

空气热储存、光合作用和土壤垂直水分运动对黄土高原地表能量平衡的影响*

李宏宇^{1)†} 张强¹⁾ 王春玲²⁾ 阳伏林¹⁾ 赵建华¹⁾

1) (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, 兰州 730020)

2) (南京信息工程大学应用气象学院, 南京 210044)

(2011年9月24日收到; 2011年12月28日收到修改稿)

地表能量不平衡问题一直是陆面过程研究的一个重要科学难题. 本文利用黄土高原陆面过程试验 (LOPEX) 资料, 在将垂直感热平流项引入地表能量平衡方程的基础上, 估算了空气热储存和光合作用储存的大小, 并分别用水分守恒关系和两层土壤温度方法计算了浅层土壤水分垂直通量, 考察了空气热储存、光合作用储存和水分垂直运动热量输送对地表能量平衡的影响. 结果表明: 黄土高原区自然植被下垫面的空气热储存、光合作用储存和土壤水分垂直运动热量输送平均日变化峰值分别达到 1.5, 2.0 和 $7.9 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; 在能量平衡方程中引入这三项后, 地表能量闭合度由 88.1% 提高到 89.6%. 空气热储存、光合作用储存和水分垂直运动热量输送对于改善黄土高原地表能量不平衡状况有一定作用, 研究区域的半干旱气候背景和植被状况是导致各热储存量与其他试验区存在差异的根本原因.

关键词: 黄土高原, 地表能量平衡, 空气热储存, 光合作用

PACS: 92.60.Kc, 92.70.Bc

1 引言

物质和能量守恒是人们在探索自然界过程中得到的基本认识之一. 但是, 在 20 世纪 80 年代末, 科研人员发现陆气能量交换过程中, 独立观测的各能量分量却远不能达到平衡, 即地表能量不平衡. 后来, 国内外陆面观测试验在各种不同的下垫面下包括沙漠、绿洲、草地和湿地均发现了能量不闭合现象^[1,2], 能量闭合度一般维持在 70%—90% 之间. 陆气能量收支总体上也呈现出一定的规律: 对于下垫面而言, 干旱平坦的荒漠能量闭合较好, 而结构复杂的下垫面的闭合程度往往都不理想; 从不同时间来说, 晚上的能量平衡很差, 中午前后更接近能量闭合. 但是理想的能量平衡状况是很多大气模式和水文模型的基础, 较大的能量不平衡对模式

输出结果有不可低估的影响. 随着科学界对陆面物理过程的持续关注^[3-5], 国内外的陆面过程试验都把探究能量不平衡的机制作为主要研究内容之一^[6,7], EBEX-2000 项目甚至直接把考察能量不平衡的原因作为项目的目标^[8].

初始对能量不平衡的机制的探索, 通量仪器的精度是首要关注对象, 随着技术的发展和更加科学的资料质量控制, 科学家逐渐将目光转向其他的物理机理上去. 能量收支各分量的观测不在同一个物理面上, 由此必须考虑各种热储存. 各能量分量观测所处物理平面的差异还表现在各分量的足迹 (Footprint) 或源区面积有着 1—2 个数量级的差异^[9], 各通量代表性不一致造成对能量平衡的影响也一直受到重视, 白洁等^[10] 将遥感反演的地表温度标准差作为地表热力均匀程度的标准, 发现热力均匀较差的情况与大的不平衡差额对应. 另外,

* 国家自然科学基金重点项目 (批准号: 40830957), 国家公益性行业科研专项 (GYHY20080621) 和中国气象局兰州干旱气象研究所科研项目 (批准号: KYS2011BSKY02) 资助的课题.

† E-mail: aridhy@qq.com

有些科学家根据大涡模拟的结果,推测涡动相关系统不能触及的大涡结构可能是湍流通量偏低的原因^[11], Foken 等^[9]甚至认为不均匀地形引起的低频涡或有组织的湍流结构是能量不平衡的最主要原因. 为此, Mauder 等^[12]在加拿大渥太华的一片农田架设了 25 个以气温为主的站点,试图以与垂直速度和温度有关的垂直热平流作为额外的通量来获取“空间平均”的通量. 与之类似, Lee^[13]基于单点涡动相关系统,摒弃了近地层垂直速度恒为 0 的假定,给出了修正湍流热通量的垂直感热平流项,并认为局地中尺度环流是造成非 0 垂直速度的原因之一,胡隐樵等从大气线性热力学角度^[14],也给予了证明. 利用前人的讨论和研究结果,将能量不平衡的影响机制总结如下: 1) 采样误差和仪器偏差; 2) 涡动相关法的缺陷: 低频和高频湍流通量损失; 3) 植被、空气和土壤能量吸收项的忽略; 4) 平流的影响.

黄土高原地区是我国干旱半干旱地区的重要组成部分,水土流失催生了以沟壑梁峁为代表的典型地貌,下垫面起伏和不均匀较明显. 利用黄土高原地区陆面过程资料, Zhang 等^[15]考察了垂直速度与能量不闭合程度的关系,发现二者具有很好的一致性,表明垂直热平流的忽略是造成黄土高原能量不平衡的重要因素. 考虑了垂直感热平流后,能量闭合程度有了较大的提高,但仍存在不可忽略的不平衡差额. 这表明除了仪器精度,还有必要从更细微的被忽略的物理过程上寻觅额外的能量收支. Wilson 等^[2]总结了前人的成果,认为植被光合作用的储能大约占到可利用能量的 1%—2%,而 Gao 等^[16]计算了西藏那曲土壤垂直水分运动,这种运动携带的热量平均可达 $13 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 对黄土高原来说,光合作用等植被储能对能量平衡的贡献还存在未知,同时针对土壤水分垂直运动进一步修正土壤地表热通量也很有必要. 本文旨在利用国家自然科学基金重点项目“黄土高原陆面过程观测与试验研究 (LOPEX)”位于甘肃榆中的陆面过程观测资料,在考虑垂直感热平流的基础上,分析黄土高原自然植被下垫面空气热储存和光合作用存储,并对垂直水分运动输送的热量进行估计,以期了解它们对于黄土高原区能量不平衡的贡献.

2 站点资料介绍

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), 位于兰州大学榆中校区海拔 1961 m 的萃英山顶上 (35.946°N , 104.137°E). SACOL 处于我国夏季风影响区边缘和干旱半干旱气候过渡带,下垫面属于典型的黄土高原地貌,是“黄土高原陆面过程试验研究 (LOPEX)”项目的代表性观测点之一,对黄土高原半干旱区的气候特征有很好的代表性^[17].

SACOL 站涉及到的陆面观测项目有: 短波和长波辐射分量; 土壤温度、湿度和土壤热通量; 近地层风温脉动,水汽和 CO_2 脉动观测; 塔层的气温和湿度,风向,风速,气压以及降水. 辐射分量有总辐射、反射辐射、大气向下长波辐射和地表向上长波辐射; 土壤温度观测共 6 层,分别在地表下 2 cm, 5 cm, 10 cm, 20 cm, 50 cm 和 80 cm; 土壤湿度 (体积含水量) 观测共 5 层,分别在地表下 5 cm, 10 cm, 20 cm, 40 cm 和 80 cm; 土壤热流板分别放置在 5 cm 和 10 cm 两个深度; 超声风温仪感应头在 3 m 高处; 塔层气温,湿度和风速的观测高度分别是 1, 2, 4, 8, 12, 16 和 32 m, 风向观测在 8m. 这些观测仪器在国际上比较通用,精度相对比较高,其主要技术指标已有文献^[18]做过详细说明. 并且,对所有资料均做过比较严格的质量控制^[19,20],尽可能消除观测误差. 实际分析的是 2010 年 6 月 8 日—27 日 (152—171 Day of Year, 2010) 的陆面过程资料,其中,6 月 8, 12, 19 和 26 日有降水,而 6 月 8 日降水最大,达到 4.9 mm,其他时间天气情况较好. 文中所用时间是北京时间.

本文所用的地表温度 $T_{z=0}$ 是利用 Stenfen-Boltzmann 定律由地表长波和大气长波辐射换算得到

$$T_{z=0} = \left(\frac{R_{lu} - (1 - \xi)R_{ld}}{\xi\sigma} \right)^{1/4},$$

其中 ξ 是地表比辐射率,取为 0.96; σ 是 Stenfen-Boltzmann 常数,为 $5.67 \times 10^{-8} \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-4}$, R_{lu} 是向上长波辐射, R_{ld} 是向下长波辐射.

3 地表能量平衡问题

3.1 能量平衡方程的修正

对于理想下垫面,地表能量平衡方程可以表示为

$$R_n - G_0 = H_0 + LE_0, \quad (1)$$

其中 R_n 是地表净辐射, G_0 是地表土壤热通量, H_0 是地表感热通量, LE_0 是地表潜热通量.

以地表为下边界, 涡动相关系统所处高度为上边界的空间 V 为研究对象, 通量形式的水汽和热量守恒方程^[21] 是

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{u}_i \frac{\partial \bar{q}}{\partial x_i} &= \nu_q \frac{\partial^2 \bar{q}}{\partial x_i^2} + E_q - \frac{\partial \overline{u'_i q'}}{\partial x_i}, \\ \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{u}_i \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_i} &= \nu_\theta \frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial x_i^2} - \frac{1}{\bar{\rho} C_p} \frac{\partial \overline{Q'_i}}{\partial x_i} \\ &\quad - H_\theta - \frac{\partial \overline{u'_i \theta'}}{\partial x_i}. \end{aligned} \quad (2)$$

假设水平均匀, 并忽略平均分子扩散项和辐射的辐散项, (2) 式可简化为

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} &= E_q - \frac{\partial \overline{w' q'}}{\partial z}, \\ \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{w} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} &= -H_\theta - \frac{\partial \overline{w' \theta'}}{\partial z}. \end{aligned} \quad (3)$$

如果涡动相关的高度是 h , (3) 式左右两边由 0 至 h 积分, 上式乘以 ρL , 下式乘以 ρC_p , 得到

$$\begin{aligned} \rho L \overline{w' q'}|_0 &= \rho L \left(\overline{w' q'}|_h + \int_0^h \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} dz \right. \\ &\quad \left. + \int_0^h \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} dz - \int_0^h E_q dz \right), \\ \rho C_p \overline{w' \theta'}|_0 &= \rho C_p \left(\overline{w' \theta'}|_h + \int_0^h \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} dz \right. \\ &\quad \left. + \int_0^h \bar{w} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} dz + \int_0^h H_\theta dz \right). \end{aligned} \quad (4)$$

(4) 式上下两式的等号右边第四项均是与水汽相变有关的热量, 并且 $E_q = H_\theta$. 如果在地面至涡动相关系统探头高度处没有植被, 那么能量平衡方程是

$$\begin{aligned} R_n - G_0 &= (\rho C_p \overline{w' \theta'}|_h + \rho L \overline{w' q'}|_h) \\ &\quad + \left(\rho C_p \int_0^h \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} dz + \rho L \int_0^h \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} dz \right) \\ &\quad + \left(\rho C_p \int_0^h \bar{w} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} dz \right. \\ &\quad \left. + \rho L \int_0^h \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} dz \right). \end{aligned} \quad (5)$$

真实情况下, 体积空间 V 内往往还包含有植被和水汽相变生成的凝结水, 考虑植被的热储存 S_v , 光合作用 S_p 以及凝结水的热储存, 能量平衡方程的最终形式成为

$$R_n - G_0 = (\rho C_p \overline{w' \theta'}|_h + \rho L \overline{w' q'}|_h)$$

$$\begin{aligned} &+ \left(\rho C_p \int_0^h \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} dz + \rho L \int_0^h \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} dz \right) \\ &+ \left(\rho C_p \int_0^h \bar{w} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} dz + \rho L \int_0^h \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} dz \right) \\ &+ S_v + S_p + S_d. \end{aligned} \quad (6)$$

可简化为

$$\begin{aligned} R_n - G_0 &= H + LE + H_{adv} + LE_{adv} + S_a + S_v \\ &\quad + S_p + S_d. \end{aligned} \quad (7)$$

于是, 根据水汽守恒和热量守恒方程以及一系列假设, 推导出包含有实际观测的湍流热通量以外的包括垂直平流项 (H_{adv} , LE_{adv})、植被和空气热储存项 (S_v , S_a)、光合作用项 (S_p)、露水热储存项 (S_d) 等项的能量平衡方程.

3.2 能量不平衡的表示方法

实际的能量平衡观测总是存在一个不平衡差额. 这个不平衡差额能够用来表征地表能量不平衡程度, 可以写作

$$Res = (R_n - G_0) - (H + LE + S), \quad (8)$$

上式中 Res 为半小时的不平衡差额, $(R_n - G_0)$ 为地表可利用能量, $(H + LE)$ 是实际观测到的感热与潜热湍流通量和, S 是额外的能量通量. 另外, 为了表征每天小时尺度能量不平衡的平均状况, 还应给出不平衡差额绝对值的日平均值, 可用 $\frac{1}{48} \sum_{i=1}^{48} |Res|$ 来计算, 其中 i 表示时间序列.

长期的地表能量不平衡的分析一般采用 $(G_0 + H + \lambda E + S)$ 与 R_n 的散点图, 拟合直线的斜率代表长期平均的能量闭合度.

4 空气热储存和光合作用对能量平衡的影响

为了便于本文分析的需要, 在试验期间 (2010 年 6 月 8 日—6 月 27 日) 一些陆面过程特征要素显示在图 1 中.

对于地表能量平衡方程, (7) 式中, 空气热储存 S_a , 植被热储存 S_v 和光合作用储存 S_p 是地表至涡动相关系统之间的主要热储存项. 空气热储存是由气温变化和空气湿度变化引起的. 由于我们的试验没有关于下垫面植被覆盖和温度等方面的观测, 因此不能直接计算温度变化造成的植被热储存,

但是黄土高原半干旱区草地稀疏, 可以推断这种热储存会比较小. 重要的计算公式如下.

气温变化引起的热储存项可表示为

$$S_{ta} = \rho C_p \int_0^h \frac{\partial T_a}{\partial t} dz, \quad (9)$$

其中, T_a (K) 是气温, C_p ($J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$) 是湿空气的体积热容量, h 是涡动相关系统的安装高度.

空气湿度变化热储存项可表示为

$$S_q = \rho L \int_0^h \frac{\partial q}{\partial t} dz, \quad (10)$$

其中, L ($J \cdot kg^{-1}$) 是水的汽化潜热, q ($kg \cdot m^{-3}$) 是空气比湿. (9), (10) 式的差分格式是

$$S_{ta} = \frac{\rho C_p (1 + 0.84\bar{q})}{\Delta t} \Delta \bar{T}_a h, \quad (11)$$

$$S_q = \frac{\rho L}{\Delta t} \Delta \bar{q} h. \quad (12)$$

平均气温和湿度 \bar{T}_a 和 \bar{q} 用 2 m 处的气温和湿度代替.

二氧化碳是光合作用的产物, 也是生态系统物质循环的重要物质, 其垂直通量甚至被认为是气候变化的信号, 而草原是决定大气中二氧化碳含量的重要生态系统. Bi 等 [22] 在南方草原的陆面过程试验表明南方夏季草原的 CO_2 垂直通量日变化最低接近 $-0.75 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 并且常年处于负值; 而半干旱区的草原最小仅仅超过 $-0.2 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$. 显示出草原作为 CO_2 的汇, 在湿润地区和半干旱地区具有明显的差异性. 在湿润气候区相同面积的草原通过光合作用承担更多的碳吸收任务, 但是在西北地区草原面积广阔, 对于生态系统恢复和水土保持的重要性也不容忽视. CO_2 通量对气候变化和生态系统的变化具有良好的指示作用, 也能够反映与光合作用相关的地气能量交换过程.

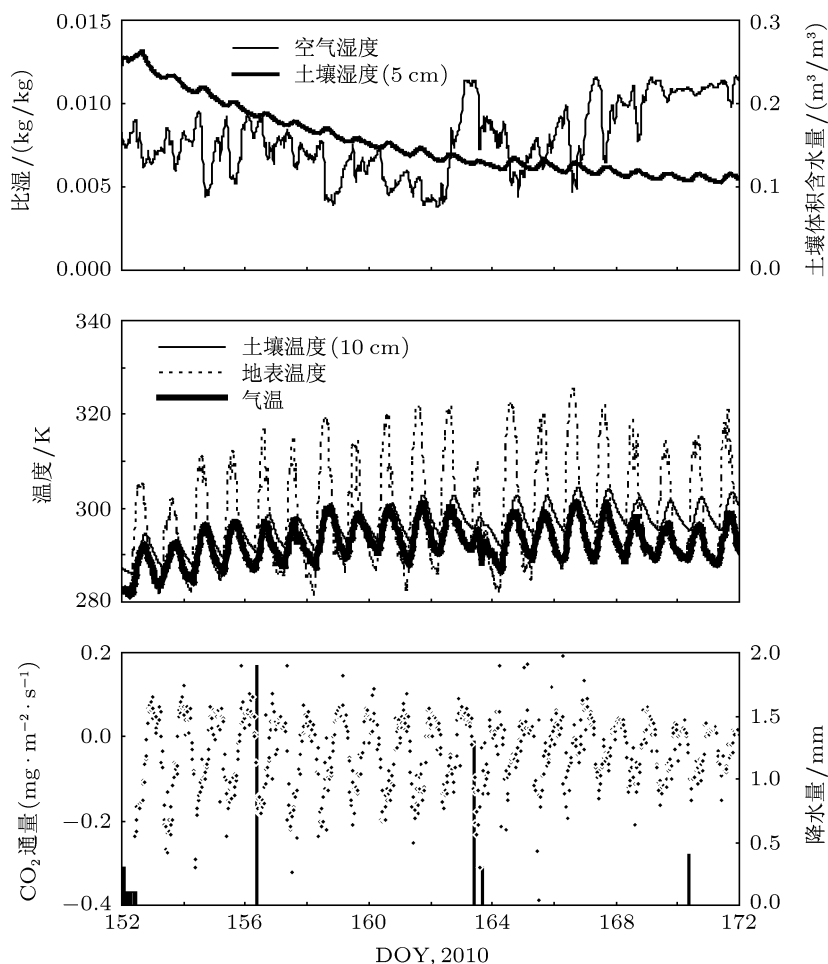


图 1 SACOL 站 2010 年 6 月 8 日—6 月 27 日降水、气温、空气湿度、土壤体积含水量 (5 cm)、土壤温度 (0 cm 和 10 cm) 和 CO_2 通量的时间变化

根据已有试验 [23], $1 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 二氧化碳的冠层同化速率就等于 $11.2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 能量通量, CO_2 通量和光合作用速率的这一对应关系被用来计算光合作用热储存项.

图 2 给出了黄土高原自然植被下垫面空气热储存和光合作用储存的平均日变化特征. 黄土高原自然植被下垫面的空气热储存与亚高山草甸量级相当, 峰值处于 $1.5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 平均维持在 $1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 光合作用热储存在上午 8—11 点达到一天的最大值, 为 $2.0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 在下午 14 点出现另一个小的峰值, 平均为 $1.2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 而在美国中部的农田 [24] 中, 玉米和大豆的光合作用热储存日平均可以分别达到 20 和 $10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; Wang 等 [25] 对亚高山草甸的光合作用速率进行了研究, 这里的草甸在 20 天里鲜草产量可以达到 $3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$, 光合作用速率最大可达 $10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 高于黄土高原草地. 光合作用速率与下垫面植被类型和疏密有很大关系. 高大茂盛的植物比低矮的植物有更强的光合作用产率, 同样的植被类型茂密程度越高, 光合作用速率越大. 从根本上来说, 光合作用速率也是对气候的一种反映. 在时间尺度上, 植被光合作用会伴随着生态系统的兴替而变化; 空间尺度上, 湿润地区发达的生态系统必然有较大的光合作用产率, 而干旱地区的植被光合作用相对较弱. 不难想象, 西北戈壁荒漠下垫面植被光合作用弱到可以忽略, 以致不会影响地表能量收支, 国内外报道的荒漠地区高的能量闭合度也与脆弱的生态系统不无联系.

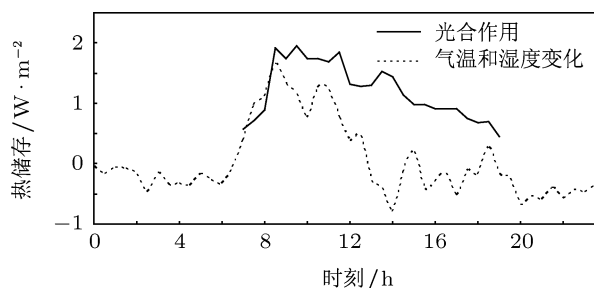


图 2 黄土高原自然植被下垫面空气热储存和光合作用储存的平均日变化

如图 3, 考虑光合作用和空气热储存项后, 白天的不平衡差额平均减小 1.5 W m^{-2} , 晚上平均减小 0.32 W m^{-2} . 不平衡差额绝对值的日平均也有所降低, 降低的最大值是 1.04 W m^{-2} , 最小值是 0.24 W m^{-2} , 平均减小了 0.69 W m^{-2} . 这两项虽然量级比较小, 但对能量闭合依然起积极的促进作用.

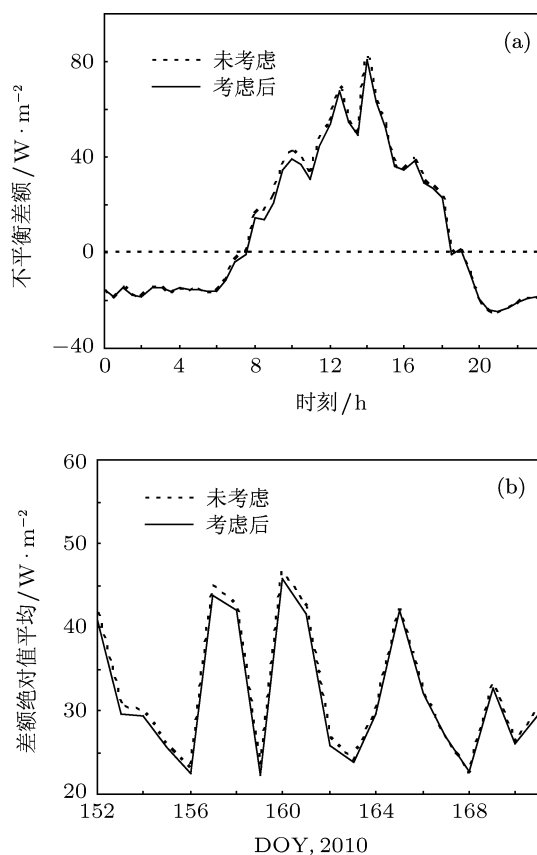


图 3 考虑光合作用和空气热储存前后的能量不平衡差额平均日变化 (a) 和绝对值的逐日平均 (b)

5 土壤水分垂直运动对能量平衡的影响

净辐射以土壤热通量的形式向土壤传输热量, 因此土壤热通量是地表能量收支的重要组成部分. 早期, 人们对土壤热通量的关注, 源于发现人工埋设的土壤热通量板之上至地表的土壤热储存的忽略会造成相当可观的能量不平衡. 为了修正得到地表土壤热通量, 科学家提出了很多方法, 例如基于土壤热流板观测的温度积分法, 根据此方法, 地表土壤热通量可表示为

$$G_0 = G_1 + C_g \Delta z \frac{\partial T}{\partial t} = G_1 + C_2, \quad (13)$$

其中 G_1 是土壤热流板直接观测的热流量, C_g 是土壤体积热容, T 是厚度为 Δz 土层的平均温度. 计算土壤热通量的方法还有谐波分析和温度预报校正法 (TDEC 法) 等, 均是基于热量在土壤中分子传导的物理方式. 即满足经典的土壤热传导方程

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}. \quad (14)$$

实际的土壤包括土壤粒子以及空隙中的空气和水分等. 由于植被蒸散、土壤蒸发、水分重力以及土壤粒子对水分的吸附作用, 土壤中的水分存在上下迁移, 又因为不同深度土壤温度的差异, 水分垂直运动会携带热量. 因此土壤中热量不仅会通过分子传导, 水分的迁移以及温度变化也会造成热量的重新分配. Gao 等^[16] 考虑了土壤水分垂直运动对土壤热力的作用, 添加了一个与垂直水分运动和土温垂直梯度有关的项, 改进了经典的热传导方程, 如下:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + W \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (15)$$

新的土壤热传导方程包含分子热传导和土壤水分运动热输送两部分物理过程. 其中, $W(\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2})$ 是土壤水分垂直运动通量. 将 (15) 式) 代入 (13) 式, 我们得到包含有水分垂直运动热量输送的地表土壤热通量

$$\begin{aligned} G_0 &= G_1 + C_g k \frac{\partial T}{\partial t} + C_w W \Delta T \\ &= G_1 + G_3 + G_4, \end{aligned} \quad (16)$$

其中, G_4 是与水分垂直运动有关的热量输送项, G_3 在物理本质上与 C_2 一致, (16) 式中 G_3 可用 G_2 替代^[16]. 对于水分垂直通量 W 的计算, Gao 等^[16] 推导出用两层土壤温度信息计算 W 的公式

$$\begin{aligned} W &= \frac{\omega(z_2 - z_1)}{\Phi_2 - \Phi_1} \\ &\times \left[\frac{2 \ln^2(A_2/A_1)}{(\Phi_2 - \Phi_1)^2 + \ln^2(A_2/A_1)} - 1 \right], \end{aligned} \quad (17)$$

其中, z_1 和 z_2 是两层土壤深度, $z_1 < z_2$; A 和 Φ 是将土壤温度变化看做正弦波动时的振幅和相位. 用此方法计算的西藏那曲浅层土壤的水分垂直运动通量^[16,26], 平均是 $1.2 \times 10^{-5} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$. 本文用 0 cm 和 10 cm 土壤温度计算了黄土高原浅层土壤的水分垂直运动通量, 如图 4. 由于 6 月 8 日存在较大降水, 为了避免土壤湿度剧烈变化对土壤温度日变化波动的干扰, 不再计算 6 月 8 日的水分垂直运动通量.

很多模式 (CLM, Cable 等) 将达西定理作为计算土壤水分垂直通量的直接方法^[27], 再结合土壤水分守恒方程, 进而模拟土壤湿度. 实际上, 基于实测土壤湿度和水分守恒方程, 我们可以简单估计某一深度的土壤水分垂直通量. 水分守恒方程的一般形式是

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial G}{\partial z}, \quad (18)$$

差分格式为

$$\frac{\theta^{t+\Delta t} - \theta^t}{\Delta t} = \frac{G_z^t - G_0^t}{\Delta z}. \quad (19)$$

本文中, θ^t 和 $\theta^{t+\Delta t}$ 分别是 t 和 $t + \Delta t$ 时刻 5 cm 土壤湿度, G_z^t 和 G_0^t 分别是深度 z 和地表的水分垂直通量, 向上为正方向, G_0^t 同时也是地表蒸散. 若将 7.5 cm 处的水分垂直通量粗略的作为 0—10 cm 土层的水分垂直通量平均值, 5 cm 土壤湿度作为 0—7.5 cm 这一层土壤的湿度均值, 那么 (19) 式中的 z 和 Δz 就取 7.5 cm. 基于水分守恒关系式 (19), 可得到日平均的土壤水分垂直通量, 如图 4.

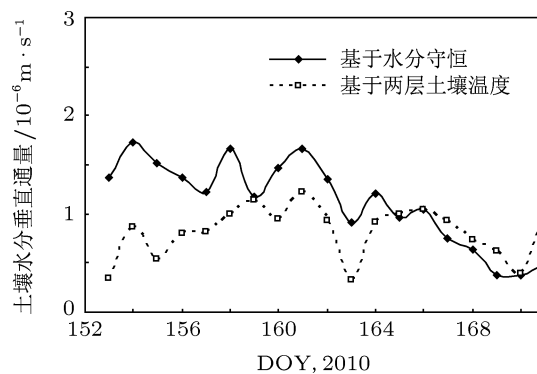


图 4 两种方法计算的土壤水分垂直通量

水分守恒观点认为水分运动是连续的, 即水分质量守恒; 另一种利用土壤温度的方法则是由水分运动影响土壤温度分布的规律, 反推得到土壤水分垂直通量. 水分守恒方法计算的平均值是 $1.12 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$, 第二种方法平均值是 $8.18 \times 10^{-7} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$, 总体上水分守恒方法的计算值稍大. 图 4 还显示出这两种方法结果的差异在较大的土壤湿度状况下表现较大, 在 164—171 Day of Year 时, 由于地表水分不断蒸发, 土壤含水量达到相对较低的程度, 两种方法的结果趋于一致. 两种方法结果差异的原因可能包括: 由于云或降水的影响, 土壤温度并不成完美的波形, 温度振幅和相位的不精确可能会给水分垂直通量的计算带来影响; 地表的水分垂直通量理论上应该只是土壤的蒸发量, 不包含植被的蒸散, 而实际计算中则使用了整个下垫面的蒸散量, 这也是水分守恒关系式计算值略大于利用两层温度方法的原因; 另外, 7.5 cm 深度的水分垂直通量只是 0—10 cm 土层平均值的大概估计, θ^t 也并不能很好的代表 0—7.5 cm 土层的平均湿度.

将水分守恒关系和利用两层土壤温度方法计

算结果的平均值作为 G_4 中 W 的值. 图 5 显示出了土壤水分垂直运动携带热量的平均日变化和半小时平均的变化趋势. 平均日变化在 14 点左右达到最大值, 接近 $8.0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 晚上的热量输送在 $-2.0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 附近, 白天几乎都在 $0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上. 在试验的最后几天, 受到水分垂直运动的抑制作用, 与之相关的热量输送也很小. 与空气热储存和光合作用储存相比, 水分垂直运动输送的热量明显更大.

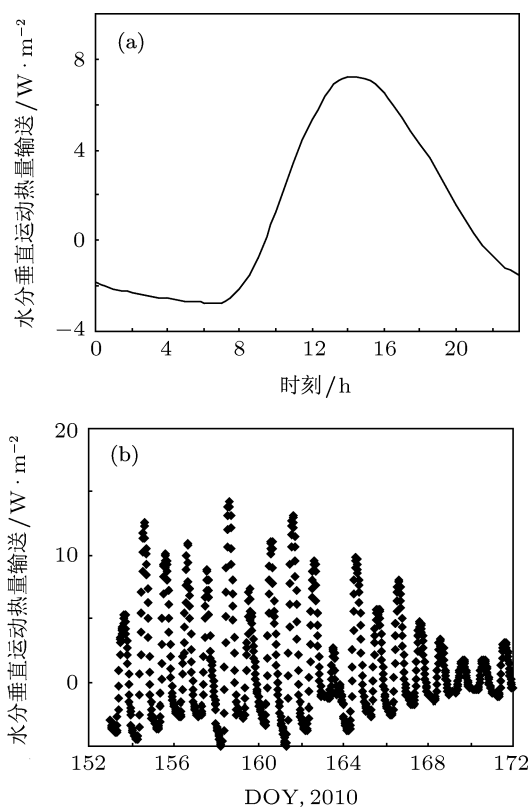


图 5 水分垂直运动热量输送的平均日变化和半小时平均变化

如图 6, 考虑了光合作用和空气热储存项, 同时也考虑了垂直水分运动携带的热量后, 白天的不平衡差额平均减小 $3.7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 晚上平均减小 $1.5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 不平衡差额绝对值的日平均也有所降低, 降低的最大值是 $4.6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 最小值是 $0.3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 平均减小了 $2.1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

以上分析表明, 引入空气热储存和光合作用储存以及水分垂直运动输送的热量后, 地表能量平衡状况均有所改善. 通过比较改进前、引入空气和光合作用能量储存和再引入水分垂直运动热量输送后的能量平衡状况, 来检验关注的各能量项对能量平衡的改进效果. 一般使用地表能量闭合度

$$I_c = E/R_n, \quad (20)$$

以它作为衡量能量平衡程度的指标, E 是净辐射转化为的各种能量项, 包括湍流热通量、土壤热通量等, R_n 是净辐射. 在各种能量项之和 E 与净辐射 R_n 的能量平衡散点图中, 拟合直线的斜率就是地表能量闭合度. 地表能量闭合度 I_c 处于 0—1 之间, 能量平衡状况越好, 越接近 1.

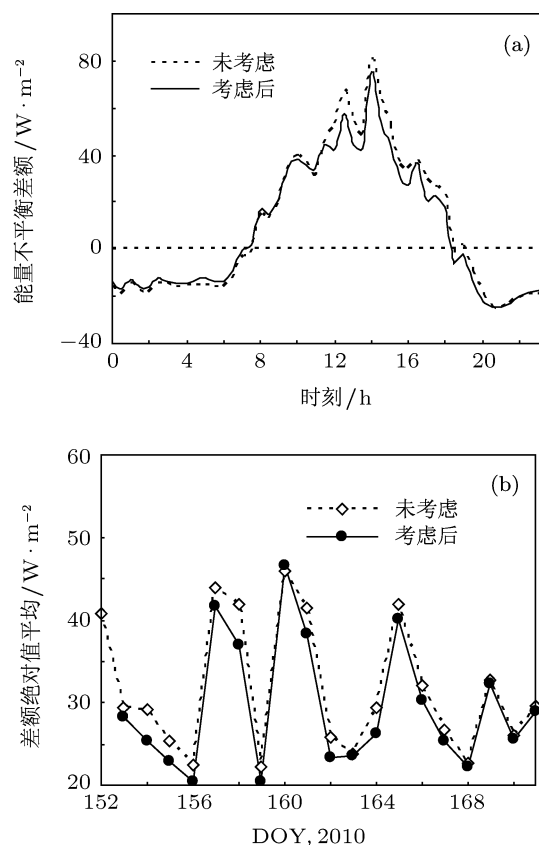


图 6 考虑垂直水分运动前后的能量不平衡差额平均日变化 (a) 和绝对值的日平均变化 (b)

在改进前的地表能量平衡方程中, E 可表示为

$$E = (G_1 + G_2) + H + LE + H_{adv}, \quad (21)$$

其中 $(G_1 + G_2)$ 是利用土壤温度积分法计算的地表土壤热通量, $(H + LE)$ 是观测的湍流热通量之和, H_{adv} 是引入的 (6) 式中的垂直感热平流. 引入空气和光合作用热储存项后, E 要变成

$$E = (G_1 + G_2) + H + LE + H_{adv} + S_a + S_p, \quad (22)$$

上式中, S_a 和 S_p 分别是空气热储存和植被光合作用储存. 再引进土壤水分运动热量输送后, E 要改为

$$E = (G_1 + G_2 + G_4) + H + LE + H_{adv}$$

$$+ S_a + S_p, \quad (23)$$

其中, G_4 是与土壤水分垂直运动相关的热量输送项, (21) 式修正的地表热通量包含有热传导和水分热对流两种物理过程.

图 7 给出了三种情况下的能量平衡散点图, 表 1 给出了三种情况下有关地表能量平衡特征的统计参数. 空气热储存和光合作用储存引入前、引入后以及再引入土壤水分垂直运动热量输送后的能量闭合度分别是 88.1%, 88.4% 和 89.6%. 也就是说空气热储存和光合作用储存总体占到了净辐射的 0.3%, 浅层土壤水分垂直运动输送的热量占净辐射的 1.2%. 白天空气、光合作用储存以及土壤水分热输送项总和的平均值高于 $5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 总体上, 上述的热储存项对能量平衡的贡献与已有的研究中其他项 (例如浅层土壤热储存) 相比并不特别

突出, 未提高太多的短期能量闭合度, 但是对气候的影响却可能存在. 气候研究普遍认为, 全球地表温度对其强迫 (辐射强迫) 非常敏感 [28,29], 其气候敏感参数约为 $0.5 \text{ K}/(\text{W}\cdot\text{m}^{-2})$, 数 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 太阳辐射的长期扰动会改变年代际为时间尺度的全球近地层温度 [30]. 照此推断, 如果忽略上述三个储存项数 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 的能量收支, 也势必会对气候模式的长期气候模拟结果产生不可预知的作用, 使人类对气候变化趋势更加不易掌控 [31,32]. 更何况, 黄土高原降水稀少的干旱气候背景和稀疏的自然植被限制了空气和光合作用储存以及土壤水分垂直运动, 而其他湿润地区相应的能量储存量级会更大, 对气候和气候模式的影响更加不容忽视. 即便在黄土高原区, 上述热储存项对白天一些时段的能量不平衡也有着较大的贡献, 对它们的研究也有助于全面了解造成能量不平衡的各物理因素的不同地位.

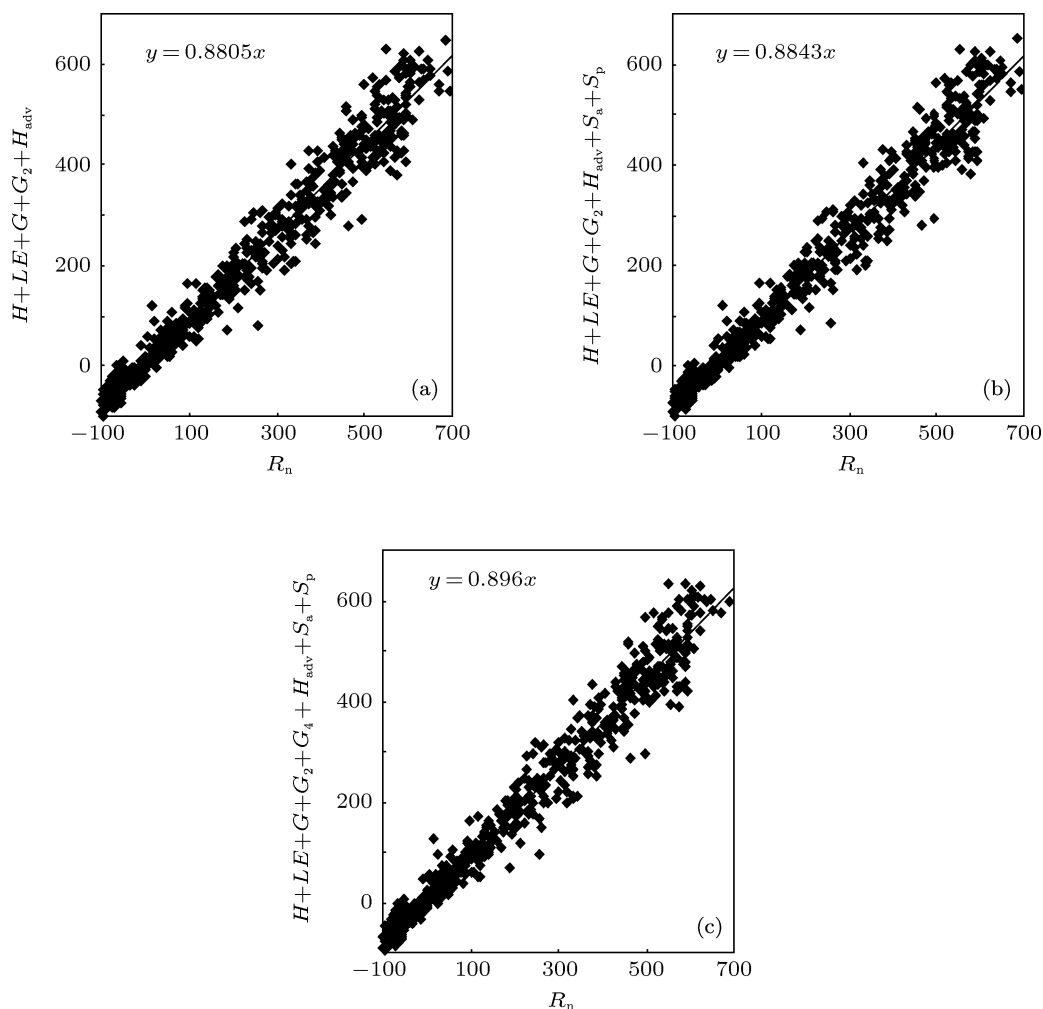


图 7 空气热储存和光合作用储存引入前 (a)、引入后 (b) 以及再引入土壤水分运动热量输送 (c) 的能量平衡比较

表 1 三种情况下有关地表能量平衡特征的统计参数

	标准差 /(W/m ²)	残差 /(W/m ²)	平均日差额最大降幅 /(W/m ²)	白天差额平均降幅 /(W/m ²)	差额绝对值日平均 最大降幅 /(W/m ²)	闭合度 /%
初始	45.1	15.5	—	—	—	88.1
引入空气和光合作用热储存	44.3	14.9	3.7	1.5	1.0	88.4
引入土壤水分运动热量输送	42.2	13.4	7.9	3.7	4.6	89.6

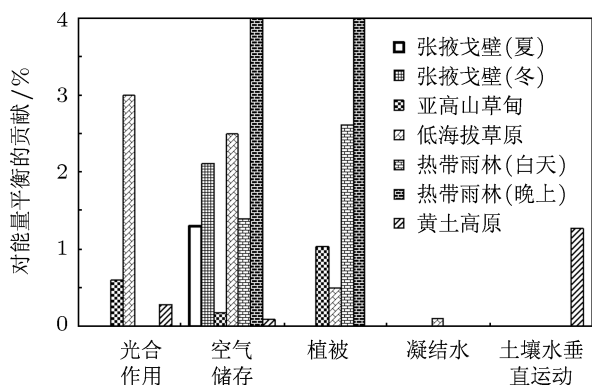


图 8 不同植被下垫面的不同热储存项对能量平衡的贡献

为了对比了解不同植被下垫面各能量储存项对能量平衡的贡献差异, 在图 8 给出了不同植被下垫面的不同热储存项对能量平衡的贡献分布. 总体上对于各种下垫面, 空气和植被热储存对能量平衡的贡献比例在五种地上热储存中最大, 光合作用消耗其次, 凝结水热储存和水分垂直运动热量输送的例子不够多, 但是可以看出在低海拔草原下垫面的露水储存的贡献在五种储存项中最小^[23], 大约为 0.1%. 然而对于黄土高原有所不同, 土壤水分垂直通量的贡献最大, 光合作用储存次之, 空气热储存最小. 比较同一热储存项对能量平衡的贡献在不同下垫面的情况, 从图 (8) 可以看出, 光合作用储存的贡献在低海拔草原^[23]、亚高山草甸^[25]和黄土高原草地三种下垫面中, 黄土高原区最小, 虽然均为草地生态系统, 但是黄土高原地处干旱地区, 植被稀疏, 光合作用较弱; 空气热储存的贡献中黄土高原地区也是最小, 其次是亚高山草甸; 植被热储存与不同植被的种类、覆盖度和密度密切相关, 相对低海拔草原, 亚高山草甸更茂密, 草地的热容更大一些, 相应的热储存也更强, 但热带雨林^[33]与草原相比, 白天占净辐射比例超过 2%, 晚上则高达 43%, 雨林的热储存对能量平衡的贡献相对于其他植被要大很多. 通过比较可以发现, 不同试验区气候背景和植被长势差异是造成各热储存项目对

能量平衡的影响存在异同的主要原因.

6 结论和讨论

本文在将垂直感热平流项引入地表能量平衡方程的基础上, 考虑了空气和光合作用储存对黄土高原自然植被下垫面能量平衡的影响, 并关注了土壤水分垂直运动对能量平衡的贡献.

光合作用的热储存速率在上午 8—11 点达到一天的最大值, 为 $2.0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 而 14 点出现另一个小的峰值, 总体平均值是 $1.2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 光合作用和空气热储存项对能量平衡的贡献率是 0.4%. 黄土高原自然植被的光合作用储存要小于 Wilson 等^[2]总结出的光合作用储存占到净辐射的 1%—2% 的规律, 表明黄土高原草地下垫面普遍比已有的陆面过程试验的植被化学储存能力弱, 这在与其他下垫面各种热储存对能量平衡贡献的比较中也可以发现. 用土壤水分守恒关系计算的浅层土壤水分垂直通量平均值是 $1.12 \times 10^{-6} \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$, 基于两层温度计算的平均值是 $8.18 \times 10^{-7} \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$. 土壤含水量相对较低时, 两种方法的结果比较一致. 考虑了垂直水分运动携带的热量后, 白天的不平衡差额平均减小 $3.7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 土壤水分垂直运动对能量平衡的贡献率是 1.2%. 通过与其他试验区的比较, 以榆中为代表的黄土高原半干旱区的干旱气候背景和稀疏的植被是造成各种热储存项与其他地区存在较大差异的根本原因.

虽然本文证明了空气和光合作用储存以及土壤水分垂直运动对能量平衡具有一定的贡献, 但仍较大的不平衡存在, 地表有效能量仍有较大程度的低估. 除了空气和光合作用储存以及土壤水分垂直运动之外, 陆面观测仪器精度、各通量源区代表性以及夜间间歇性湍流也都会不同程度的影响地表能量闭合, 此外不均匀下垫面状况下, 复杂的大气运动^[34-37]对观测和收支的影响到底如何也是

目前陆面过程研究的棘手问题. 本文仅仅是从空气和光合作用储存以及土壤水分垂直运动的角度阐述其对黄土高原自然植被下垫面能量平衡的影响, 针对不同下垫面能量不平衡问题, 各物理因素对能量不平衡的贡献轻重以及地位如何都需要进一步

深入研究.

兰州大学半干旱气候与环境观测站 (SACOL) 提供了陆面过程资料, 甘肃气象局信息中心的陆登荣老师提供了常规气象资料, 在此一并表示感谢.

- [1] Li Z Q, Yu G R, Wen X F, Zhang L M, Ren C Y, Fu Y L 2004 *Sci. Chin. Ser. D* **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) **34** 46]
- [2] Wilson K, Goldstein A, Falge E, Aubinet M 2002 *Agric. For. Meteorol.* **113** 223
- [3] 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]
- [4] Wang S, Zhang Qiang 2011 *Acta Phys. Sin.* **60** 059203 (in Chinese) [王胜, 张强 2011 物理学报 **60** 059203]
- [5] 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]
- [6] Halldin S, Gottschalk L, Griend A A, Gryning S E 1998 *J. Hydrol* **212** 172
- [7] Kanemasu E T, Verma S B, Smith E A, Fritschen L Y, Wesely M, Field R T, Kustas W P, Weaver H, Stewart Y B, Geney R, Panin G N, Moncrieff J B 1992 *J. Geophys. Res.* **97** 18547
- [8] Oncley S P 2007 *Bound.-Layer Meteor.* **123** 1
- [9] Foken T, Wimmer F, Mauder M, Thomas C, Liebethal C 2006 *Atmos. Chem. Phys.* **6** 4395
- [10] Bai J, Liu S M, Ding X P 2010 *Adv. Earth Sci.* **25** 1187 (in Chinese) [白洁, 刘绍民, 丁晓萍 2010 地球科学进展 **25** 1187]
- [11] Mauder M, Jegede O O, Okogbue E C, Wimmer F, Foken T 2007 *Theor. Appl. Clim.* **89** 171
- [12] Mauder M, Desjardins R L, Pattey E, Gao Z, Haarlem R 2008 *Bound.-Layer Meteor.* **128** 151
- [13] Lee X H 1998 *Agric. For. Meteorol.* **91** 39
- [14] Hu Y Q, Zuo H C 2004 *Plateau Meteor.* **23** 132 (in Chinese) [胡隐樵, 左洪超 2004 高原气象 **23** 132]
- [15] Zhang Q, Li H Y, Zhao J H 2011 *Sci. Chin. Ser. D* DOI:10.1007/s11430-011-4220-3
- [16] Gao Z 2005 *Bound.-Layer Meteor.* **114** 165
- [17] Wang G Y, Huang J P, Guo W D, Zuo J Q, Wang J M, Bi J R, Huang Z W, Shi J S 2010 *J. Geophys. Res.* **115** D00K17
- [18] Huang J P, Zhang W, Zuo J Q, Bi J R 2008 *Adv. Atmos. Sci.* **25** 906
- [19] Li H Y, Zhang Q, Wang S 2010 *Adv. Earth Sci.* **25** 1070 (in Chinese) [李宏宇, 张强, 王胜 2010 地球科学进展 **25** 1070]
- [20] Zhang Q, Li H Y 2010 *Acta Phys. Sin.* **59** 716 (in Chinese) [张强, 李宏宇 2010 物理学报 **59** 716]
- [21] Stull R B (Translated by Xu J Q, Yang D R) 1991 *Introduction to Boundary Layer Meteorology* (Qingdao: Ocean University Press) (in Chinese) pp61–62 [Stull R B 著徐静琦, 杨殿荣译 1991 边界层气象导论 (青岛: 海洋大学出版社) 第 61—62 页]
- [22] Bi X Y, Gao Z, Deng X J, Wu D, Liang J Y, Zhang H S, Sparrow M, Du J L, Li F, Tan H B 2007 *J. Geophys. Res.* **112** D10106
- [23] Jacobs A F G, Heusinkveld B G, Holtslag A A M 2008 *Bound.-Layer Meteor.* **126** 125
- [24] Meyers T P, Hollinger S E 2004 *Agric. For. Meteorol.* **125** 105
- [25] Wang R Y, Zhang Q 2011 *Adv. Atmos. Sci.* **28** 691
- [26] Gao Z, Chen G T J, Hu Y B 2007 *Int. J. Biometeor.* **51** 565
- [27] Li Z K, Wu B Y, Zhu W J, Xin Y F 2011 *Clim. Environ. Res.* **16** 137 (in Chinese) [李震坤, 武炳义, 朱伟军, 辛羽飞 2011 气候与环境研究 **16** 137]
- [28] Shi G Y, Liu Y Z 2006 *Adv. Earth Sci.* **21** 278 (in Chinese) [石广玉, 刘玉芝 2006 地球科学进展 **21** 278]
- [29] Cess R D, Zhang M H, Potter G L 1993 *Science* **262** 1252
- [30] Shen Y B, Zhao Z C, Shi G Y 2008 *Adv. Earth Sci.* **23** 915 (in Chinese) [申彦波, 赵宗慈, 石广玉 2008 地球科学进展 **23** 915]
- [31] Feng G L, Gong Z Q, Zhi Rong, Zhang D Q 2008 *Chin. Phys. B* **17** 2745
- [32] Yang P, Hou W, Feng G L 2012 *Chin. Phys. B* **21** 019201
- [33] Michiles A A S, Gielow R 2008 *Agric. For. Meteorol.* **148** 917
- [34] Zhang G X, Zhao R F, Zhang Y C, Zhao P T 2008 *Acta Phys. Sin.* **57** 7390 (in Chinese) [张改霞, 赵日峰, 张寅超, 赵培涛 2008 物理学报 **57** 7390]
- [35] Cui X P 2008 *Chin. Phys. B* **17** 2304
- [36] Chen J Y, Chen S G, Wang G R 2005 *Acta Phys. Sin.* **54** 3123 (in Chinese) [陈京元, 陈式刚, 王光瑞 2005 物理学报 **54** 3123]
- [37] Cui X P, Li X F 2011 *Chin. Phys. B* **20** 109201

The influences of air heat storage, plant photosynthesis and soil water movement on surface energy balance over the loess plateau*

Li Hong-Yu^{1)†} Zhang Qiang¹⁾ Wang Chun-Ling²⁾ Yang Fu-Lin¹⁾ Zhao Jian-Hua¹⁾

1) (*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*)

2) (*College of Applied Meteorology, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China*)

(Received 24 September 2011; revised manuscript received 28 December 2011)

Abstract

The surface energy imbalance problem has become a challenge in the study of surface land process since it was found in the late 1980s. By using data provided by the program "the Loess Plateau Land-surface Process Experiment (LOPEX)" and introducing the vertical sensible heat flux into the surface energy balance equation, in the paper, we estimate the heat storage associated with change of air temperature and humidity as well as the energy stored in plants due to the photosynthesis, determine the water vertical flux in the shadow soil layer both by water conservation principle and two-level soil temperature, and investigate the influences of air and plant photosynthesis energy storages and heat transferred by the soil water movement on the surface energy budget. It is found that the diurnal variation peaks of averaged energy storages of air and plant photosynthesis reach 1.5 and $2.0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ respectively. Additionally, the diurnal variation peak of mean heat transferred by vertical water movement is close to $8.0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. The closure of energy balance is improved from 88.1% to 89.6% by adding the three additional energy terms to the energy balance equation. As a whole, the energy storage related to air and the plant photosynthesis, and the heat transferred by the soil water movement both promote the surface energy balance to some extent. Furthermore, the semi-arid climate and the vegetation condition of Loess Plateau essentially lead to significant differences of energy storage between this area and other climatic districts.

Keywords: loess plateau; surface energy balance, air heat storage, plant photosynthesis

PACS: 92.60.Kc, 92.70.Bc

* Project supported by the Key Program of the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 40830957), the Public Welfare Research Project of China (Grant No. GYHY200806021), and the Research Program of Lanzhou Institute of Arid Meteorology, CMA (Grant No. KYS2011BSKY02).

† E-mail: aridlhy@qq.com