

黄土高原半干旱区地表能量不闭合及其对 二氧化碳通量的影响*

梁捷宁 张镭[†] 张武 史晋森

(半干旱气候变化教育部重点实验室, 兰州大学大气科学学院, 兰州 730000)

(2012年11月18日收到; 2012年12月12日收到修改稿)

利用兰州大学半干旱气候与环境观测站 (Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University, SACOL) 2008 年资料分析了 SACOL 代表的黄土高原半干旱区稀疏草地下垫面上的能量平衡闭合情况. 不同季节, 白天总体能量平衡比率在 0.80 左右. 夜间只有 0.20 左右. 选取不存在局地环流的资料, 考虑土壤热存储和垂直感热平流后, 白天能量平衡比率在 85% 以上, 春夏秋三季夜间也达到 70%, 但冬季夜间能量闭合度仅为 29.4%. 白天, 涡动相关系统对湍流热量通量观测的偏差存在季节差异, 冬季低估最多, 秋季次之, 春夏季观测相对较理想; 夜间, 涡动相关系统对湍流热量通量严重低估. 湍流热量通量的低估通过空气密度效应修正传递对 CO₂ 通量产生影响, 造成长期净碳交换的不确定性. WPL 修正引入的湍流热量误差导致涡动相关系统错误地高估下垫面吸收存储 CO₂ 能力, 全年 NEE 估计偏高 41.2%.

关键词: 黄土高原, 涡动相关, 能量闭合, 密度效应修正

PACS: 92.60.Kc, 92.70.Bc

DOI: 10.7498/aps.62.099203

1 引言

近年来, 随着涡动相关技术 (EC) 的广泛应用, 不同类型地表同大气之间物质和能量交换的研究有了空前的发展. EC 已成为当前地气交换研究中最先进和首选的通量观测方法^[1], 与此同时, 如何评价 EC 观测数据的可信度成为人们共同关心的问题. 陆面过程是天气和气候过程中极为重要的环节^[2-4], 20 世纪 90 年代, 随着陆面过程观测实验的增加, 地表能量不闭合问题越来越受到重视, 并且成为评价 EC 观测性能和数据质量的一种方法^[5-7], 国际通量网 (FLUXNET) 多数站点都把能量闭合状况分析作为一套标准程序应用于通量数据的质量评价^[8,9]. 几乎所有的地气交换模式都基于能量和物质平衡的原理, 分析能量闭合问题有重要的意义.

关于地表能量闭合问题已经展开了大量的研

究, 然而, 到目前为止地表能量不平衡仍然是地气交换研究时面临的一个难题. McCaughey^[10] 和 Moore^[11] 分析了不同高度冠层的热存储量对能量平衡闭合程度的影响; Moore^[11] 和 Aubinet 等^[12] 的研究认为高频损失和低频损失会造成 EC 对湍流通量的低估; Stannard^[13] 的研究认为在地形有较大起伏的地区, 容易形成局地环流或夜间泄流, 能量很难闭合; 甚至在平坦的地区, 稳定情形时也会在近地面形成夜间泄流等现象, 使得地表能量难以闭合; 此外, 水平和垂直方向上的平流也会对地表能量平衡产生重要的影响. 这些都能对通量估计产生影响, 表现为地表能量 10%—30% 的不闭合^[14-16]. Wilson 等^[17] 分析了 FLUXNET 22 个站 (1—4 年) 通量资料, 能量闭合率在 0.35—0.99 之间, 平均值为 0.79. 一些大涡模拟的结果表明时间平均的单站点涡度相关观测不能完全代表真实的近地层湍流通量^[18-20], Mauder 等^[21] 采用多塔观测研究了地表能量平衡问题, 表明空间平均的方法仍然不能

* 国家重大科学研究计划 (批准号: 2012CB955302) 和国家自然科学基金 (批准号: 41075104) 资助的课题.

[†] 通讯作者. E-mail: zhanglei@lzu.edu.cn

解决能量不闭合的问题. 在国内, 刘熙明等^[22]研究了白洋淀水陆不均匀地区能量的平衡特征, 比较了 EC 观测同波文比观测的结果; 王春林等^[23]分析了鼎湖山森林生态系统的能量平衡特征, 研究了坐标旋转等资料处理方法对能量平衡比的影响; 王成刚等^[24]观测分析了城市水泥下垫面的能量不闭合性, 认为热量存储作用在热量收支过程中所占份额大于湍流热量通量; 杨兴国等^[25]分析了陇中黄土高原地区的能量闭合状况, 分析了裸地和春小麦、晴天和阴天的辐射收支差异; 马耀明等^[26]研究了青藏高原复杂地表能量通量的分布及季节变化特征, 结合卫星资料和地表观测推算中尺度区域地表能量特征; 李正泉等^[7]分析了中国通量观测网 (ChinaFLUX) 长白山、千烟湖等 8 个微气象通量观测站点的能量闭合状况, 能量闭合度在 80% 左右, 有的站点甚至更低.

涡动相关法是在平坦地形、均匀植被、平稳湍流等理想条件下, 质量守恒方程的简化结果^[27]. 对湍流通量进行观测时, 包含有一定的假设, 如湍流准平稳、气象要素水平均匀 (平流可忽略)、近地面为常通量层, 且观测仪器能够测量到各种尺度的湍流等^[28]. 近 10 多年来, 理想条件下 EC 通量观测计算方法已较为成熟. 但在起伏地形、非均匀植被、稳定边界层等非理想条件下, 仍然存在着很多难题. 而实际中, 人们常关注非均匀植被、起伏地形地区对区域乃至全球地气之间物质和能量交换的贡献, 局地环流调整、湍流平稳性和下垫面非均匀等均可能影响湍流通量计算的准确性和代表性, 从而给地表湍流特征参数的认识带来不确定. 分析非理想条件下的地表能量平衡, 有利于正确评价 EC 在这些地区的应用.

根据 FLUXNET 的相关建议, 湍流通量数据的处理主要包括去野点、坐标旋转/平面拟合、高低频响应订正、空气密度效应修正 (correction for density effects, 又称 WPL 修正) 等. WPL 修正是 CO₂ 通量观测中非常重要的一项修正, 在一般的森林站点, WPL 修正项可以达到甚至超过 EC 观测的 CO₂ 通量大小^[29]. WPL 修正把最终 CO₂ 通量与热量通量联系起来, 感热通量 H_s 和潜热通量 LE 的误差通过 WPL 修正影响 CO₂ 通量, 从而影响长期陆-气碳交换观测. 研究 H_s 和 LE 如何通过 WPL 修正影响 CO₂ 通量对正确估计陆-气之间碳交换, 探索陆地生态系统对气候变化的响应和反馈具有重要意义. Liu 等^[30]研究了阿拉斯加黑杉林上站点能

量平衡不闭合通过 WPL 修正对 CO₂ 通量的影响. 国内则少有这方面的研究报道, 尤其在半干旱区稀疏草地植被下垫面上, 植被吸收和释放 CO₂ 较少, CO₂ 通量小, 而强烈的热量输送使空气密度变化剧烈, WPL 修正更为重要. 能量不闭合所反映的热量通量低估, 通过 WPL 修正的衍生误差, 严重影响 CO₂ 通量观测准确性. 本文将针对这个问题, 分析黄土高原半干旱区稀疏草地上, 地表能量不闭合反映的湍流热通量误差如何通过 WPL 修正影响 CO₂ 通量.

2 资料与方法

2.1 观测站点

兰州大学半干旱气候与环境观测站 (Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University, SACOL) 位于黄土高原海拔 1965.8 m 的萃英山塬上 (35.946°N, 104.137°E), 下垫面属于典型的黄土高原地貌, 塬面梁峁基本为原生植被, 属温带半干旱气候, 可以代表方圆几百公里半干旱地区气候状况, 拥有国际先进的观测仪器, 是继中国科学院吉林通榆站之后, 第二个由我国自主建设的半干旱区长期观测站. 已被批准加入国际协同观测项目 (The Coordinated Enhanced Observing Period), 并作为参加此项计划的全球协同加强观测站之一.

关于 SACOL 的能量闭合状况已经有一系列研究. 左金清等^[31]、张强等^[32]分别研究了浅层土壤热存储 S 和垂直感热平流 H_{adv} 对地表能量闭合的影响. 李宏宇等^[33]考察了空气热存储、光和作用存储和土壤水分垂直运动对地表能量平衡的影响. 但他们的研究只关注短期的观测时间, 没有分析地表能量闭合状况的季节差异. 本文使用 SACOL 2008 年全年的 EC 和边界层梯度观测资料, 研究长期的能量闭合状况. 为了避免降水等恶劣天气现象对开路红外气体分析仪的严重影响, 剔除了有降水发生和仪器产生报警时的资料. 文中所涉及时间均指北京时间.

2.2 观测仪器

边界层梯度观测塔高 32. m, 分别在 1 m, 2 m, 4 m, 8 m, 12 m, 16 m, 32 m 高度上安装风速 (014A-L, Met One)、气温和湿度 (HMP45C-L, Vaisalla) 传感器, 用以观测风、温、湿的梯度变化, 在 8 m 高

度处安装风向传感器 (034B-L, Met One). 分别用精密红外温度传感器 (IRTS-P, Apogee), CS105 气压传感器和 TE525MM-L 雨量筒来探测记录地表温度、大气压和降水. 每半小时自动观测并记录一次数据. 涡动相关系统采用三维超声风温仪 (CSAT3, Campbell) 测量三维风速, 细线热电偶 (FW05, CSI) 测量温度脉动, 开路红外气体分析仪 (LI7500, LICOR) 测量 CO₂/H₂O 浓度脉动. 采样频率 10 Hz, 感应器离地高度 2.88 m. 短波辐射和长波辐射分别用 Pyranometer (CM21, Kipp & Zonen) 和 Pyrgeometers (CG4, Kipp & Zonen) 观测. 土壤温度观测分为 6 层, 分别是地表以下 2, 5, 10, 20, 50 和 80 cm (STP01-L, Hukseflux); 土壤湿度观测分为 5 层, 即 5, 10, 20, 40 和 80 cm (CS616-L, Campbell, 准确度为 ±2.5%). 土壤热通量由自校正通量板 (HFP01SC-L, Hukseflux, 准确度为 ±3%) 测定, 测量深度为 5 cm.

2.3 地表能量平衡闭合

地表能量平衡闭合是指 EC 直接观测的 H_s , LE 之和与净辐射 R_n 、土壤热通量 G 、下垫面热存储量之间的平衡. 根据能量守恒与转换定律, 地表能量平衡方程为

$$H_s + LE = R_n - G - S - Q, \quad (1)$$

其中, H_s 为感热通量, LE 为潜热通量, R_n 为净辐射, G 为土壤热流量, S 为观测时段内下垫面热量存储量, Q 为能量的其他源或汇. (1) 式右端各项之和被称为有效能, 记为 E_a ; H_s 与 LE 之和称为湍流热量通量, 记作 E_t . 能量平衡残差 E_{res} 是 E_a 同 E_t 之差, 反映的是能量不闭合的部分.

$$E_{res} = (R_n - G - S - Q) - (H_s + LE). \quad (2)$$

分析能量平衡闭合常用的方法一般最小二乘 OLS (ordinary least squares) 线性回归和能量平衡比率 (EBR) 两种方法. OLS 法是根据最小二乘法原理求出 E_t 与 E_a 之间的斜率和截距, 来分析能量闭合程度. 理想条件下, E_t 与 E_a 之间的 OLS 回归直线斜率为 1, 且通过原点. EBR 是指一段时间内 EC 观测到的 E_t 与 E_a 的比值,

$$EBR = \Sigma(H_s + LE) / \Sigma(R_n - G - S - Q), \quad (3)$$

对应地, 定义能量平衡相对残差 δ ,

$$\delta = \Sigma E_{res} / \Sigma(R_n - G - S - Q). \quad (4)$$

若 $\delta > 0$, 表明 EC 观测的 E_t 小于常规辐射平衡观测系统观测的 E_a ; $\delta < 0$, 则相反.

总体的 EBR 可体现长期的整体能量平衡状况, 但是无法体现短时间内的能量平衡状况. 为了描述能量平衡闭合的时间变化特征, 定义半小时的能量平衡比 EBR_{hr} , 表示某一个时次的能量平衡比率.

$$EBR_{hr} = (H_s + LE) / (R_n - G - S - Q). \quad (5)$$

2.4 WPL 修正和 E_t 的误差传递

使用开路 EC 观测 CO₂ 通量时, 必须进行 WPL 修正, 目的是消除空气密度的变化对通量的影响, 其修正的结果是对 CO₂ 通量增加感热通量修正项和水汽通量修正项

$$F_c = \overline{w'\rho'_c} + \frac{\bar{\rho}_c}{\bar{\rho}_a} \overline{\mu w'\rho'_v} + \frac{\bar{\rho}_c}{\bar{T}} (1 + \mu\sigma) \overline{w'T'_a}, \quad (6)$$

其中, $\overline{w'T'_a}$, $\overline{w'\rho'_v}$ 和 $\overline{w'\rho'_c}$ 分别是 EC 观测的感热、水汽和 CO₂ 通量, F_c 是经过 WPL 修正的 CO₂ 通量, $\mu = m_a/m_v$, $\sigma = \bar{\rho}_v/\bar{\rho}_a$, $\bar{\rho}_c$, $\bar{\rho}_a$ 和 $\bar{\rho}_v$ 分别是 CO₂、干空气和水汽密度, m_a 和 m_v 分别是干空气和水汽的分子量, T_a 是气温. 通过 (6) 式的传递, H_s 和 LE 的观测误差必然会对 F_c 产生影响.

3 黄土高原半干旱区地表能量闭合特征

3.1 黄土高原半干旱区地表能量分配

下垫面热量存储项包括地表植被、近地层空气和浅层土壤的热存储, SACOL 的植被是低矮稀疏草地, 植被的热量存储可以忽略. 大气近地层在准定常条件下, 空气热存储近似为 0^[34]. 在没有其他热源/汇且忽略土壤热存储的情况下, 能量平衡闭合可示为

$$H_s + LE = R_n - G. \quad (7)$$

图 1 是 SACOL2008 年地表能量的平均日变化特征和 EBR_{hr} . 白天 H_s , LE 和 G 均为正值, 能量由地表分别向上层空气和下层土壤输送, 夜间则相反. SACOL 的湍流热量输送以感热为主, 白天 H_s 占净辐射 R_n 的 40% 到 50% 之间, 夜间在 20% 左右. 白天 H_s 最大可达 168.5 W/m⁻², LE 的最大值为 100.6 W/m⁻². 夜间感热向下传递, 强度在 -10.0 W/m⁻² 左右; LE 在夜间为正值, 表明即使在夜间, 黄土高原半干旱区地表水分仍然以蒸散为主,

凝结作用相对较弱. 这与杨兴国等^[25]在陇中黄土高原地区夏季的结果一致, 刘辉志等^[35]在通榆半干旱区退化草地上的观测也有类似的特征, 戈壁下垫面晴天 H_s 可占到 R_n 的 86.8%^[36]. 而在森林^[23]上方, 夏季 H_s 和 LE 相当; 在湿润下垫面上^[22] LE 的能量输送甚至超过 H_s . 从日出至下午 EBR_{hr} 一直增大, 16:00 左右 E_t 大于 E_a . 白天 EBR_{hr} 基本在 70.0%—80.0%; 早晨和傍晚, 有效能接近 0, EBR_{hr} 变化非常剧烈; 夜间能量平衡闭合程度差, EBR_{hr} 只有 20.0%—30.0%的水平. 地表能量平衡的这种日变化特征几乎在所有通量站点都存在^[17].

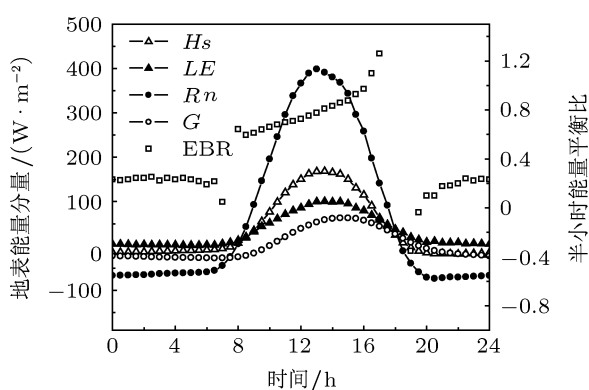


图1 地表能量分量和 EBR_{hr} 的平均日变化特征

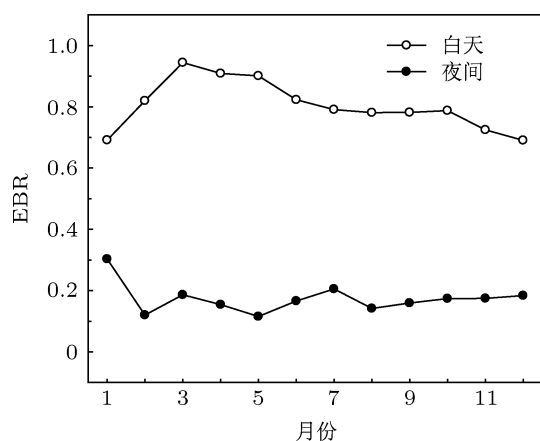


图2 逐月白天和夜间能量平衡比率

白天和夜间空气分别处于不稳定和稳定层结, 地表与大气之间的能量输送方向相反, 会因为相互抵消而对总体时间上的能量平衡闭合产生影响. 为避免这种影响, 区分白天和夜间逐月分析了 EBR , 见图 2. 图 3 给出了气温 T_a 、地表温度 T_{suf} 和 5 cm 处土壤体积含水量 swc 的逐月平均值, 以及逐月总降水量. 春季白天 EBR 最高, 3, 4, 5 月分别为 0.94, 0.91 和 0.90; 其他季节白天 EBR 在 0.80 左右, 冬季

最低. 春季能量闭合度最好归因于: 1) 随着太阳辐射的加强, 地表受热增加, 表现为地气温差增大和近地层温度梯度大, 湍流活动加剧, 输送能力增强; 2) 受土壤解冻和降水的综合影响, 土壤含水量增大, 可用于蒸散的水分增加, 潜热输送明显增加, 甚至超过了降水量最大的夏季; 3) 与夏季相比, 地表植被干枯, 植被本身的热量存储和光作用的热量吸收影响极小. 冬季能量闭合度差主要由湍流活动弱造成. 夜间 EBR 只有 0.20 左右, 季节差异不大.

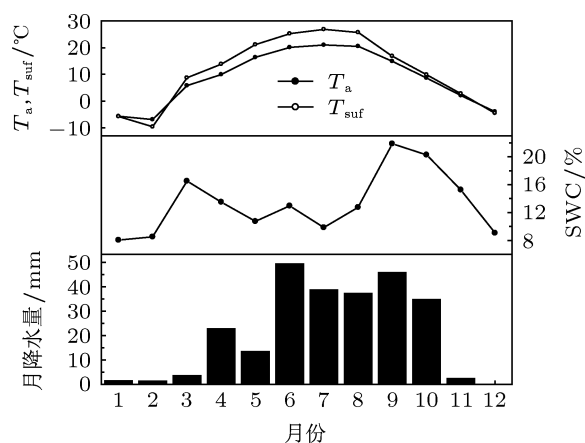


图3 月平均的气温、地表温度、土壤体积含水量及逐月总降水量

分别选择白天 ($H_s > 0.0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, $R_n > 3.0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) 和夜间 ($H_s < 0.0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, $R_n < -3.0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) 的资料, 用 OLS 方法分析了 2008 年夏季 (6、7 和 8 月) 能量平衡闭合情况, 见图 4. 实线是 OLS 拟合直线, 虚线是强制通过原点的 OLS 拟合. 白天和夜间 OLS 回归直线分别为 $y = 0.71x + 25.2$ 和 $y = 0.25x + 2.9$, 相关系数分别是 0.85 和 0.23; 强制通过原点的 OLS 拟合斜率分别为 0.77 和 0.20. 白天地表能量平衡闭合程度显著好于夜间.

夏季白天, H_s , LE 和 G 分别占 R_n 的 48.54%, 21.68% 和 21.67%, 平均 E_t 是 $207.67 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, EBR 是 89.64%; 夜间, 平均 E_t 占 E_a 的 45.22%, H_s , G 分别占 R_n 的 21.98% 和 65.18%, LE 为很小的正值, 向上输送热量. 白天能量闭合程度好, 而夜间差的情况在许多通量站点都存在. ChinaFLUX 长白山、千烟湖等 8 个微气象通量观测站点白天的 EBR 都在 0.80 左右, 夜间则大多在 0.50 以下^[7]; 鼎湖山针阔混合林站点夜间 EBR 为 0.1—0.2^[23]; 加拿大松林 E_t 占 E_a 的比重白天和夜间分别为 80% 和 50% 左右^[37]. SACOL 不同季节各能量分量的平均值见表 1.

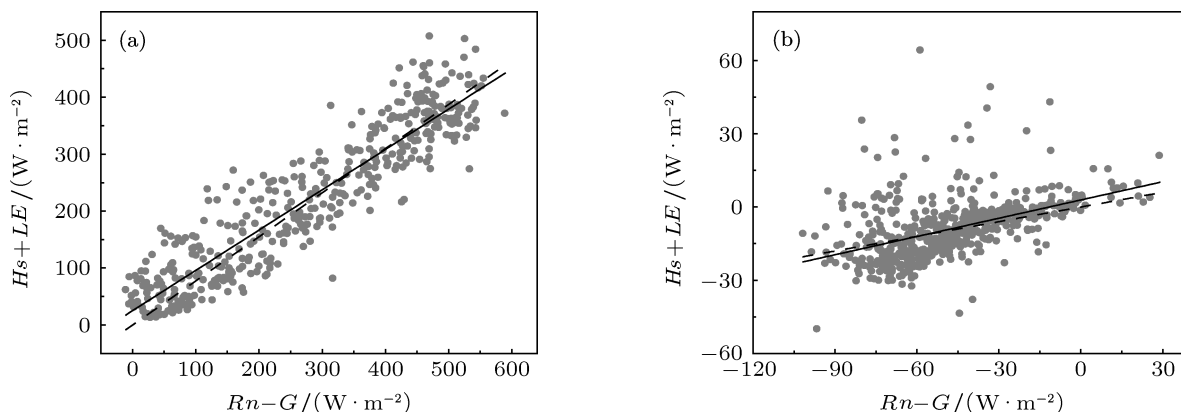


图4 2008年夏季白天和夜间地表能量平衡闭合

表1 不同季节白天和夜间地表能量平均值

时段	季节	$H_s/W \cdot m^{-2}$	$LE/W \cdot m^{-2}$	$G/W \cdot m^{-2}$	$Rn/W \cdot m^{-2}$
白天	春季	133.2	96.4	46.8	297.6
	夏季	129.2	90.2	41.0	315.4
	秋季	88.0	65.0	29.4	230.3
	冬季	74.6	23.9	9.2	144.7
夜间	春季	-15.8	7.6	-17.2	-68.2
	夏季	-14.6	5.9	-21.7	-68.2
	秋季	-11.9	5.3	-21.5	-60.0
	冬季	-9.4	1.3	-15.0	-59.0

3.2 浅层土壤热存储和垂直感热平流对地表能量闭合的影响

地表能量不闭合受到多种因素的影响, Wilson等^[17]将其归纳为由观测源区差异导致的采样误差、忽略能量项、平流输送影响和仪器的观测误差几个方面. 左金清等^[31]的研究认为, 在SACOL夏季热通量板至地表之间的 S 约为 Rn 的7%—8%; 张强等^[32]的研究表明, 夏季SACOL H_{adv} 输送占到净辐射的10%—20%; Gao^[38]认为考虑土壤水分运动, 可以明显改善能量平衡状况; 李宏宇等^[33]认为黄土高原地区空气热存储、光和作用对地表能量平衡状况有一定影响.

图5是SACOL不同季节 S , H_{adv} 和 E_{res} 的平均日变化特征. 春夏季白天, $S + H_{adv}$ 分别占到 E_{res} 的98.6%和82.7%, S 和 H_{adv} 是地表能量不闭合的最主要原因; 但在秋冬季, 白天 S 和 H_{adv} 只占 E_{res} 的一半左右. 夜间, $S + H_{adv}$ 占 E_{res} 的比例也基本都

在一半以上, 冬季最小, 只有21.3%. 夜间稳定情形, 以高频湍流为主, 仪器分离和采样频率等因素造成涡动相关系统对湍流通量的估计偏低, 可能是造成夜间地表能量严重不闭合的主要原因. 表2给出了不同季节白天和夜间 S , H_{adv} 和 E_{res} 的平均值.

S 和 H_{adv} 占了 E_{res} 的很大比重, 也就是说, S 和 H_{adv} 是地表能量不闭合的重要原因, 考虑两者之后地表能量闭合水平显著提高. 但另一方面, 午后会出现 H_{adv} 大于 E_{res} 的情况, 夜间0时前后也常有类似情形出现, H_{adv} 最大可达 E_{res} 的2—3倍. 这是因为垂直平流输送往往同水平热量平流输送相联系. 尤其是黄土高原复杂地形条件下, 下垫面动力和热力非均匀性引发局地环流, 会使观测站点的能量闭合状况存在偏差. 王瑾等^[39]模拟了SACOL的山谷风环流, 该站点在13—18时存在谷风, 而在23—01时受山风强烈影响. 为了排除局地环流的影响, 剔除山谷风发生时段资料进一步分析了SACOL的能量闭合状况, 见表3.

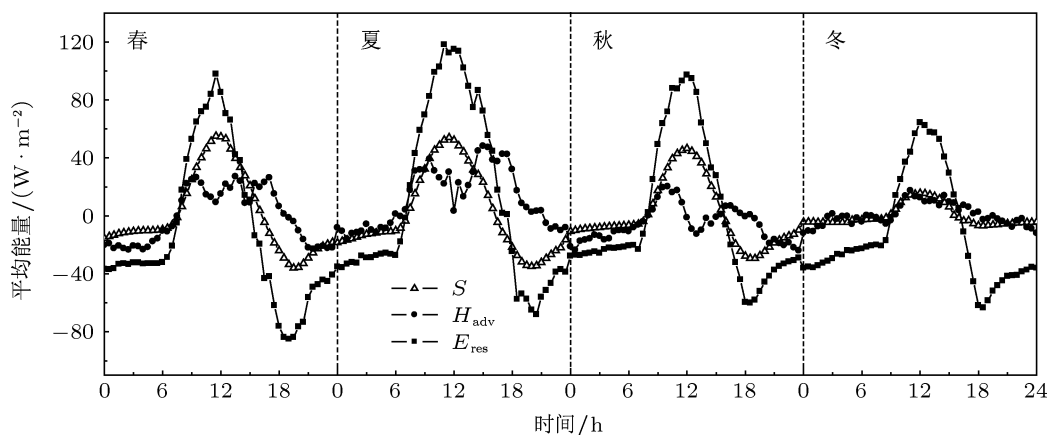


图5 不同季节土壤热存储、垂直平流输送和能量平衡残差的平均日变化特征

表2 不同季节白天和夜间 S , H_{adv} 和 E_{res} 的平均值

时段	季节	$S/W\cdot m^{-2}$	$H_{adv}/W\cdot m^{-2}$	$E_{res}/W\cdot m^{-2}$	$((S + H_{adv})/E_{res})/\%$
白天	春季	36.6	17.9	55.3	98.6
	夏季	27.2	31.1	70.5	82.7
	秋季	28.1	3.7	59.1	53.8
	冬季	10.1	9.9	40.1	49.9
夜间	春季	-15.5	-9.9	-43.5	58.4
	夏季	-19.3	-2.9	-37.1	59.8
	秋季	-13.4	-11.1	-30.9	79.3
	冬季	-4.1	-3.0	-33.3	21.3

表3 SACDL 的能量闭合状况

时段	季节	$Rn - G - S/W\cdot m^{-2}$	$Hs + LE + H_{adv}/W\cdot m^{-2}$	EBR/%
白天	春季	286.8	273.2	95.3
	夏季	232.3	218.3	94.0
	秋季	184.5	160.2	86.8
	冬季	95.6	81.5	85.3
夜间	春季	-26.6	-18.3	68.8
	夏季	-26.4	-18.4	69.7
	秋季	-20.6	-14.8	71.8
	冬季	-29.6	-8.7	29.4

排除局地环流的影响后,春夏秋冬各季节白天 EBR 分别为 95.3%, 94.0%, 86.8%和 85.3%, 平均 E_{res} 秋季最大, 为 $24.3 W\cdot m^{-2}$, 春季最小, 为 $13.6 W\cdot m^{-2}$. 夜间, 春夏秋三季的 EBR 均能达到 70%左右, 冬季能量闭合度依然很差, EBR 只有 29.4%, 能量平衡残差平均为 $-20.9 W\cdot m^{-2}$.

4 EC 对湍流热量通量的低估

考虑 S 和 H_{adv} , 排除局地环流的影响后, 地表能量闭合度显著提高, 但仍然存在一定程度的不闭合. 一方面是由于近地层空气热存储、光合作用以及土壤水分垂直运动的微弱影响; 另一方面, 地表能量的不闭合反映了 EC 对 E_t 的低估. 在一些地表

能量平衡试验中, 尽管考虑了平流输送、植被和近地层空气存储等所有的能量收支项, 地表能量收支仍然有 10% 左右的不闭合 [14]. 陈家宜等 [40] 用大涡模拟结果检验了 EC 观测质量, 发现 EC 对通量有一定程度的低估, 尤其微风条件下, 感热通量的低估最多可达到 30%; 朱治林等 [41] 对淮河流域能量和水分循环试验研究 (HUBEX) 期间的观测资料分析发现 EC 测定的 LE 要比波文比法估算的 LE 低 10%. Kochendorfer 等 [42] 的研究发现, 非正交的三维超声风速计会对垂直速度的估计偏低, 从而造成 EC 对 F_c , H_s 和 LE 约 11% 的低估.

结合波文比 - 能量平衡法 (BREB 法) 来研究 EC 对 H_s 和 LE 的低估程度. 波文比 β 指某一观测高度上 H_s 与 LE 的比值:

$$\beta = \frac{H_s}{LE} = \frac{\rho_a C_p K_h \frac{\Delta\theta}{\Delta z}}{\rho_a L K_w \frac{\Delta q}{\Delta z}}, \quad (8)$$

式中, $\Delta\theta$ 和 Δq 是两个观测高度上的位温差和比湿差, C_p 为空气比热, L 为汽化潜热, K_h 和 K_w 分别是热量和水汽的湍流交换系数.

根据莫宁 - 奥布霍夫 (Monin-Obukhov) 相似理论, 热量和水汽的湍流交换系数相等, 即 $K_h = K_w$, 从而

$$\beta = \frac{C_p \Delta\theta}{L \Delta q} = \gamma \frac{\Delta\theta}{\Delta e}, \quad (9)$$

其中, $\gamma = \frac{C_p P}{\epsilon L} \approx 0.65 \times 10^{-3} P$, 为干湿表常数 ($\text{hPa} \cdot \text{K}^{-1}$), P 是气压, $\epsilon = m_v/m_a = 0.622$. BREB 法是基于地表能量平衡, 按照 β 确定近地层 H_s 和 LE 为

$$LE = \frac{1}{1+\beta} E_a, \quad (10)$$

$$H_s = \frac{\beta}{1+\beta} E_a, \quad (11)$$

基于上述分析, 这里的 E_a 考虑了土壤存储和垂直平流输送, 即

$$E_a = Rn - G - S - H_{\text{avd}}. \quad (12)$$

为了更客观地描述地表能量分配状况, 严格选取观测资料, 分别考虑从以下几个方面考虑: 1) 为排除局地环流的影响而选取上午 (13:00 之前) 观测资料; 2) $Rn > 50.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 以避免由于 E_a 接近 0 而出现 EBR 大幅度震荡的情形; 3) H_s 和 LE 均为正值, 以代表站点白天典型的湍流热量输送方向; 4) 基于 Perez 等 [43] 提供的方法, 确定有效的 β 值. 图 6 比较了 SACOL 2008 年秋季和冬季经过上述筛选的典型白天 EC 和 BREB 法所得 H_s 和 LE . 图中, 虚线是 1:1 线, 实线是最小二乘法的拟合直线. 两种方法所得 H_s 和 LE 的相关系数分别为 0.82 和 0.87, 线性拟合方程分别为 $y = 0.74x - 1.2$ 和 $y = 0.67x - 0.3$. EC 对 H_s 和 LE 的估计相对于 BREB 法均偏小.

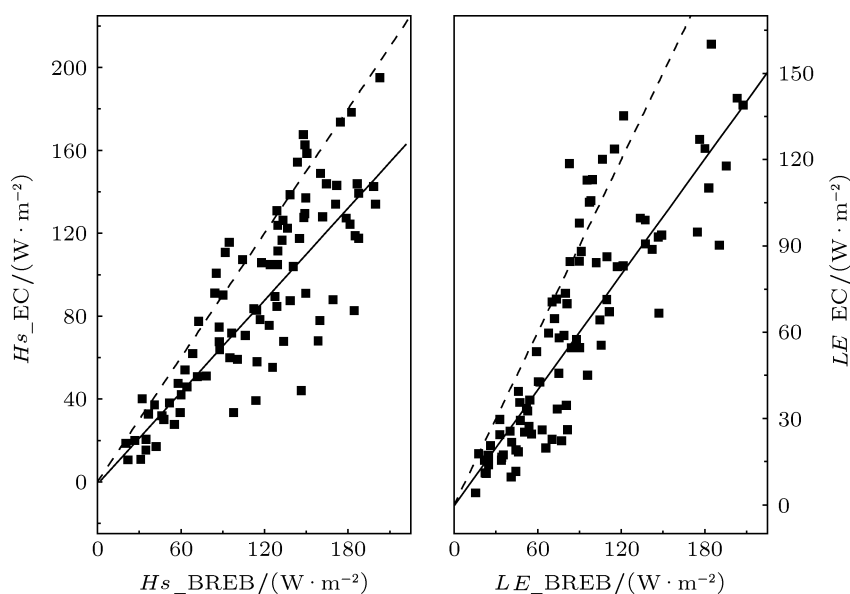


图 6 秋冬季典型白天 EC 法和 BREB 法热量通量比较

图 7 给出了不同季节白天和夜间 EC 对 H_s 和 LE 的估计偏差. 白天, EC 对热量通量的低估冬季最严重, 对 H_s 和 LE 分别低估 19.1% 和 28.7%; 其次为秋季, 分别为 11.3% 和 21.6%. 春季, EC 对湍流热量通量的观测最接近 BREB 法, 对 H_s 和 LE 分别估计偏低 5.1% 和 4.7%. 夜间, 与 BREB 法相比, EC 估计的湍流热通量偏低更加严重. 除了前边提到的频率衰减外, 夜间大气处于稳定情形, 对观测产生影响的通量源区范围较大, EC 的观测一定程度上

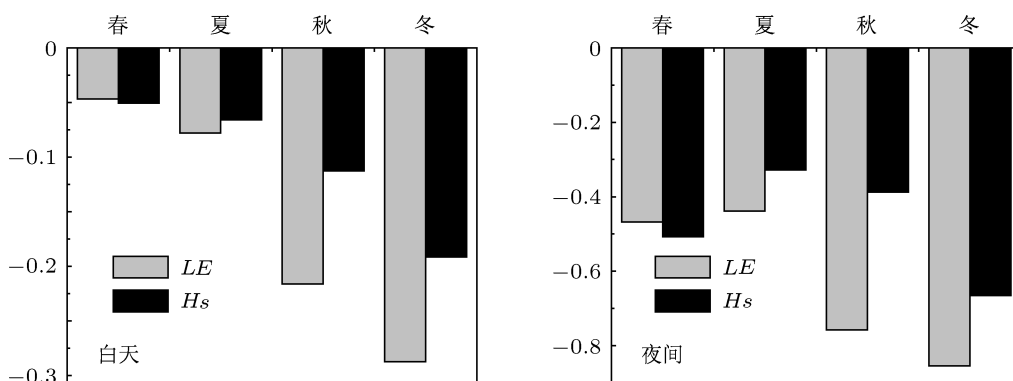


图 7 不同季节 EC 对 H_s 和 LE 的估计偏差

5 湍流热量通量低估对 CO_2 通量的影响

CO_2 通量与 H_s 和 LE 由相同的运动机制传输, 同样的仪器观测, 它们的计算都是建立在相似理论基础之上. 一些研究认为, 由仪器观测和资料处理等原因造成的热量通量的低估的同时也会造成 CO_2 通量的低估 [8]. Mauder 等 [21] 假设能量与 CO_2 通量的输送过程相似, 并检验了能量不闭合对长期 CO_2 通量观测的影响. 另一方面, 各种通量低估的相似性在一些研究中被质疑, Geiffs 等 [47] 讨论了能量平衡闭合校正方法对净生态系统生产力 (NEP) 的影响, 认为用能量平衡闭合校正 CO_2 通量, 对年累积值影响较大, 应慎重处理. 尽管如此, EC 会对 H_s 和 LE 某种程度的低估是被通量界公认的. 通过 WPL 修正, H_s 和 LE 的误差会造成 CO_2 通量观测的不确定性.

图 8 给出了 SACOL 2008 年冬季 F_c 的平均日变化特征, 灰色和黑色分别表示用湍流热通量低估修正前后的 F_c . 修正前, EC 观测到的 F_c 在白天表现出系统的负值, 表明地表吸收存储 CO_2 , 最大强度达到 $-0.063 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, 接近地表植被

受非平坦地形的影响; 而白天不稳定情形时, 通量源区较小, 观测塔附近下垫面平坦, 相似理论能较好地成立. 此外, 对夜间湍流的观测一直存在多种困难, 平流、泄流、间歇流 [44] 以及中尺度/次中尺度波动 [45,46] 都会影响通量观测精度. 受这些复杂因素影响, 夜间 EC 和 BREB 法都不能足够准确地描述陆气之间的湍流热量交换, 图 7 不能定量反映夜间 EC 的数据质量. 在下一部分的分析中认为夜间 EC 对 H_s 估计偏低 23%, 对 LE 估计偏低 30%.

光和作用最强的夏季的水平, 全天净 CO_2 通量 $-0.802 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$. 而在 SACOL, 地表为稀疏的自然草地, 冬季植被干枯基本为裸露土壤, 没有系统的 CO_2 吸收机制. EC 对 H_s 和 LE 估计不足, 造成对 F_c 的 WPL 修正项计算偏低, 从而导致冬季白天 F_c 表现为系统的负值. 考虑 EC 对 H_s 和 LE 的低估, 对 F_c 进行修正后, F_c 全天在 0 值上下波动, 并且数值较小, 最大值为 $0.021 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, 最小值为 $-0.030 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, 全天总 CO_2 通量 $-0.167 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$.

图 9 是考虑 H_s 和 LE 低估后 F_c 的修正量. F_c 修正量白天为正值, 夜间为负值. 白天, F_c 修正量冬季最大, 峰值为 $0.053 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, 平均值为 $0.030 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$; 春季最小, 峰值为 $0.037 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, 平均值为 $0.014 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$. EC 对 H_s 和 LE 的低估, 通过 WPL 修正白天高估了下垫面对 CO_2 的吸收能力, 夜间又高估了土壤呼吸作用的释放, 这必然会引起长期净生态系统 CO_2 交换 NEE 观测的不确定性. 为了研究 EC 对生态系统长期 NEE 的影响, 区分白天和夜间分析了不同季节的日平均 NEE 修正量 (忽略稀疏草地冠层内空气对 CO_2 的存储作用, 以净 CO_2 通量代替 NEE),

见图 10.

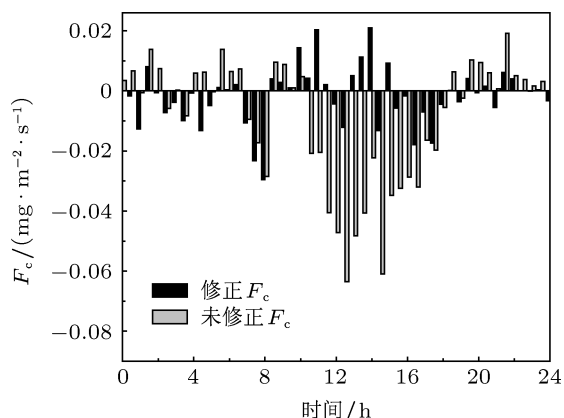


图 8 冬季能量平衡闭合修正前后 F_c 比较

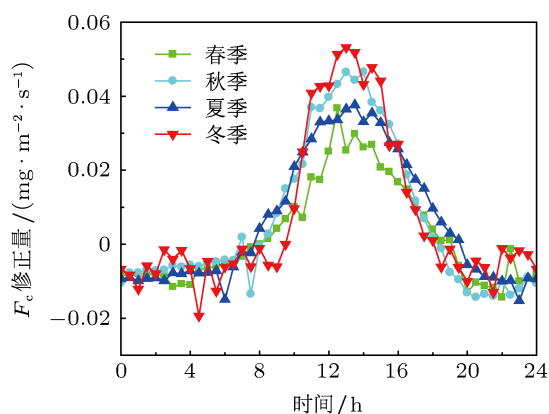


图 9 不同季节 F_c 修正量平均日变化

春季, 不考虑地表能量不闭合时, 白天 NEE 是 $-2.718\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$, 能量不闭合修正对白天 NEE 的修正项为 $0.597\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$, EC 对 H_s 和 LE 的低估造成 EC 对地表的 CO_2 吸收估计偏高 28.0%. 而在夏季, 经过修正, 白天 NEE 从 $-1.412\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ 变到 $-0.564\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$, WPL 修正引入的 H_s 和 LE 观测误差造成的估计偏差超过 NEE 自身大小. 秋季白天 NEE 高估 35.1%. 夜间, 春夏秋冬季节 EC 对 NEE 分别高估 294.5%, 89.6%, 71.1% 和 -187.9% . NEE 的绝对偏差白天远大于夜间, 这是与白天强烈的湍流热量输送相联系的. 地表能量不闭合对 F_c 有选择性的影响, 可能是地气之间长期 NEE 观测最严重的误差之一. 尽管在地气之间 CO_2 交换的观测中人们很重视平流输送、高/低频衰减等修正, 但是这些修正主要都在夜间, 而往往忽略了白天的订正. 本文研究表明, 对 H_s , LE 低估而造成的 NEE 估计偏差, 白天比夜间更为严重, 特别是在白天感热通量典型值大的半干旱区.

表 4 给出了 SACOL 不同季节修正前后平均日 NEE. 不考虑湍流热通量低估时, 春夏秋冬各季节下垫面吸收存储 CO_2 的能力分别为 2.193 , 0.651 , 2.742 和 $0.780\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, 修正后分别降低至 2.007 , 0.160 , 2.176 和 $0.167\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$. 在气候变化的背景下, 黄土高原半干旱区陆地作为碳汇吸收存储 CO_2 , 但其存储 CO_2 的能力不是在地表植被生长最旺盛的夏季最强, 而是在春秋季节. 经过修正, 全年 NEE 从 $-582.699\text{g}\cdot\text{CO}_2\cdot\text{m}^{-2}$ 变化到 $-412.746\text{g}\cdot\text{CO}_2\cdot\text{m}^{-2}$, EC 对 H_s 和 LE 的低估通过 WPL 修正造成全年 NEE 数值上估计偏高 41.2%.

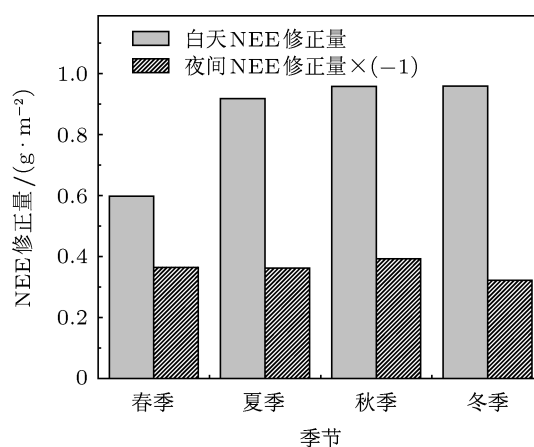


图 10 不同季节白天和夜间平均 NEE 修正量

表 4 不同季节修正前后日平均 NEE

季节	春季	夏季	秋季	冬季
未修正 $\text{NEE}/\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$	-2.193	-0.651	-2.742	-0.780
修正 $\text{NEE}/\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$	-2.007	-0.160	-2.176	-0.167

6 结论与讨论

利用兰州大学半干旱气候与环境观测站 (SACOL) 2008 年资料, 分析了 SACOL 代表的黄土高原半干旱区稀疏草地下垫面上的能量平衡闭合问题, 进一步结合 BREB 法分析 EC 对 H_s 和 LE 的低估偏差, 及其通过 WPL 修正对 CO_2 通量的影响.

1) 白天, EBR 在 0.80 左右, 夜间 EBR 只有 0.20 左右的水平, 地表能量闭合度差. 受湍流活动、土壤含水量、地表植被状况等多种因素影响, 春季能量闭合度最好, 3 月白天 EBR 达 0.94; 冬季能量闭合度最差, 白天 EBR 在 0.70 左右. 夜间 EBR 季节变化不大.

2) 春夏季白天, S 和 H_{adv} 是地表能量不闭合的最主要原因, 两者之和占到 E_{res} 的 98.6% 和 82.7%; 但在秋冬季节, S 和 H_{adv} 只占到 E_{res} 的一半. 夜间, 考虑 S 和 H_{adv} 只能使 E_{res} 减小 50.0% 左右, 而冬季夜间, $S + H_{adv}$ 只占 E_{res} 的 21.3%, 表明存在水平平流、频率衰减等其他机理影响地表能量平衡闭合. 排除局地环流影响后, 不同季节白天 EBR 均能达到 85% 以上, 春夏秋三个季节夜间 EBR 也能达到 70% 左右, 冬季夜间能量闭合度仅为 29.4%.

3) 考虑各种可能的热量源汇之后, 地表能量仍然有一定程度的不闭合, 当归因于 EC 的低估. 低估可能是由仪器本身造成, 也可能是由数据处理过程引起. 利用梯度观测资料估算 β , 结合 BREB 法评价了 EC 对 H_s 和 LE 的观测误差. 白天, EC 在春夏季观测相对理想, H_s 和 LE 估计偏低程度均在 10% 以下; 但在秋冬季节, EC 低估较严重, 冬季白天 EC 对 H_s 和 LE 分别低估 19.1% 和 28.7%. 夜

间, 受多种复杂机制的影响, 很难准确量化 EC 的观测质量.

4) 分析了湍流热量通量的低估通过 WPL 修正对 CO_2 通量的影响. EC 对 H_s 和 LE 的低估通过 WPL 修正的影响, 造成冬季白天系统性向下的 CO_2 通量, 这与冬季黄土高原半干旱区的下垫面状况是不相符的. 修正之后, 冬季 NEE 由 $-0.780 \text{ gCO}_2\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 变到 $-0.167 \text{ gCO}_2\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, EC 严重高估了下垫面吸收存储 CO_2 的能力. WPL 修正项对热量通量强烈的依赖性, 导致湍流热量低估对 F_c 的修正项白天远大于夜间, 这种选择性昼夜差异, 会严重影响长期 NEE 的不确定性. 考虑修正后, 全年 NEE 从 $-582.699 \text{ gCO}_2\text{m}^{-2}$ 变化到 $-412.746 \text{ gCO}_2\text{m}^{-2}$, EC 对 H_s 和 LE 的低估通过 WPL 修正造成全年 NEE 估计偏高 41.2%.

兰州大学半干旱气候与环境观测站 (SACOL) 为本文提供了梯度观测、涡动相关等数据资料, 谨致谢忱.

- [1] Wang J M, Wang W Z, Liu S M, Ma M G, Li X 2009 *Adv. Earth Sci.* **24** 705 (in Chinese) [王介民, 王维真, 刘绍民, 马明国, 李新 2009 地球科学进展 **24** 705]
- [2] Li H Q, Guo W D, Sun G D, Zhang Y C 2011 *Acta Phys. Sin.* **60** 019201 (in Chinese) [李红祺, 郭维栋, 孙国栋, 张耀存 2011 物理学报 **60** 019201]
- [3] Ma J Y, Liang H, Luo Y, Li S K 2011 *Acta Phys. Sin.* **60** 069601 (in Chinese) [马金玉, 梁宏, 罗勇, 李世奎 2011 物理学报 **60** 069601]
- [4] Wang S, Zhang Q 2011 *Acta Phys. Sin.* **60** 059203 (in Chinese) [王胜, 张强 2011 物理学报 **60** 059203]
- [5] Mahrt L 1998 *J. Atmos. Ocean Technol.* **15** 416
- [6] Verma S B, Baldocchi D D, Anderson D E, Matt D R, Clement R J 1986 *Bound-Layer Meteorol.* **36** 71
- [7] Li Z Q, Yu G R, Wen X F, Zhang L M, Ren C Y, Fu Y L 2004 *Sci. China Ser. D-Earth Sci.* **34** 46 (in Chinese) [李正泉, 于贵瑞, 温学发, 张雷明, 任传友, 伏玉玲 2004 中国科学 D 辑地球科学 **34** 46]
- [8] Wilson K B, Hanson P J, Baldocchi D D 2000 *Agric For Meteorol.* **102** 83
- [9] Schmid H P, Grimmond C S B, Cropley F, Offerle B, Su H B 2000 *Agric For Meteorol.* **103** 357
- [10] McCaughey J H 1985 *Bound-Layer Meteorol.* **31** 89
- [11] Moore C J 1986 *Bound-Layer Meteorol.* **37** 17
- [12] Aubinet M, Grelle A, Ibrom A, Rannik Ü, Moncrieff J, Foken T, Kowalski A S, Martin P H, Berbigier P, Bernhofer C, Clement R, Elbers J, Granier A, Grünwald T, Morgenstern K, Pilegaard K, Rebmann C, Snijders W, Valentini R, Vesala T 2000 *Adv. Ecol. Res.* **30** 114
- [13] Stannard D I, Blanford J H, Kustas W P, Nichols W D, Amer S A, Schmugge T J, Weltz M A 1994 *Water Resour Res.* **30** 1227
- [14] Oncley S P, Foken T, Vogt R, Kohsiek W, DeBruin H A R, Bernhofer C, Christen A, Gorsel E, Grantz D, Feigenwinter C, Lehner I, Liebenthal C, Liu H P, Mauder M, Pitacco A, Ribeiro L, Weidinger T 2007 *Bound-Layer Meteorol.* **123** 1
- [15] Foken T 2000 *Ecol. Appl.* **18** 1351
- [16] Sakai R K, Fitzjarrald D R, Moore K E 2001 *J. Appl. Meteorol.* **40** 2178
- [17] Wilson K, Goldstein A, Falge E, Aubinet M, Baldocchi D 2002 *Agric For Meteorol.* **113** 223
- [18] Steinfeld G, Letzel M O, Raasch S, Kanda M, Inagaki A 2007 *Bound-Layer Meteorol.* **123** 77
- [19] Huang J P, Lee X H, Patton E G 2008 *Bound-Layer Meteorol.* **127** 273
- [20] Wang W G 2010 *Theor. Appl. Climatol.* **99** 125
- [21] Mauder M, Desjardins R L, Pattey E, Worth D 2010 *Bound-Layer Meteorol.* **136** 175
- [22] Liu X M, Hu F, Jiang J H, Zhen C M 2008 *Chinese J. Atmos. Sci.* **32** 1411 (in Chinese) [刘照明, 胡非, 姜金华, 甄灿明 2008 大气科学 **32** 1411]
- [23] Wang C L, Zhou G Y, Wang X, Zhou C Y, Yu G R 2007 *J. Trop. Meteorol.* **23** 643 (in Chinese) [王春林, 周国逸, 王旭, 周传艳, 于贵瑞 2007 热带气象学报 **23** 643]
- [24] Wang C G, Sun J N, Hu F, Jiang W M 2007 *J. Nanjing University* **43** 270 (in Chinese) [王成刚, 孙鉴泞, 胡非, 蒋维楣 2007 南京大学学报 (自然科学版) **43** 270]
- [25] Yang X G, Zhang Q, Wang R Y, Ma P L, Yang Q G, Liu H Y 2004 *Plateau Meteorol.* **23** 828 (in Chinese) [杨兴国, 张强, 王润元, 马鹏里, 杨启国, 刘宏宜 2004 高原气象 **23** 828]
- [26] Ma Y M, Yao T D, Wang J M, Hu Z Y, Ishikawa H, Ma W Q, Su Z B 2006 *Adv. Earth Sci.* **21** 1215 (in Chinese) [马耀明, 姚檀栋, 王介民, 胡泽勇, 石川裕彦, 马伟强, Menenti M, 苏中波 2006 地球科学进展 **21** 1215]
- [27] Wang J M, Wang W Z, Ao Y H, Sun F L, Wang S G 2007 *Adv. Earth Sci.* **22** 791 (in Chinese) [王介民, 王维真, 奥银焕, 孙方林, 王树果 2007 地球科学进展 **22** 791]
- [28] Zhou D G, Huang R H 2010 *Sci. China Ser. D-Earth Sci.* **40** 1068 (in Chinese) [周德刚, 黄荣辉 2010 中国科学 D 辑: 地球科学 **40** 1068]
- [29] Leuning R, Cleugh H A, Zegelin S J, Hughes D 2005 *Agric For Meteorol.* **129** 151
- [30] Liu H P, Randerson J T, Lindfors J, Massman W J, Foken T 2006

- Bound-Layer Meteor.* **120** 65
- [31] Zuo J Q, Wang J M, Huang J P, Li W J, Wang G Y, Ren H L 2010 *Plateau Meteor.* **29** 840 (in Chinese) [左金清, 王介民, 黄建平, 李维京, 王国印, 任宏利 2010 高原气象 **29** 840]
- [32] Zhang Q, Li H Y 2010 *Acta Phys. Sin.* **59** 5889 (in Chinese) [张强, 李宏宇 2010 物理学报 **59** 5889]
- [33] Li H Y, Zhang Q, Wang C L, Yang F L, Zhao J H 2012 *Acta Phys. Sin.* **61** 159201 (in Chinese) [李宏宇, 张强, 王春玲, 阳伏林, 赵建华 2012 物理学报 **61** 159201]
- [34] Sun J, Esbeebseb S K, Mahrt L 1995 *Adv. Atmos. Sci.* **52** 3162
- [35] Liu H Z, Dong W J, Fu C B, Shi L Q 2004 *Climatic Environ. Res.* **9** 378 (in Chinese) [刘辉志, 董文杰, 符淙斌, 石立庆 2004 气候与环境研究 **9** 378]
- [36] Wang H, Hu Z Y, Ma W Q, Li D L 2008 *Chinese J Atmos. Sci.* **32** 1458 (in Chinese) [王慧, 胡泽勇, 马伟强, 李栋梁 2008 大气科学 **32** 1458]
- [37] Kidston J, Brümmer C, Black T A, Morgenstern K, Nesic Z, McCaughey J H, Barr A G 2010 *Bound.-Layer Meteor.* **136** 193
- [38] Gao Z 2005 *Bound.-Layer Meteor.* **114** 165
- [39] Wang J, Zhang L, Wang T J, Bao J, Cao X J, Zhang B D, Zhou Z Y 2012 *J. Arid Meteor.* **30** 169 (in Chinese) [王瑾, 张镭, 王腾蛟, 鲍婧, 曹贤洁, 张北斗, 周衷玉 2012 干旱气象 **30** 169]
- [40] Chen J Y, Fan S H, Zhao C F, Xiao X, Cai X H, Liu H Z 2006 *Chin. J. Atmos. Sci.* **30** 423 (in Chinese) [陈家宜, 范邵华, 赵传峰, 肖雪, 蔡旭辉, 刘辉志 2006 大气科学 **30** 423]
- [41] Zhu Z L, Sun X M, Zhang R H 2003 *Adv. Atmos. Sci.* **20** 285
- [42] Kochendorfer J, Meyers T P, Frank J, Massman W J, Heuer M W 2012 *Bound.-Layer Meteor.* **145** 383
- [43] Perez P J, Castellvi F, Ibañez M, Rosell J I 1999 *Agric For Meteorol.* **97** 141
- [44] Cava D, Katul G G 2009 *Bound.-Layer Meteor.* **130** 307
- [45] Lenschow D H, Sun J 2007 *Bound.-Layer Meteor.* **125** 63
- [46] Liang J N, Zhang L, Bao J, Zhao S Q, Huang J P, Zhang W 2013 *Chin. J. Atmos. Sci.* **37** (in Chinese) (in press) [梁捷宁, 张镭, 鲍婧, 赵世强, 黄建平, 张武 2013 大气科学 **37** (待刊)]
- [47] Griffis T J, Black T A, Morgenstern K, Barr A G, Nesic Z, Drewitt G B, Gaumont-Guay D, McCaughey J H 2003 *Agric. For Meteorol.* **117** 53

Energy balance analysis over Loess Plateau and the consequences for carbon dioxide flux*

Liang Jie-Ning Zhang Lei[†] Zhang Wu Shi Jin-Sen

(Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of the Ministry of Education, College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

(Received 18 November 2012; revised manuscript received 12 December 2012)

Abstract

This paper examines the surface energy imbalance status over the semi-arid areas of the Loess Plateau, using the data collected by eddy covariance (EC) and boundary layer meteorological measurement systems at the Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University (SACOL). The energy balance ratio is about 0.80 during the daytime in all seasons, while that is only about 0.20 in the night. For the observation time with no local circulation, the energy balance ratio is improved to more than 85% in the daytime. Even in the night of spring, summer or autumn, the energy balance ratio is also improved to 70%. However, the ratio in nighttime of winter is only 29.4%. After taking into consideration all the energy budget items, the surface energy is still not closed, which means that the eddy covariance system underestimated the turbulent heat flux. And the observation error changes with seasons, with maximum in winter and minimum in spring. The errors of sensible heat flux and latent heat flux may impact CO₂ flux through the WPL correction, and cause the uncertainty of long term net ecosystem exchange (NEE), and the NEE throughout the year can be overestimated by 41.2%.

Keywords: Loess Plateau, eddy covariance, energy balance, correction for density effects

PACS: 92.60.Kc, 92.70.Bc

DOI: 10.7498/aps.62.099203

* Project supported by the state Key Development Program for Basic Research of China (Grant No. 2012CB955302), and the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 41075104).

[†] Corresponding author. E-mail: zhanglei@lzu.edu.cn