸露地面,计算蒸发量公式为

$$E_g = \frac{\rho}{r_a} [\alpha q_{\text{sat}}(T_{\text{sk}}, p_s) - q_L] \quad (10)$$

其中 α 为土壤湿度指数,它是土壤表层体积含水量 w 的函数

$$\alpha = \begin{cases} 0.5 \left[1 - \cos\left(\frac{\pi w}{1.6w_{\text{cap}}}\right) \right] & w < w_{\text{cap}} \\ 1 & w \geq w_{\text{cap}} \end{cases} \quad (11)$$

q_L 为观测的近地层大气比湿; p_s 为观测的地面气压; T_{sk} 为地面辐射温度,可由反演的地面辐射位温 θ_s 求出。对于干燥植被,蒸腾作用引起的土壤水分损失量为

$$E_v = \frac{\rho}{r_a + r_c} [q_{\text{sat}}(T_{\text{sk}}, p_s) - q_L] \quad (12)$$

以上两式中空气动力学阻抗 r_a 以及式(10)中植被冠层阻抗 r_c 分别取

$$r_a = \frac{1}{ku_*} \left[\ln\left(\frac{z}{z_{\text{oh}}}\right) - \psi_h\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_h\left(\frac{z_{\text{oh}}}{L}\right) \right] \quad (13)$$

$$r_c = \frac{r_{\text{sm}}}{L_f} f_1(P_{\text{AR}}) f_2(\bar{w}) \quad (14)$$

这里 r_{sm} 为单位叶面最小气孔阻抗, L_f 为叶面指数; $P_{\text{AR}} = 0.55R_s$, 其中 R_s 为观测的净短波辐射; \bar{w} 为根区平均含水量。由于肥西观测场地上植被为矮草,根系较浅,我们假设根区平均含水量 \bar{w} 等于土壤表层含水量 w 。应力函数 f_1, f_2 的表达式分别为

$$\frac{1}{f_1(P_{\text{AR}})} = 1 - a_1 \lg \frac{a_2 + P_{\text{AR}}}{a_3 + P_{\text{AR}}} \quad (15)$$

$$\frac{1}{f_2(\bar{w})} = \begin{cases} 0 & \bar{w} < w_{\text{pwp}} \\ \frac{\bar{w} - w_{\text{pwp}}}{w_{\text{cap}} - w_{\text{pwp}}} & w_{\text{pwp}} < \bar{w} < w_{\text{cap}} \\ 1 & \bar{w} > w_{\text{cap}} \end{cases} \quad (16)$$

这里 $a_1 = 0.19, a_2 = 1128 \text{ W/m}^2, a_3 = 30.8 \text{ W/m}^2$, w_{pwp} 和 w_{cap} 分别对应土壤的凋萎含水量和田间持水量。不同土壤性质其取值相差较大,根据肥西观测点的土壤性质,这里取为 0.123 和 0.311^[16-17]。对于植被覆盖比例为 c_v (文中取为 0.5) 的陆面,由上述两种蒸发作用引起的潜热通量可表为

$$\lambda E_{\text{evp}} = c_v \lambda E_v + (1 - c_v) \lambda E_g \quad (17)$$

由于上述公式和观测数据都不可避免地含有误差(如选取的风速、位温和比湿廓线经验公式不一定适合此处);同时,为了提高反演精度,在我们无法确定哪些层观测数据相对精确的情况下,尽量把所有各层观测数据都利用起来,但这样就成超定问题(观测资料为 3 层风速、位温和比湿,共 9 组,而待求反演量只有 5 个为 $u_*, \theta_*, q_*, \theta_s, w$)。极大似然估计理论可为我们提供求解此类问题的一种途径,它能把公式误差和观测数据误差影响综合在一起全盘考虑^[18]。当各类误差相互独立且概率分布函数为多维高斯函数时,最优解的极大似然估计方法就转换为经典变分方法^[18-19]。基于上述理由,本文选用变分技巧来处理上述问题。根据反演参量的要求和此处观测资料的特点,提出如下目标泛函数

$$J = \frac{1}{2} \left\{ W_u \sum_{i=1}^3 [u(z_i) - u_i^{\text{ob}}]^2 + W_\theta \sum_{i=1}^3 [\theta(z_i) - \theta_i^{\text{ob}}]^2 + W_q \sum_{i=2}^3 [q(z_i) - q(z_1) - (q_i^{\text{ob}} - q_1^{\text{ob}})]^2 + W_{\lambda E} (\lambda E_{\text{evp}} - \lambda E)^2 + W_{\text{eq}} (R - G - H - \lambda E)^2 \right\} \quad (18)$$

$z_i, u_i^{\text{ob}}, \theta_i^{\text{ob}}, q_i^{\text{ob}}$ 分别代表 3 层观测高度值及对应观测风速、位温和比湿(注:文中所述位温观测值是由观测温度值转换而来)。上式右端前 3 项表示用廓线公式计算的风速、位温和比湿梯度来拟合对应观测值,第 4 项代表用陆面蒸发参数化方案计算的潜热通量来拟合廓线法估算的潜热通量,第 5 项代表地面能量平衡条件的弱约束,其中 R 和 G 分别为观测的净辐射和对地热通量。根据极大似然估计理论要求,权重系数 $W_u, W_\theta, W_q, W_{\lambda E}, W_{\text{eq}}$ 应与各对应项的方差成反比,而这些方差值又与风速、位温和湿度廓线公式、陆面蒸发参数化方案以及观测数据误差有关,要精确知道相当困难,这里只能根据各个观测量精度给出上述权重系数的近似估计^[10],取 $W_u = 0.5^{-2} = 4 \text{ s}^2/\text{m}^2$ (注:这里已考虑风速大小对观测误差的影响), $W_\theta = 0.2^{-2} = 25 \text{ K}^{-2}$, $W_q = (2.2 \times 10^{-4})^{-2} = 2.066 \times 10^7$, $W_{\lambda E} = W_{\text{eq}} = 15^{-2} = 4.4 \times 10^{-3} \text{ m}^4/\text{W}^2$ 。数值实验表明:变分算法对权重系数不太敏感,亦即用同一数量级内的权重系数它们的反演结果差别很小。本文采用拟牛顿法寻求 5 个待反演量 $u_*, \theta_*, q_*, \theta_s, w$ 的最优解,进而由式(8)和(9)求出感热通量和潜热通量。具体求解过程需要导出目标泛函数关于 5 个未知量 $u_*, \theta_*, q_*, \theta_s, w$ 的一阶导数的解析表达式,由于公式推导较为复杂,

为了节省篇幅不再具体给出。从数值实验结果来看,迭代步数一般不超过20步就能达到极小点。

4 结果与分析

4.1 粗糙度

本文采用文献[10]提供的方案求解肥西站在观测期间的地面粗糙度。假设地面粗糙度 z_{0m} 在观测期间保持不变,对于给定的 z_{0m} 用廓线法分别计算感热通量 H 和潜热通量 λE 并得出偏差 $\delta E = R - G - H - \lambda E$, 然后用下式

$$\epsilon = \left(N^{-1} \sum_{n=1}^N \delta E_n^2 \right)^{1/2} \quad (19)$$

求解观测期间共 N 次偏差 δE_n 的均方根,选取 ϵ 达到最小值时的 z_{0m} 作为地面粗糙度。经过数值试验最后得出粗糙度长度约为 0.03 m。根据文献[20-21],对于非光滑下垫面,热力学粗糙度 z_{oh} 可近似取为 $z_{oh} \approx 0.1z_{0m}$ 。

4.2 反演的近地层土壤平均体积含水量

土壤快速变湿主要是由降水引起的(不包括人工灌溉),向上蒸发和向下渗透作用又使土壤逐渐变干。除了长时间降水外,土壤湿度在一天之内变化较小,因此本文只估算土壤含水量日平均值。为了考察本方案对降水引起近地层土壤湿度的增大是否具有很好响应能力,首先在图1描绘出日降水量(观测值)和反演的近地层土壤含水量在6月份24 d观测期间日变化曲线。从图中可以看出反演的近地层土壤含水量的增大与降水具有很好的一致性(如6月9日和18日两天),这也表明本方法能很好地跟踪近地层土壤湿度由于降水引起的剧烈变化。

下面具体比较反演的近地层土壤体积含水量与观测的两层土壤平均体积含水量(日平均值;图2)。从图中可以看出:反演的近地层土壤体积含水量变化趋势与0—15 cm深度上观测的土壤平均体积含水量基本一致,它们间的误差控制在 $\pm 0.03 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 范围内,而与15—30 cm深度上观测的土壤平均体积含水量几乎没有关联。上述结果与我们预期一致,因为肥西观测场地植被为稀疏矮草,根系较浅,通过植物根系“抽吸”作用引起深层土壤湿度变化非常小,所以也就不可能由蒸发量反过来推测深层土壤湿度状况。另外观测期间出现大旱,有限降水只能暂时滋润浅层土壤,而深层土壤由于长时间无有

效降水入渗已达到凋萎含水量(图2),所以也不可能对蒸发有贡献。

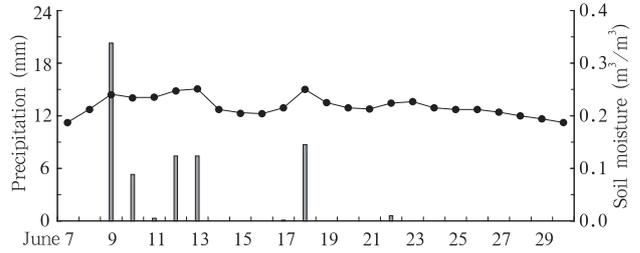


图1 观测的日降水量(柱形)与反演的日平均土壤体积含水量(圆形)之间的比较

Fig. 1 Comparison between the daily precipitation observations (solid column) and daily average of soil moistures retrieved (line with solid circles)

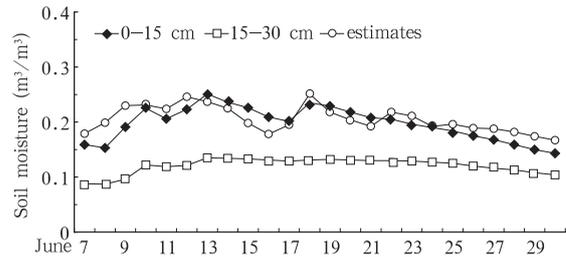


图2 观测的两层土壤平均体积含水量(菱形代表地下0—15 cm处的平均值;方形代表地下15—30 cm处的平均值)与反演的日平均土壤体积含水量(圆形)之间的比较

Fig. 2 Comparison of the soil moisture observations at two layers: one layer between 0 and 15 cm (diamond) and another between 15 and 30 cm (square) with daily averages of soil moistures retrieved (line with solid circles)

由于文中的梯度和地面辐射资料代表观测点周围小范围内的平均状态,因而反演的近地层土壤体积含水量也只能代表观测点周围范围内的平均值,而观测的土壤平均体积含水量则是单点值,这是造成反演的含水量与观测值不同的可能原因之一。此外,反演的含水量代表的是近地层(7 cm深度范围内)的平均值^[15],而观测的土壤体积含水量则是15 cm深度范围内的平均值,这是造成偏差的第2个可能原因。最后,还应当指出:虽然文中未考虑截留水的蒸发作用,但由于在地表能量平衡方程中引入了部分误差,这种弱约束在一定程度上可以抵消上述近似对反演精度的影响。对于根系深入地下较深的植被,文中的根区平均含水量 \bar{w} 等于土壤表层平

均含水量 w 的假设将不成立。若增加表层含水量与根区含水量间经验关系^[22],文中方法仍可用于估算含水量,不过这需要进一步验证。当然对于裸土,由于不必考虑上述假设,运用起来会较为方便。

4.3 感热和潜热通量

本文除了想表明变分法具有反演土壤湿度能力外,还想说明它在利用传统梯度观测资料求解地表通量方面比廓线法和 Bowen 比方法具有一些优势。当然,各种方法最好与被认为是较精确的涡旋相关法比较。由于肥西站没有这方面观测,不能进行对比验证,我们将从是否满足地表能量平衡和计算是否稳定两方面来对它们进行比较。廓线法是建立在 Monin-Obukhov 相似理论基础之上的,稳定性较好但所求热通量有时偏离地表能量平衡较大^[7-8];而 Bowen 比方法正好相反,它是建立在地表能量平衡基础之上的,缺点是当 Bowen 比在 -1 附近取值时会出现计算不稳定,导致虚假通量值出现^[10],因而该方法此时不能提供正确的通量值。组合法把上述

两方法结合在一起计算热能量,成功地解决了廓线法所求热通量不守恒问题,但仍然要求有较高质量的梯度观测资料^[7-8]。从方法论上讲,组合法属于确定论方法范畴,不便处理观测过程中出现的具有随机性质的观测误差和取样误差等。变分法建立在最优估计理论基础之上的,它可以把模式误差和观测误差影响在极大似然估计理论框架内综合考虑并给出最优解,还具有把超定数目的观测资料都吸收进来的优点,从而提高估算的精度。

首先比较变分法与廓线法计算的通量值(30 min 平均值)间差异(图 3a 和 3b)。从图 3a 可以看出:两方法计算的感热通量日变化趋势是一致的,但在中午前后廓线法求得的感热通量偏小,尤以晴天中午前后更为明显。这点也可以从它们间关联图(图 4a)看出:当感热通量较大时,廓线法求得的感热通量偏小。对潜热通量,其估算值与感热通量有些相似(图 3b),但关联程度较差(图 4b)。若把所求感热通量和潜热通量代入地面能量平衡方程,廓

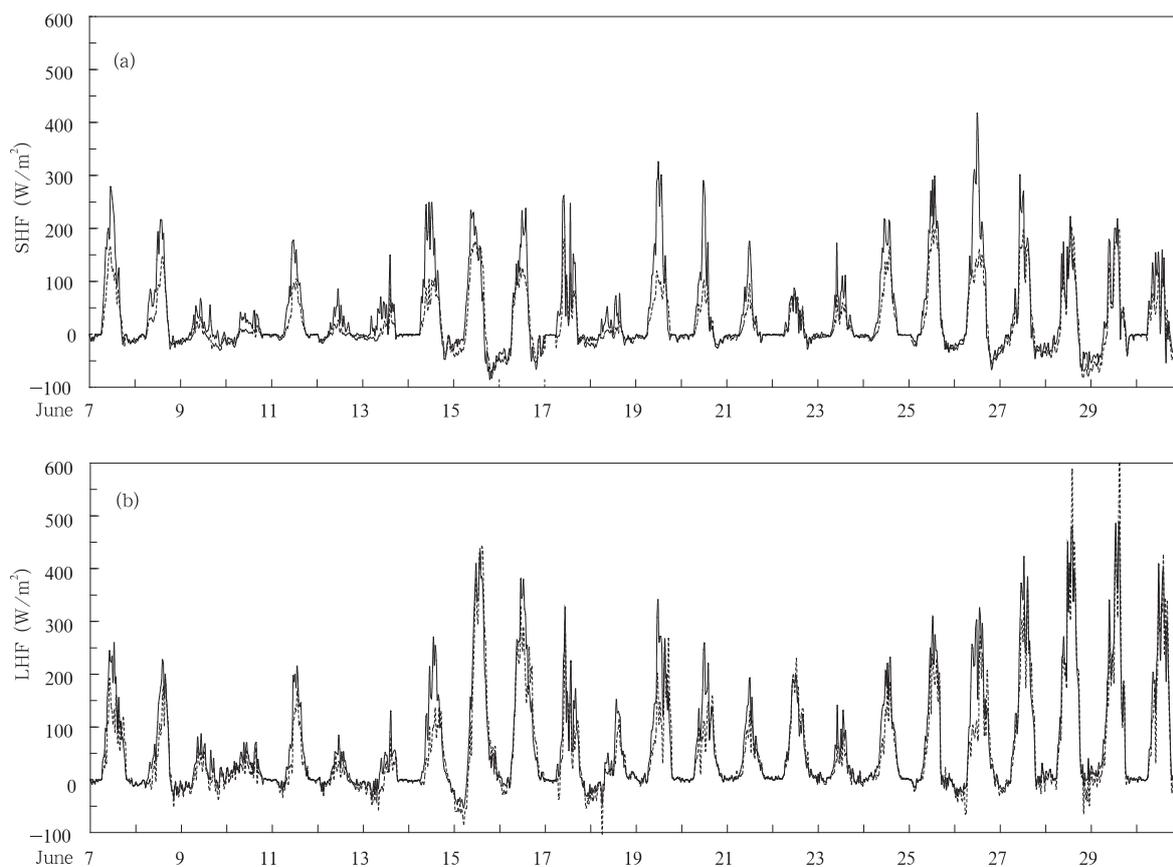


图 3 用变分法(实线)和廓线法(虚线)计算的(a)感热通量(SHF)和(b)潜热通量(LHF)

Fig. 3 Comparisons between fluxes estimated by the variational method (solid line) and those computed by the profile method (dashed line) for (a) sensible heat (SHF) and (b) latent heat (LHF)

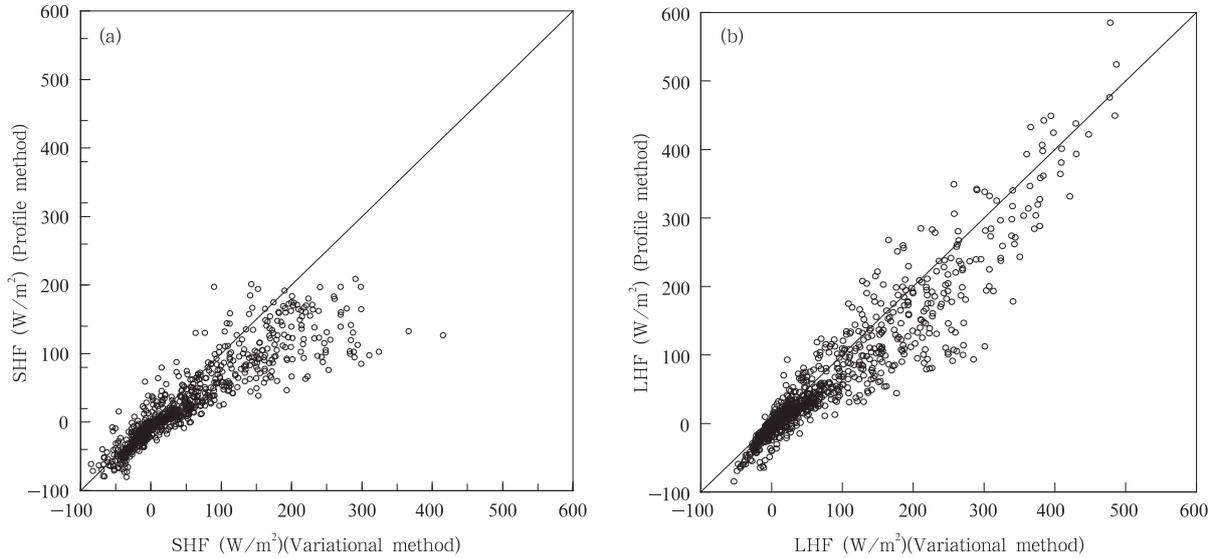


图 4 用变分法和廓线法计算的(a)感热通量(SHF)和(b)潜热通量(LHF)之间的关联图

Fig. 4 Correlation plots of fluxes estimated by the variational method and those computed by the profile method for (a) sensible heat (SHF) and (b) latent heat (LHF)

线法计算的通量值引起的能量平衡均方根偏差高达 86 W/m^2 ; 而变分法只有 14 W/m^2 。利用 1998/1999 淮河流域能量与水分循环研究加强观测期的脉动资料, Zhu 等^[23]表明该地区地表能量具有守恒性。在相同风、温和湿半经验廓线函数情形下,廓线法计算热通量误差较大,变分法却能把较大的偏差明显降下来。因此,从是否近似满足地面能量平衡的角度来看,变分法估算热通量较为可信。

现在再比较变分法与 Bowen 比法计算的结果(图 5a 和 5b)。从图中可以明显看出 Bowen 比法计算的通量值存在不稳定现象,有时还变化相当剧烈,而变分法计算的通量则没有不稳定情形。不过若把 Bowen 比法中过大或过小通量值剔除后, Bowen 比法与变分法计算通量之间的相关性明显好于廓线法与变分法(图 6a 和 6b)。Smith 等^[24]比较湍流脉动法与 Bowen 比法后也得出:若剔除 Bowen 比在 -1 附近时的通量值, Bowen 法计算的通量值与用涡旋相关法的计算值很接近。对同一地区,文献[23]用 1998/1999 年淮河流域能量与水分循环研究加强观测期的脉动资料也证实了 Smith 等^[24]的结论。总之,上述结论从另一个侧面间接表明变分法计算热通量较为可靠,同时又能提供当 Bowen 比在 -1 附近时通量值的估计。

由于观测数据不可避免地含有观测仪器和取样

引起的随机误差,它们肯定会对所求通量精度有负面影响,要完全消除影响是不现实的,但是若求解方案对这些误差不太敏感,则所求结果的可信度相对而言就比较高;反之,若求解方案对这些误差很敏感,那么就很难保证结果的可靠性。因此,为了更进一步比较方法间优劣,这里设计了一套敏感性试验,验证方法对风速、温度和湿度中可能存在误差的敏感程度。具体试验方案如下:在 10 m 处观测风速中加入 0.5 m/s 误差,在 1 m 处温度观测中加入 0.2°C 误差,在 1 m 处比湿中加入 2.2×10^{-4} (等价于温度 28°C 时相对湿度为 1% 时的比湿值),在有效能量 $(R-G)$ 项中加入 15 W/m^2 误差。把用原始观测数据和加入误差后观测数据求得的热通量分别记为 F 和 F' ,按下式求解两种情形下热通量值之差在 24 d 内的均方根

$$r_{\text{ms}} = \left[\sum (F' - F)^2 / N \right]^{1/2} \quad (20)$$

其中 $N=3456$ 次,敏感性试验结果见表 1。除了对风速误差(Bowen 比法不需要风速观测)外,3 种方法中 Bowen 比法求解热通量对误差最为敏感(注:由于表中未剔除 Bowen 比在 -1 附近时通量值,所以偏差很大)。廓线法求解潜热通量对湿度误差非常敏感,对风速误差较为敏感(表 1 第 6 列);求解感热通量对温度误差非常敏感(表 1 第 3 列)。由于廓线法不用辐射观测资料,所以没有该项试验结果。

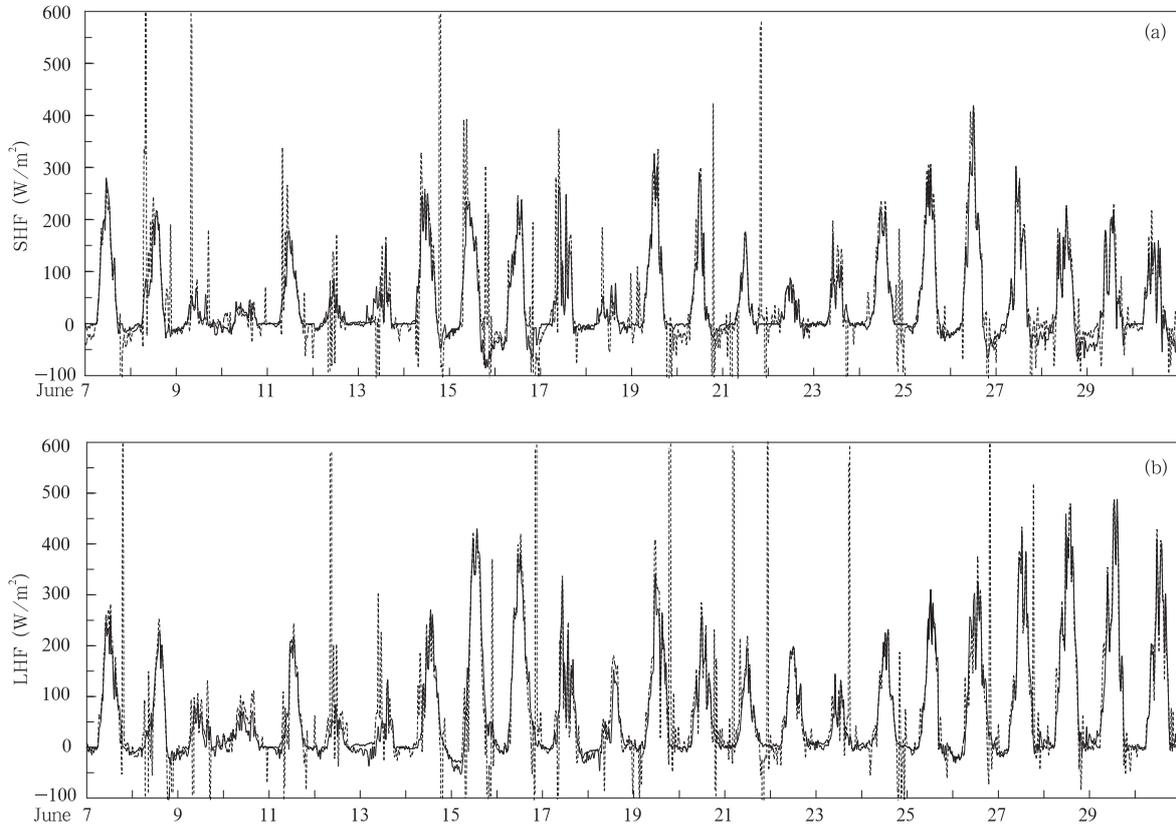


图 5 用变分法(实线)和 Bowen 比法(虚线)计算的(a)感热通量(SHF)和(b)潜热通量(LHF)
Fig. 5 Comparisons between fluxes estimated by the variational method (solid line) and those computed by the Bowen ratio method (dashed line) for (a)sensible heat(SHF) and (b) latent heat(LHF)

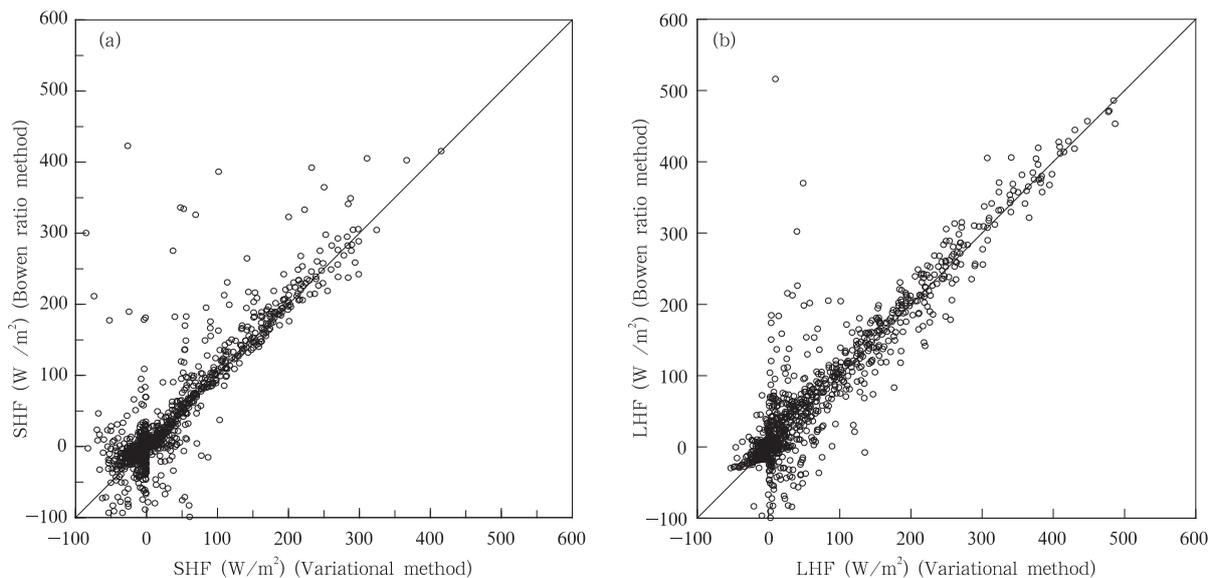


图 6 用变分法和 Bowen 比法计算的(a)感热通量(SHF)和(b)潜热通量(LHF)之间的关联图
Fig. 6 Correlation plots of fluxes estimated by the variational technique and those computed by the Bowen ratio method for (a) sensible heat(SHF) and (b) latent heat(LHF)

变分法对所有观测误差都不太敏感,因而是这 3 种方法中相对最稳定的。稳定性原因可能来源于两方面:一是变分法技巧能把廓线法和 Bowen 比法的优

势有效地融合在一起,兼有两方面优点;二是最优估计理论的运用对变分法有明显地促进作用^[25-26]。

表 1 廓线法、Bowen 比法和变分法计算的感热通量(SHF)和潜热通量(LHF)对观测误差的敏感性
Table 1 Sensitivity of the sensible heat fluxes (SHF) and latent heat fluxes (LHF) estimated by profile, Bowen ratio and variational methods to the observational errors

Variables	Data errors	R_{ms} errors for SHF (W/m^2)			R_{ms} errors for LHF (W/m^2)		
		Profile	Bowen	Variational	Profile	Bowen	Variational
T	+0.2°C	24.5	259.0	14.5	13.8	259.3	14.0
	-0.2°C	22.2	399.1	13.8	12.4	399.0	13.5
u	+0.5 m/s	5.7	0.0	3.8	13.8	0.0	3.7
	-0.5 m/s	5.3	0.0	3.6	12.5	0.0	3.6
q	+2.2×10 ⁻⁴	4.5	843.0	9.0	50.4	843.4	10.1
	-2.2×10 ⁻⁴	3.0	1011.2	8.1	49.5	1011.8	9.5
R-G	+15 W/m ²	0.0	137.8	4.4	0.0	137.7	6.8
	-15 W/m ²	0.0	137.4	4.5	0.0	137.8	3.7

5 结语与讨论

本文提出一种估算近地层土壤含水量、地表感热通量和潜热通量的变分方法,该方法在极大似然估计理论框架内融合了来自廓线法、Bowen 比法和观测数据的误差统计特性 3 方面信息。所需输入数据为不同高度上的位温、风速以及湿度梯度的观测值外加净辐射和对地热通量。由于反演量为 5 个,所以观测数据至少应有相同数目。除了湿度必须要有两层观测外,温度和风速只需其中一项为两层观测,另外一项只要一层观测。当然,在不能分辨哪些层观测数据误差最小时,更多的观测数据有助于提高解的准确率,消除随机误差和取样误差对反演精度的影响,而变分方法具有融合超定观测数据能力,如文中肥西站观测资料共 9 组。数值实验表明:该方法估算的通量值与 Bowen 比法具有很好的相关性但又能克服 Bowen 比等于 -1 时出现的不稳定并给出此时热通量的估计值。与变分法相比,廓线法计算的通量值总体偏小(尤其晴天中午时段更为明显);由于廓线法是由相似理论导出的,并没有直接包含地面能量平衡信息,所以可能会出现所求热通量与地面能量平衡有出入。当然,我们不排除可以选出合适廓线函数使廓线法计算的热通量满足地表能量平衡的可能性。另一方面,由于廓线函数是变分法要融合的对象之一,准确的廓线函数也有助于提高变分法反演精度,这也是我们希望得到的,但是在无法找到更准确半经验廓线函数时,正如文中所表明的那样,此时变分法能有效地降低与地面能量平衡的偏差。对温、湿、风观测误差的敏感性试验也更进一步表明用变分方法估算热通量是一种相对稳定的算法。由于观测数据经常含有由仪器引起的

误差以及取样误差和代表性误差等问题,上述敏感性试验结论可以在一定程度上提高变分法所求热通量的可信度。

反演的近地层土壤体积含水量对降水具有很好的响应并与观测的 0—15 cm 深度上平均土壤湿度的变化趋势具有很好的一致性,且绝对偏差小于 0.03 m³/m³。引起偏差的可能原因是估算的含水量主要代表近地层土壤湿度的状况,而观测的土壤含水量则是 0—15 cm 深度上的平均值。

对于裸土,由于不必考虑植被的蒸发作用,本文方法可继续用来估算近地层土壤含水量和地表热通量。对于根系深入地下较深的植被,除非引入表层含水量与根区含水量间的经验关系,本方法将不适合估算含水量。如若去掉目标泛函数式(18)中第 3 项,该方法也可用来单独估算地表热通量。

本文选用了比较流行的半经验廓线函数,虽然由于目标泛函中约束条件大大降低了不同廓线形式对反演通量的影响,但不可否认相似函数具体形式的选取会对结果有某些影响,这部分影响尚需进一步量化。与此同时,要想完全证明方法的普适性还需要选取不同地区和土壤性质的地表梯度观测和土壤湿度观测资料对变分法进行全面检验。

致谢:感谢中国气象科学研究院 973 边界层专题组提供观测资料。

参考文献

- [1] Castelli F, Entekhabi D, Caporali E. Estimation of surface heat flux and an index of soil moisture using adjoint-state surface energy balance. *Water Resour Res.* 1999, 35(10): 3115-3125
- [2] EK M, Cuenca R H. Variation in soil parameters: Implica-

- tions for modeling surface fluxes and atmospheric boundary-layer development. *Bound Layer Meteor*, 1994, 70: 369-383
- [3] 马柱国,魏和林,符淙斌. 中国东部区域土壤湿度的变化及其与气候变率的关系. *气象学报*,2000,58(3): 278-287
- [4] Koster R D, Suarez M J, Heiser M. Variance and predictability of precipitation at seasonal to interannual timescales. *J Hydrometeor*, 2000, 1: 26-46
- [5] Schmutge T J, Jackson T J, Mckim H L. Survey of methods for soil moisture determination. *Water Resour Res*, 1980, 16: 961-979
- [6] Zhang S W, Qiu C J, Xu Q. Estimating soil water contents from soil temperature measurements by using adaptive Kalman Filter. *J Appl Meteor*, 2004, 43(2): 379-389
- [7] 胡隐樵,奇跃进. 组合法确定近地面层湍流通量和通用函数. *气象学报*,1991,49(1): 46-53
- [8] Thom A S, Stewart J B, Liver H R, et al. Comparison of aerodynamic and energy budget estimates of fluxes over a pine forest. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1975, 101: 93-105
- [9] 杜钧. 集合预报的现状和前景. *应用气象学报*,2002, 13(1): 16-28
- [10] Xu Q, Qiu C J. A variational method for computing surface heat fluxes from ARM surface energy and radiation balance systems. *J Appl Meteor*, 1997, 36: 3-11
- [11] Paulson C A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J Appl Meteor*, 1970, 9: 856-861
- [12] Beljaars A C M, Holtslag A A M. Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models. *J Appl Meteor*, 1991, 30: 327-341
- [13] Stull R B 著,杨长新译. 边界层气象导论. 北京:气象出版社,1991: 738pp
- [14] Mahfouf J F, Noilhan J. Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data. *J Appl Meteor*, 1991, 30: 1354-1364
- [15] Viterbo P, Beljaars C M. An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation. *J Climate*, 1995, 8: 2716-2748
- [16] Pielke R A 著,张杏珍,杨长新译. 中尺度气象模拟. 北京:气象出版社,1990:676pp
- [17] 彭顺风. 史灌河流域土壤含水量分析//赵柏林,丁一汇. 淮河流域能量与水分循环研究. 北京:气象出版社,1999:182-186
- [18] Lorenc A C. Analysis methods for numerical weather prediction. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1986, 112: 1177-1194
- [19] Sasaki Y. Some basic formalisms on numerical variational analysis. *Mon Wea Rev*, 1970, 98: 875-883
- [20] Thom A S. Momentum, mass and heat exchange of vegetation. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1972, 98: 124-134
- [21] Brutsaert W H. Evaporation into the atmosphere: theory, history, and applications. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1982: 299pp
- [22] Montaldo N, Albertson J D. Multi-scale assimilation of surface soil moisture data for robust root zone moisture predictions. *Adv Water Resour*, 2003, 26: 33-44
- [23] Zhu Z L, Sun X M, Zhang R H. Statistical analysis and comparative study of energy balance components estimated using micrometeorological techniques during HUBEX/IOP 1998/99. *Adv Atmos Sci*, 2003, 20: 285-291
- [24] Smith F A, et al. Area-averaged surface fluxes and their time-space variability over the FIFE experimental domain. *J Geophys Res*, 1992, 97 (D17): 18599-18622
- [25] Daley R. Atmospheric data analysis. Cambridge University Press, 1991: 457pp
- [26] Zhang S W, Qiu C J, Zhang W D. Estimating heat fluxes by merging profile formulae and energy budget with a variational technique. *Adv Atmos Sci*, 2004, 21(4): 627-636

ESTIMATES OF SURFACE HEAT FLUXES AND NEAR-SURFACE SOIL MOISTURE USING A VARIATIONAL METHOD

Zhang Shuwen¹ Qiu Chongjian¹ Zhang Weidong²

1 Key Laboratory of Arid Climatic Changing and Reducing Disaster of Gansu Province, College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000

2 School of Nuclear Sciences & Technology, Lanzhou University, Lanzhou 730000

Abstract

A variational data assimilation method is proposed to estimate the near-surface soil moisture, surface sensible heat flux and latent heat flux. The method merges the differences of wind, potential temperature and specific humidity gradient between the observations and those computed by the profile method, the difference of latent heat fluxes estimated using the ECMWF land surface parameterization evaporation scheme and the profile method, and a weak constraint for surface energy balance into a cost function. By using an optimal algorithm, the best solutions are found. The method is tested with the data collected at Feixi station (31.41°N, 117.08 °E) supported by the China Heavy Rain Experiment and Study (HeRES) during June 7–30, 2001. The results show that the surface heat fluxes calculated by this method are consistent with those by the Bowen ratio method, but at same time it can overcome the unstable problem occurring in the Bowen ratio method when the Bowen ratio is in the vicinity of -1 . In the same time, the variational method is more accurate than the profile method in terms of satisfying the surface energy balance. The sensitivity tests also show that the variational method is the most stable one among the three methods. The estimated near-surface soil water content can quickly respond to rainfall. The variation of the estimated water contents is consistent with that of measurements of average soil moisture in the 0 to 15 cm layer, and the maximum difference between them is less than $0.03 \text{ m}^3/\text{m}^3$.

Key words: Soil moisture, Sensible heat flux, Latent heat flux, Variational method.