中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 9 期: 2062 ~ 2076
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

我国黄土高原地区陆面能量的空间分布规律及其与气候环境的关系

张强[①②*], 张良[①③], 黄菁[①④], 张立阳[③], 王文玉[①], 沙莎[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 甘肃省气象局, 兰州 730020;
③ 兰州大学大气科学学院, 兰州 730000;
④ 温州市永嘉县气象局, 永嘉 325100
* E-mail: zhangqiang@cma.gov.cn

收稿日期: 2013-06-04; 接受日期: 2013-12-16; 网络版发表日期: 2014-08-07
国家自然科学基金重点项目(批准号: 40830597)和国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2013CB430200, 2013CB430206)资助

摘要 我国黄土高原地区地处夏季风边缘, 分布在气候和生态过渡带, 气候环境的空间差异很大, 对陆面能量的空间分布格局影响非常显著. 然而, 由于受该地区陆面过程观测站点较少的局限, 对整个黄土高原区域陆面能量的空间分布规律及其影响机制的认识十分有限. 在对 CLM 模式模拟的陆面能量平衡分量资料进行试验验证的基础上, 利用 CLM 模式模拟的近 30 年黄土高原地区陆面能量平衡分量资料, 分析了该地区近 30 年平均陆面能量平衡分量的空间变化特征以及与最干燥年和最湿润年的差异, 研究了陆面能量平衡分量空间分布与经、纬度和海拔高度等地理因素及降水和气温等气候因子之间的关系. 发现, 黄土高原地区陆面能量平衡分量空间差异非常显著, 地表净辐射和感热通量由南至北增加, 潜热通量和土壤热通量从东南向西北减少; 空间最干格点和最湿格点之间的地表感热、潜热和土壤热通量几乎相差 1 倍左右, 地表能量分配由最干格点的感热通量主导转变为最湿格点的感热和潜热平分秋色; 年际干湿波动对地表能量平衡分量的影响也相当显著, 对感热和潜热通量的改变幅度最大接近 30%. 而且, 经纬度和海拔高度等地理因素及温度和降水等气候要素均与陆面能量平衡分量空间分布有一定的相关性, 但地表净辐射与海拔高度和纬度的关系更密切, 感热通量与降水和纬度的关系更密切, 而潜热和土壤热通量只与降水的关系比较密切.

关键词
黄土高原
地表能量平衡分量
空间分布规律
气候地理要素
影响机制

大气是自然界最典型的热力与动力耦合系统, 外部能量强迫和内部能量转化是其千变万化的根本原因. 无论是天气过程的形成还是气候状态的演化都在很大程度受大气能量输送和转化机制的控制, 尤其是强对流天气和气候突变过程基本上就是大气能量累积和调整的直接结果(吴国雄等, 1995), 有时

中文引用格式: 张强, 张良, 黄菁, 等. 2014. 我国黄土高原地区陆面能量的空间分布规律及其与气候环境的关系. 中国科学: 地球科学, 44: 2062–2076
英文引用格式: Zhang Q, Zhang L, Huang J, et al. 2014. Spatial distribution of surface energy fluxes over the Loess Plateau in China and its relationship with climate and the environment. Science China: Earth Sciences, 57: 2135–2147, doi: 10.1007/s11430-014-4881-9

候即使大气系统能量的微小变化都有可能对天气气候产生深刻影响. 陆面能量交换过程是地球大气系统能量的主要来源之一(黄荣辉等, 2011; 张强等, 2011a), 太阳辐射对大气系统的能量强迫作用也主要通过陆面能量交换过程来间接实现. 所以, 陆面能量的空间分布格局与区域天气气候之间存在着重要的内在关系(Dickinson, 1995).

地表能量空间分布规律受气候环境因素的空间变化影响. 我国黄土高原地处 34°~40°N 和 103°~114°E(张强和王胜, 2008), 是全球面积最大的黄土沉积区, 也是我国大地形的第二台阶, 处于亚洲夏季风边缘与青藏高原东北侧斜坡的重叠区, 地理位置特殊、气候环境独特(王毅荣等, 2011). 它不仅是内陆干旱气候区向季风气候区的过渡带, 也是青藏高原向沿海平原的过渡区. 该地区不仅年降水空间变化大(Huang 等, 2012; 李振朝等, 2008)及植被分布空间差异显著(李斌和张金屯, 2003), 而且海拔高度空间落差非常明显及下垫面性质的空间非均匀性比较突出. 由此, 将会造成该地区陆面能量平衡特征的空间分布规律十分独特. 同时, 由于黄土高原地区气候干燥、生态脆弱, 陆面能量平衡特征的空间分布格局对气候变化的响应会更加敏感(余卫东等, 2002), 受气候变化的影响也会更加显著(张强等, 2013a).

黄土高原地区陆面能量平衡特征的空间差异不仅会影响边界层大气的运动状态, 甚至还会引起局地大气环流或局地对流的形成(黄荣辉等, 2011; 张强等, 2011a), 从而会对该地区天气过程的形成和演变产生直接或间接作用. 并且, 陆面能量平衡特征空间格局的变异会牵动气候系统能量循环的调整, 从而对区域气候变化产生影响. 事实上, 研究已表明(陆桂华等, 2010), 近 50 年来黄土高原及其周边地区一直维持着一个带状干旱多发区, 而且该干旱带还呈现出增强和扩展的趋势, 这很可能就与该地区独特的陆面能量平衡空间分布格局及其变化趋势有关. 所以, 黄土高原地区陆面能量平衡特征的空间分布特征对区域天气气候具有重要意义.

目前, 已在黄土高原地区开展了一些陆面过程观测试验研究工作(张强等, 2009; Huang 等, 2008), 并且利用观测试验资料分析了黄土高原地区各观测试验站在典型天气条件下的陆面能量交换日变化特征(李宏宇等, 2010; 孙昭萱和张强, 2011), 初步研究了典型年份夏季陆面能量平衡的空间差异(Zeng 等, 2010; 曾剑等, 2007)和典型观测试验站的陆面能量平衡年变化规律(张强等, 2011b; 李宏宇等, 2012)及其对降水波动的响应特征(张强等, 2013a), 还尝试对黄土高原地区农牧交错带生态系统陆面能量交换过程进行了模拟研究(成向荣等, 2011), 对典型时段陆面能量通量的空间分布特征进行了卫星遥感反演(张杰等, 2010). 然而, 由于观测试验资料时间序列较短, 大多数卫星遥感反演和数值模式模拟资料的可靠性也无法保障①, 使以往的研究工作受到了极大的局限. 总体来看, 目前很少开展针对黄土高原地区陆面能量平衡特征空间分布规律及其对气候变化响应特征的研究工作, 对影响黄土高原地区陆面能量空间分布规律的物理机理的了解也十分不足. 这既影响了对黄土高原地区陆面能量平衡特征客观、全面地认识, 也限制了对陆面能量平衡特征空间分布与天气气候之间内在联系的进一步深入理解, 从而限制了对天气预报和气候预测技术的促进作用. 然而, 最近几年来, 国际上对陆面过程模式的改进已经取得了较大进展(Dai 等, 2003), 而且其模拟资料已经在实际中有了比较成功的应用(宋耀明等, 2009). 所以, 本文尝试利用新一代陆面过程模式的长时间序列模拟资料, 分析黄土高原地区陆面能量平衡特征的空间变化规律, 系统研究黄土高原地区陆面能量平衡特征空间分布与气候环境要素的物理关系, 探讨陆面能量平衡特征空间分布格局与天气气候之间的内在联系.

1 气候环境背景与观测资料介绍

黄土高原地区西自青海的日月山、东至山西的太行山、南接陕西的秦岭、北抵内蒙古的阴山, 东西长约 1000 km, 南北宽约 700 km, 总面积达 64 万平方公里左右. 其气候背景总体属于大陆型气候, 冬半年受极地干冷气流影响, 夏半年受西太平洋和印度洋暖湿季风气流影响(余卫东等, 2002). 为了弄清楚黄土高原不同区域的气候特点, 本文首先应用由 Thornthwaite(1948)提出的, 经过马柱国等(2005a, 2005b)进行适当改进后定义的干湿指数 I_m:

$$I_m = 1 - P_r \Big/ \sum_{k=1}^{n} P_{ek}, \tag{1}$$

式中, P_r 和 P_{ek} 分别是总的降水量和总的潜在蒸发量; P_{ek} 由下式估计:

$$P_{ek}=\begin{cases}0, & T_k<1^{\circ}\mathrm{C};\\ 1.6d\left(\dfrac{10\mathrm{T}_k}{h}\right)^{a}\times 101, & 1^{\circ}\mathrm{C}\leqslant T_{\kappa}\leqslant 26.5^{\circ}\mathrm{C};\\ a_1+a_2T_k+a_3T_k^{\,2}, & T_k>26.5^{\circ}\mathrm{C}.\end{cases} \quad (2)$$

式中, 因子 d 为各个月的天数除以 30, T_k 是第 k 月的平均表面大气温度(℃); 系数 a 定义如下:

$$a=0.49239+0.01792h-7.71\times10^{-5}h^2+6.75\times10^{-7}h^3, \quad (3)$$

式中, h 称为总热指数, 定义为各月热指数 i 的和; 而 i 为各个月平的均地表温度 T_k 的和除以 5:

$$h=\sum_{k=1}^{n}i\text{, 其中 }i=\sum_{k=1}^{n}\frac{T_k}{5}. \quad (4)$$

最后, 常量 a_1, a_2, a_3 的值分别为

$$a_1=-415.8547,\ a_2=32.2441,\ a_3=-0.4325. \quad (5)$$

I_m 数值越大表示气候越干, 气候系统中的可利用水分就越少. 根据马柱国等(2005a, 2005b)的划分, $I_m<-0.5$ 表示湿润气候; $-0.5<I_m<0$ 表示半湿润气候; $0<I_m<0.5$ 表示半干旱气候; $I_m>0.5$ 干旱气候.

如图 1 所示, 该地区气候环境背景具有显著的空间差异性, 干湿指数 I_m 在−0.5~1.0 变化, 气候类型包括干旱、半干旱和半湿润气候等. 其中, 南部边缘地区 $-0.5<I_m<0$, 为半湿润区; 西北角 $I_m>0.5$, 为干旱区; 其余大部分地方 $0<I_m<0.5$, 为半干旱区. 该区域年平均降水量约 466 mm, 降水空间变化明显, 由东南向西北从 700 mm 左右递减到 100 mm 左右. 平均海拔高度大约在 1000 m 左右, 但空间落差很大, 由西北向东南从 3000 m 左右降低到了 700 m 左右. 植被分布的地带性很明显(张杰等, 2010), 自东南向西北由森林向草原再向荒漠过渡. 在图 2 中, 从黄土高原范围内 49 个常规气象站(站点分布如图 1 所示)观测资料的平均值可以看出, 近 50 年(1960~2007 年)来该地区温度显著增加, 降水呈现一定减少趋势, 气候暖干化趋势比较明显. 而且, 该地区降水的年际波动比较大, 变率可以达到 30%左右. 研究也表明, 该地区荒漠化和植被退化趋势比较明显(孙长忠等, 1998).

本文所用观测资料主要包括野外科学观测试验资料和气象站常规观测资料. 地表能量平衡分量资料采用位于陇中黄土高原的兰州大学半干旱气候与环境观测站(SACOL)的野外科学观测试验资料, 该站是典型的半干旱气候环境区综合科学试验站(Huang 等, 2008), 也是“黄土高原陆面过程观测试验研究(LOPEX)”的主要观测站之一(张强等, 2009), 其在黄土高原地区的地理位置如图 1 中的黑色小三角所示. 该站已从 2006 年 4 月开始持续观测了 6 年时间, 不仅观测时段较长, 而且资料质量控制比较严格. 其中, 对涡动相关法观测的地表能量通量分量资料

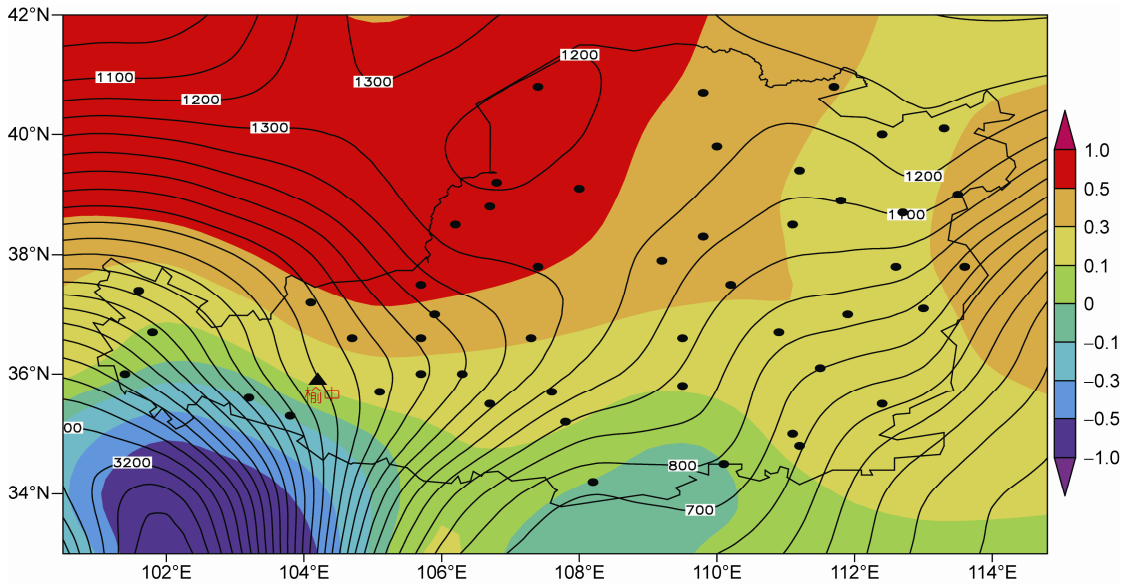

图 1　黄土高原地区干湿指数、海拔高度和观测站点分布图

黑粗线表示黄土高原边界线, 黑点代表气象站, 等值线表示海拔高度(m), 填色表示干湿指数 I_m

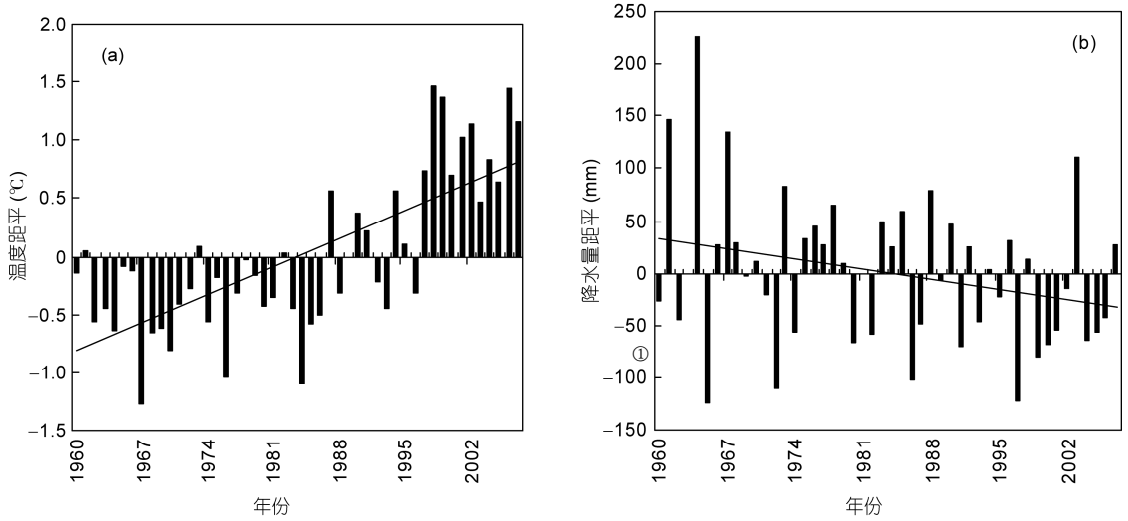

图 2　黄土高原地区年平均温度(a)和降水量(b)的距平变化趋势

不仅使用 EdiRe 软件去除了野点, 而且还进行了坐标旋转和湍流平稳性计算及 H_2O 和 CO_2 滞后修正等一系列处理. 有关文献(Huang 等, 2008; Zuo 等, 2009, 2011; Yan 等, 2011; Wang 等,2010; Guan 等, 2009)已对该观测试验仪器的主要技术指标进行了介绍. 最近, 一些研究工作(张强和李宏宇, 2010; Liu 等, 2011; 张强等, 2012a)也表明, 该观测资料具有较高的可靠性, 本文应用 2007 年 1 月至 2010 年 12 月 SACOL 站的观测资料. 另外, 本文分析中还使用了黄土高原 49 个常规气象观测站近 50 年来的气温和降水观测资料, 这些资料均经过国家气象信息中心的质量控制.

2　陆面过程模拟资料及其观测试验验证

本文采用的陆面过程模拟资料是来自 CLM (Community-developed land surface model)模式模拟的 1979~2010 年近 30 年陆面过程资料. CLM 模式(Dai 等, 2003)是在结合了 NCAR 陆面模式(LSM)(Bonan, 1998)、生物-大气传输方案(BATS)(Dickinson 等, 1995)和中国科学院大气物理研究所的陆面模式(IAP94)(Dai 和 Zeng, 1997)的优点后发展的新一代陆面过程模式, 它是 CCSM(Community Climate System Model)模式的重要组成部分. 该模式具有 1 层植被、5 层积雪和 10 层土壤的分层结构, 其土壤温度计算采用土壤热传导方程, 土壤湿度计算采用 Darcy 定理, 数值积分采用有限差分空间分裂法和全隐式时间积分方案, 模式中的物理参数化和数值方案均经过了检验. 陆面过程模拟资料是 CLM 模式在大气强迫资料驱动下计算得到的, 大气驱动场用全球资料同化系统(GLDAS)的资料, 其空间分辨率为 1°×1°, 时间分辨率为 3 h. 其模拟资料能从 NASA 网站(http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/hydrology/data-holdings)直接获取(Rodell 等, 2004), 这类陆面过程模拟资料已在过去的研究中被成功用来分析陆面过程的气候变化特征(Ngo-Duc 等, 2005). 为了验证该模式在黄土高原地区的模拟能力和可靠性, 张强等(2013b)通过将 GLDAS 中 CLM, Mosaic(Koster 和 Suarez, 1996)和 Noah(Ek 等, 2003)三个模式模拟结果以及澳大利亚 CABLE(Wang 等, 2011)模式模拟结果与观测结果进行了比较, 发现 CLM 在该地区与观测资料相关系数不仅比较高, 而且均方根差也较小.

本文用 SACOL 站的野外观测试验资料对 CLM 模式模拟的与 SACOL 站同经纬度网格点上的资料进行了可靠性验证. 由于 SACOL 站资料与 CLM 模拟结果的时间分辨率不同, 且本文主要关注地表能量与气候环境之间的关系, 所以利用两者的月平均值进行比较. 同时考虑到一般涡旋相关法观测的地表能量通量普遍存在能量不平衡现象, 在模拟资料与观测资料对比分析之前首先对观测的地表能量通量进行了垂直感热平流和土壤热通量订正(张强等, 2012a), 订正后的地表能量闭合度能够达到 0.94. 图 3 给出了模拟的地表净辐射、感热、潜热和土壤热通量与订正

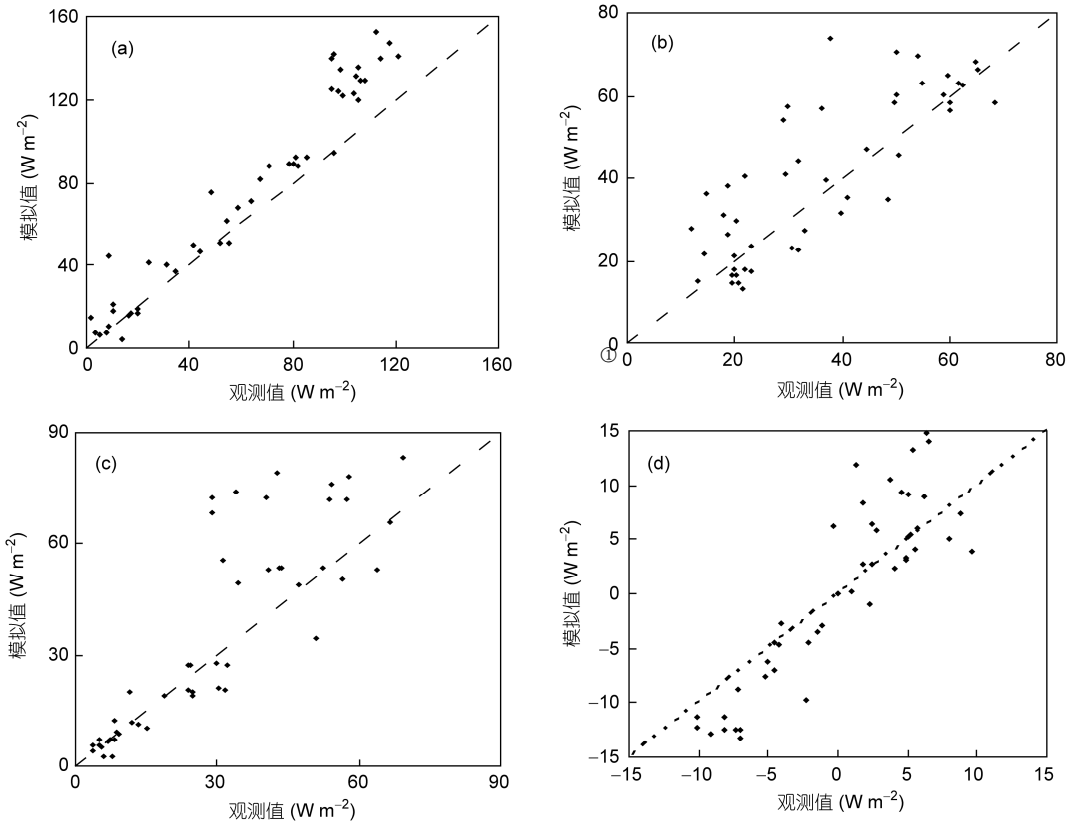

图 3　模拟的地表净辐射(a)、感热(b)、潜热(c)和土壤热通量(d)与订正后观测值的相关性比较

后的观测值的相关性分析. 该图表明, CLM 模式对地表能量平衡分量的模拟能力相当不错, 模拟值与观测值均比较接近, 地表净辐射、感热、潜热和土壤热通量的相关系数分别达到了 0.97, 0.82, 0.86 和 0.90, 均方根误差仅分别为 19.5, 12.0, 15.2 和 4.4 W m^{-2}.

地表温度是计算地表能量平衡各分量的关键变量, 通常获取地表温度的方法包括使用地表温度传感器实地观测, MODIS 资料反演和陆面数值模式模拟三种. 在这三种方法中, 人们通常认为观测值为“真值”, 但是却受站点稀少制约. MODIS 资料具有空间分辨率高的优势, 但是需要与地面测站进行同步观测校正. 陆面模式在空间分辨率上尽管一般达不到 MODIS 资料的高精度, 却能够根据强迫资料得到较为连续的模拟结果. 在黄土高原地区, 由于观测点稀少, 为了验证模式模拟地表温度和各能量分量的可靠性, 根据图 1 中所示的黄土高原的区域范围, 选取质量可靠的空间分辨率为 0.05°的 CMG 格网 Terra 卫星白天(Day-time)MODIS 地表月平均温度资料, 与本文使用的 CLM 地表月平均温度进行比较. 从图 4 可以看出, MODIS, CLM 和 SACOL 站得到的月平均地表温度在季节变化上具有较好的一致性: 夏季温度最高, 冬季最低. 同时相关性也较高, MODIS 与 SACOL, CLM 与 SACOL 的相关系数均达到了 0.99, 且都通过了α=0.01 的显著性检验. 不过, 与 CLM 相比, MODIS 与 SACOL 站的温差较大, 平均温差达到 7.7℃, 而 CLM 与 SACOL 站的温差为 3.1℃. 有研究表明, 对于 MODIS 的地表温差, 可能受大气的影响, MODIS 星上亮度温度误差是造成区域热量空间差异, 进而导致地表温度误差较大的主要原因之一(毛克彪, 2004). 因此, 在应用 MODIS 地表温度资料进行区域分析时, 通常需要进行大气校正. 而对于 CLM, 韩丽娟(2006)所做的敏感性实验表明, 在地表植被覆盖较少的地区, 地表比辐射率的变化能够对地表温度产生较大影响. 而在黄土高原地区, 地表比辐射率与地表温度的具体关系如何, 需要在今后的工作中进一步去验证.

从图 5 给出的 CLM 模式模拟的黄土高原地区 30 年平均的地表能量平衡分量空间分布特征与以往研

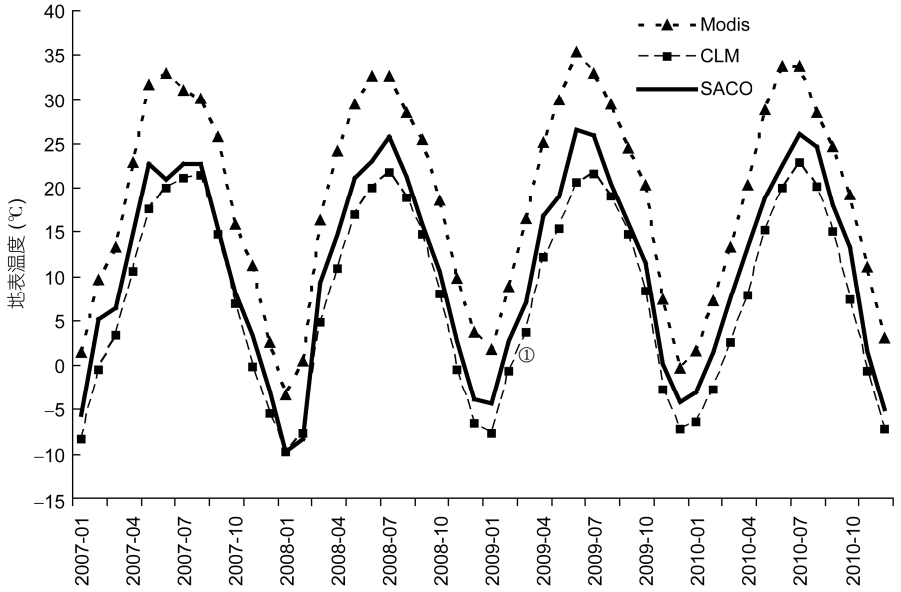

图 4　黄土高原地区 MODIS, CLM 与 SACOL 站地表月平均温度曲线图

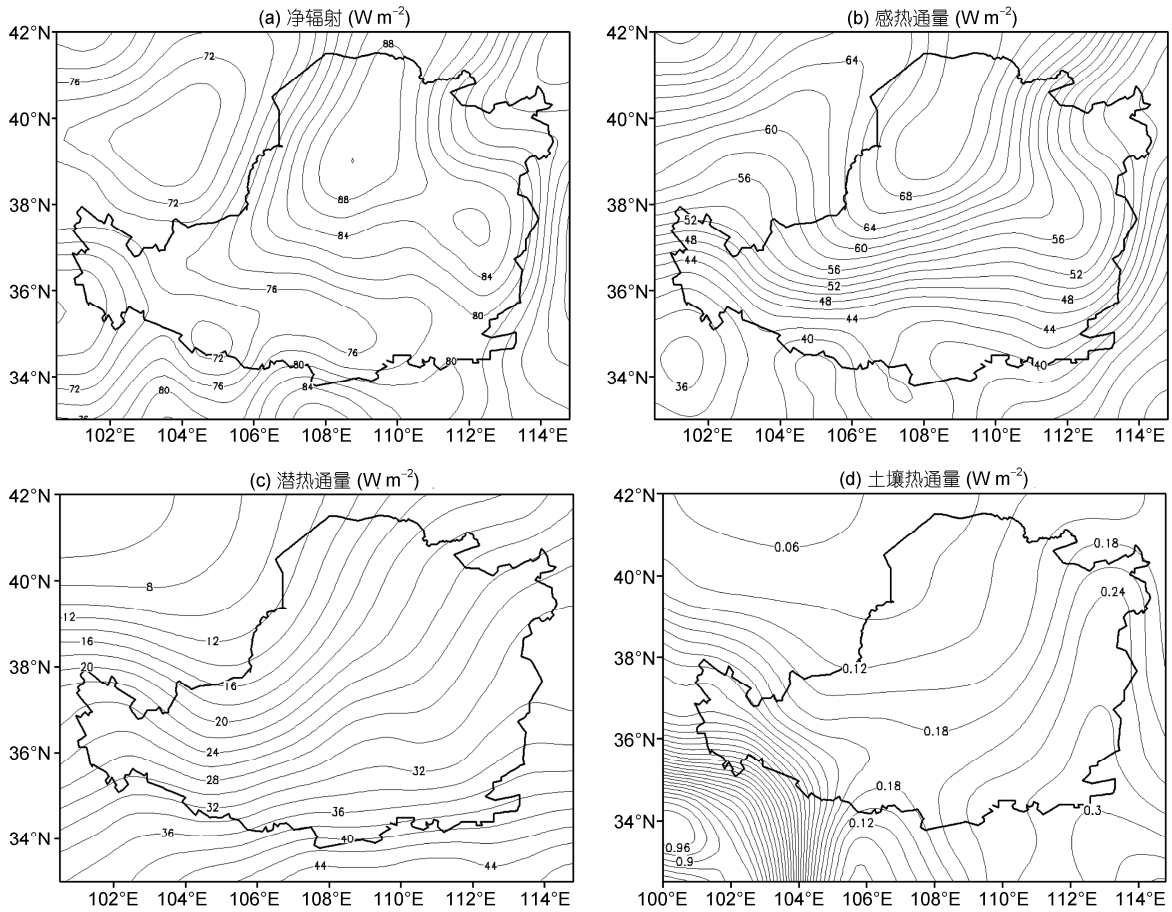

图 5　黄土高原地区 30 年平均的地表能量平衡分量的空间分布特征

究(Zeng 等, 2010)给出的北方协同观测试验资料 2008 年 7~9 月我国北方地表能量平衡分量平均空间分布的比较发现, 虽然它们之间的空间分布格局大致吻合, 但由于北方协同观测试验的站点较少, 观测结果在黄土高原地区的空间分布只有一个粗略的轮廓, 而无法比较清楚地了解其空间分布特征. 并且, 图 5 的模拟结果与以往研究(张杰等, 2010)给出的 MODIS 资料反演的黄土高原地区 2007 年夏半年的陆面能量平衡分量的相比也表明, 卫星遥感资料反演的结果普遍偏高. 这一方面是由于 MODIS 卫星每日仅过境 2 次, 而且只有在晴空条件下资料才可用, 资料的时间代表性十分有限; 另一方面是由于反演方法中陆面参数的不确定性也会大大影响卫星遥感反演的准确性. 相比较而言, 用陆面过程模式模拟的资料来分析黄土高原地区陆面能量平衡分量的空间分布是目前为止比较可行的手段.

3 地表能量平衡分量的空间变化规律

3.1 地表能量平衡分量的空间分布特征

黄土高原地区的经纬度跨度大, 气候和海拔高度的空间差异明显, 均会显著影响陆面能量平衡分量的空间分布特征(张强等, 2012b). 从图 5 给出的黄土高原地区 30 年平均地表能量平衡分量的空间分布可以看出, 地表净辐射通量基本由南至北逐渐增加, 与纬度关系比较密切, 基本随纬度增高而增大, 但在西南角受海拔高度影响更明显一些, 大致随海拔高度降低而减小. 所以, 其高值中心出现在北部地区, 低值中心出现在西南角, 最高值和最低值分别约为 89 和 66 W m^{-2}. 地表感热通量分布也基本从南至北逐渐增加, 而且比净辐射的变化更有规律, 在大部分地区几乎与纬度线平行, 这说明其与纬度的关系要更密切. 其高值中心同样出现在北部地区, 但低值中心出现在南部地区, 最高值和最低值分别约为 71 和 39 W m^{-2}. 地表潜热通量分布虽然也比较有规律, 但并不与纬度线完全平行, 而是呈现从东南向西北逐渐减小的梯度变化趋势, 与季风降水的空间分布关系比较密切. 其高值出现在东南部, 而低值中心出现在西北部, 最高值和最低值分别约为 40 和 11 W m^{-2}. 土壤热通量的空间分布与潜热通量比较类似, 也从东南向西北逐渐减少. 不过, 土壤热通量在西南部主要受海拔高度影响比较明显, 基本随海拔高度降低而减小, 这一点又与地表净辐射的情况比较类似. 其高值出现在西南部, 而低值中心出现在北部, 最高值和最低值分别约为 0.62 和 0.08 W m^{-2}.

为进一步突出空间的差异性, 特意选择该区域近 30 年多年平均降水量最少的格点即最干点和多年平均降水最多的格点即最湿点的地表能量平衡特征与该区域空间平均的地表能量平衡特征进行比较. 图 6 给出的 30 年平均的区域空间平均、最干格点和最湿格点的地表能量平衡分量及其分配率的对比表明, ① 黄土高原地区空间平均的地表净辐射、感热、潜热和土壤热通量分别为 78.4, 53.1, 25.2 和 0.21 W m^{-2}. 与最干格点和最湿格点的地表能量平衡分量对比发现, 它们之间的感热、潜热和土壤热通量相差可以达到 1 倍左右. 在最干点和最湿点上, 感热通量分别为 64.8 和 36.2 W m^{-2}, 分别比空间平均值大 11 W m^{-2} 和小 17 W m^{-2} 左右, 空间平均值更偏向于最干格点的值; 潜热通量分别为 12.5 和 36.4 W m^{-2}, 分别比空间平均值约小 13 和大 11 W m^{-2} 左右, 空间平均值稍偏向于最湿格点值; 土壤热通量分别为 0.10 和 0.27 W m^{-2}, 分别比空间平均值约小 0.11 和大 0.06 W m^{-2} 左右, 空间平均值也更偏向于最湿格 点值.

而地表净辐射比较例外, 其空间平均值与最干格点值更接近, 比最湿点的值要大得多, 这说明黄土高原的平均辐射强迫整体表现上与该地区偏干区域的气候特征更相似.

从图6(b)给出的地表能量分配率来看, 黄土高原地区空间平均的地表感热、潜热和土壤热通量分别占净辐射的 67.7%, 32.1%和 0.27%, 感热通量占主导地位, 是比较典型的半干旱气候区特征; 最干点的地表感热、潜热和土壤热通量分别占净辐射的 83.8%, 16.1%和 0.13%, 感热通量的主导性更加明显, 几乎与西北干旱区的情况接近(张强和王胜, 2007); 而最湿点的地表能量分配率有明显转变, 其地表感热、潜热和土壤热通量分别占净辐射的 49.7%, 49.9%和 0.37%, 感热通量和潜热通量的贡献基本相当, 已经基本为半湿润气候区的特征. 这正好反映了黄土高原地区横跨干旱、半干旱和半湿润 3 个气候带的特点.

黄土高原地区地处夏季风边缘, 夏季风的强弱变化将造成年降水量的显著波动, 从而引起陆面能量平衡特征空间分布格局的改变. 为了了解极端气候时段对陆面能量平衡特征空间分布格局的影响, 图 7 对比了年平均表层土壤湿度最小年即最干年

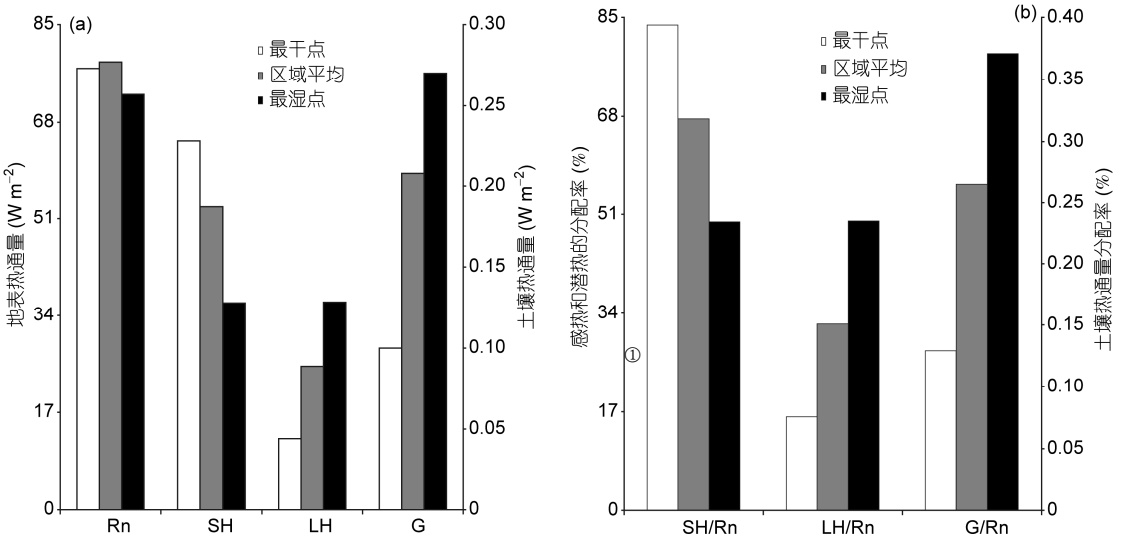

图 6　30 年平均的区域空间平均、最干点和最湿点的地表能量平衡分量(a)及其分配率(b)对比

最干点: 40.5°N, 107.5°E; 最湿点: 34.5°N, 110.5°E. Rn, 净辐射; SH, 感热; LH, 潜热; G, 土壤热通量; SH/Rn, 感热占地表能量比例; LH/Rn, 潜热占地表能量比例; G/Rn, 土壤热通量占地表能量比例; 下同

(1996 年)和年平均表层土壤湿度最大年即最湿年(1990 年)黄土高原地区地表能量平衡分量的空间分布特征. 可以看出, 虽然地表净辐射在最干年和最湿年变化不太明显, 基本都由南至北逐渐增加, 与 30 年平均状态比较类似. 但地表感热通量在最干年总体明显偏大, 且由南向北的空间变化梯度也更强; 而在最湿年总体稍偏小, 且由南向北的空间变化梯度稍弱, 与 30 年平均状态比较接近. 地表潜热通量在最干年明显偏小, 且由东南向西北的空间变化梯度更弱; 而在最湿年稍偏大, 且由东南向西北的空间变化梯度稍强, 也与 30 年平均状态比较接近. 土壤热通量在最干年高值中心在东北部, 而最湿年的高值中心移到了西南部, 可见干、湿波动可以使其空间分布格局发生转型. 总体而言, 年际干、湿波动对地表热量通量的空间分布的改变比对地表辐射收支的空间分布的改变要更显著.

图 8 中给出了 30 年平均、最干年和最湿年空间平均的地表能量平衡分量及其分配率的对比. 从定量分析来看, 地表净辐射通量在最干年和最湿年均比 30 年平均值小, 分别约小 8.0 和 2.5 W m^{-2}; 地表感热通量在最干年比 30 年平均值约大 11.1 W m^{-2}, 而在最湿年比 30 年平均值约小 4.5 W m^{-2}; 与感热通量相反, 潜热通量在最干年比 30 年平均值约小 20.5 W m^{-2}, 而在最湿年比 30 年平均值约大 1.8 W m^{-2}; 土壤热通量在最干年和最湿年均比 30 年平均值大 1.5 倍左右, 这与净辐射通量在最干年和最湿年均比 30 年平均值小相对应.

就地表能量平衡分量的分配率而言, 最干年的地表感热、潜热和土壤热通量占净辐射的比率分别为 92.4%, 6.8%和 0.81%, 而最湿年的分配率分别为 63.9%, 35.4%和 0.66%. 与 30 年平均的感热通量值相比, 最干年增加了 24.8%, 而最湿年则减少了 3.8%; 与 30 年平均的潜热通量值相比, 最干年减少了 25.3%, 而最湿年增加了 3.4%. 最干年的特征类似于干旱区的情况, 而最湿年和 30 年平均的特征基本类似于半干旱区的情况. 这说明从空间平均来看, 无论气候如何波动, 黄土高原地区总体上基本处在干旱和半干旱气候状态, 这与干湿空间变化引起的陆面能量空间分布差异有所不同.

3.2　地表能量平衡分量随经度和纬度的变化

由于太阳辐射强度随纬度具有规律性的变化及夏季风一般从东南向西北逐渐推进, 黄土高原地区陆面能量平衡分量也无疑会随经纬度变化. 图 9 为地表能量平衡分量在黄土高原区域分别沿经线(图 9(a))和纬线(图 9(b))进行平均后随纬度(图 9(a))和经度(图 9(b))的折线图. 图 9 给出的 30 年地表能量平衡分量随纬度和经度的变化曲线表明, 地表能量平衡分量

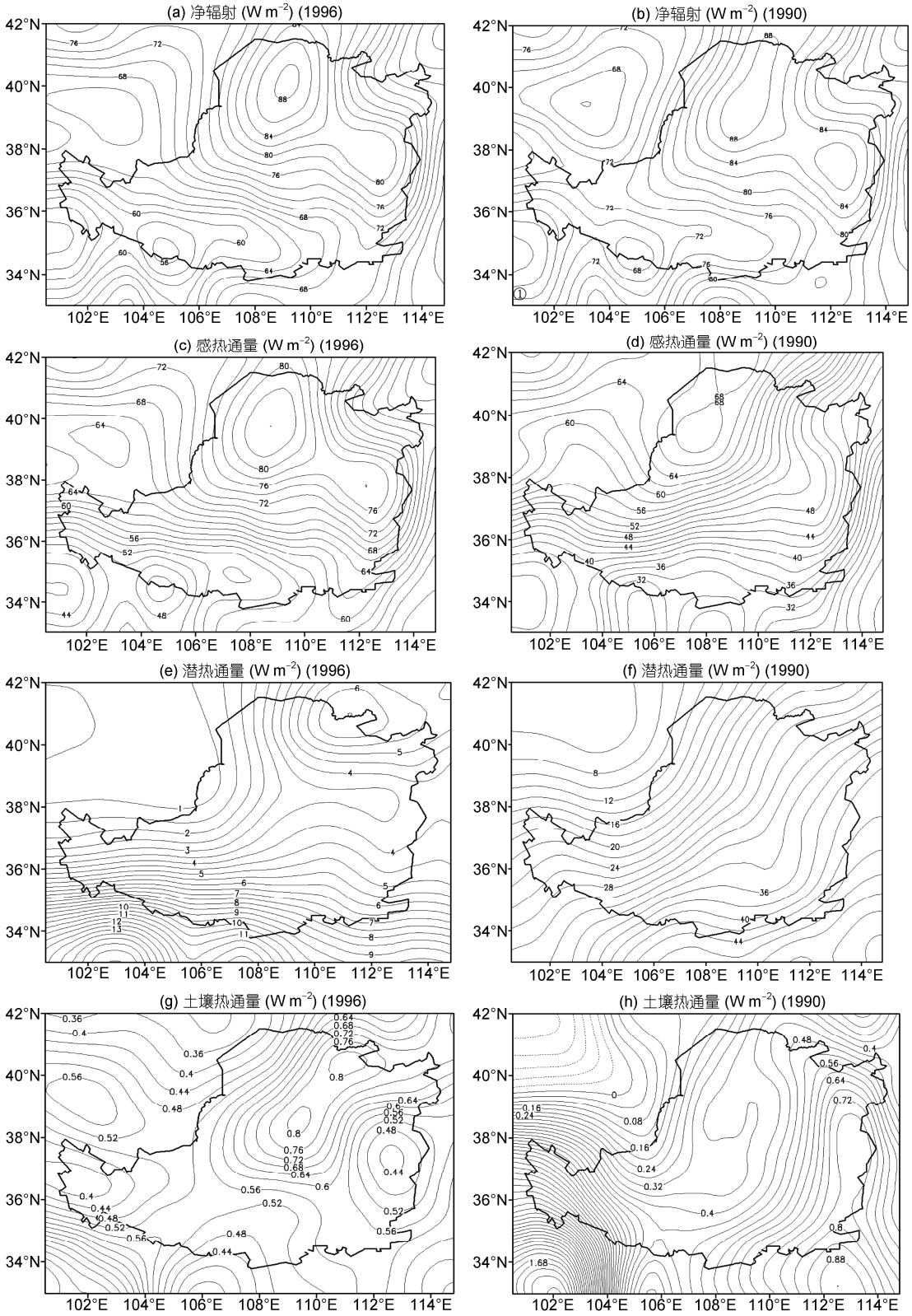

图 7　最干年(1996 年)((a), (c), (e), (g))和最湿年(1990 年)((b), (d), (f), (h))地表能量平衡分量空间分布特征对比图

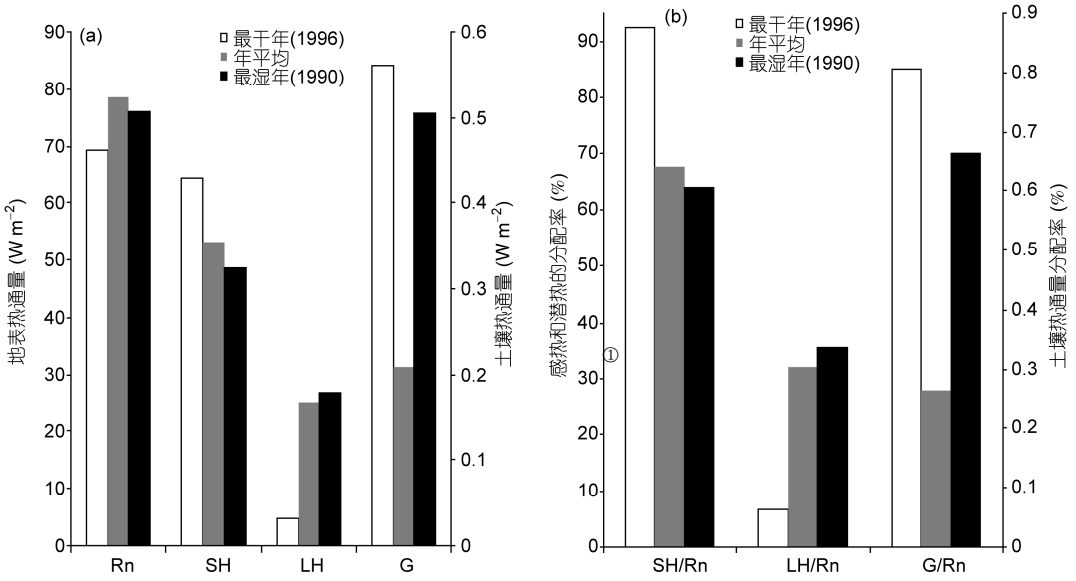

图 8　30 年平均、最干年(1996 年)和最湿年(1990 年)空间平均的地表能量平衡分量(a)及其分配率(b)的对比

随纬度变化很明显, 地表感热、潜热和土壤热通量的变化幅度大约能达到 1 倍左右. 其中, 虽然地表净辐射整体变化不大, 但在 37.5°N 有一个峰值, 在 34.5°N 和 40.5°N 分别是谷值, 这反映了太阳辐射、海拔高度和季风降水对地表净辐射的综合作用; 地表潜热和土壤热通量基本随度增加而减少, 这主要反映了季风降水的影响; 地表感热通量总体随纬度增加而增加, 并存在与净辐射同步的弱峰值和谷值区, 这说明虽然感热通量主要受夏季风降水影响, 但净辐射的强迫作用也能产生明显扰动.

图 9 还表明, 地表能量平衡分量随经度的变化幅度明显不如随纬度的明显, 规律性也要更差一些, 这与经度变化所隐含的物理机制不如纬度的明确有关. 不过, 地表净辐射随经度的变化表现出比随纬度更明显的增加趋势, 这一增加趋势应该与地形和海拔高度变化密切相关. 自西往东来看, 西端的乌鞘岭附近海拔一般为 3000~3500 m(101.5°E), 之后向东海拔逐渐降低, 在六盘山又有所上升, 但是仍然小于 3000 m; 之后, 在六盘山(106.5°E)以东则进入河套平原和关中平原, 海拔进一步下降, 在河套平原平均为 1100~1200 m, 在关中平原则更低; 继续往东进入太行山脉(110°E)后海拔又有所升高. 从净辐射随经度的变化来看, 在 106.5°E 处开始逐渐增加, 在大体位于河套和关中平原的 108.5°E 处有一个弱峰值, 在 110°E 之后随海拔升高又逐渐减小, 这反映了海拔高度和夏季风降水的双重影响. 地表感热通量虽然没有明显的增加趋势, 但也在 108.5°E 有一个峰值, 这反映了净辐射对感热通量的控制作用; 地表潜热通量基本随经度增大而增加, 反映出夏季风降水对其影响要比对其它地表能量分量更显著, 这与前面的分析结论是一致的; 土壤热通量总体表现为随经度增加减小的趋势, 但在 105.5°~106.5°E 有一个谷值区.

4　气候环境要素空间变化对地表能量通量的影响

前面讨论地表能量平衡分量的空间分布时涉及太阳辐射、夏季风降水和海拔高度等多种因素, 而且很多情况下各种因素的作用交织在一起, 很难分清各种因素所扮演的角色. 因此, 这里进一步对地表能量平衡分量与温度和降水等气候要素和海拔高度等环境要素之间分别进行空间相关性分析.

4.1　气候要素的影响

降水是最主要的气候要素, 所以在图 10 中给出了地表净辐射、感热、潜热和土壤热通量与降水的空间相关. 很显然, 地表净辐射基本不随降水分布变化. 不过, 除地表净辐射外, 降水与其它地表能量平衡分

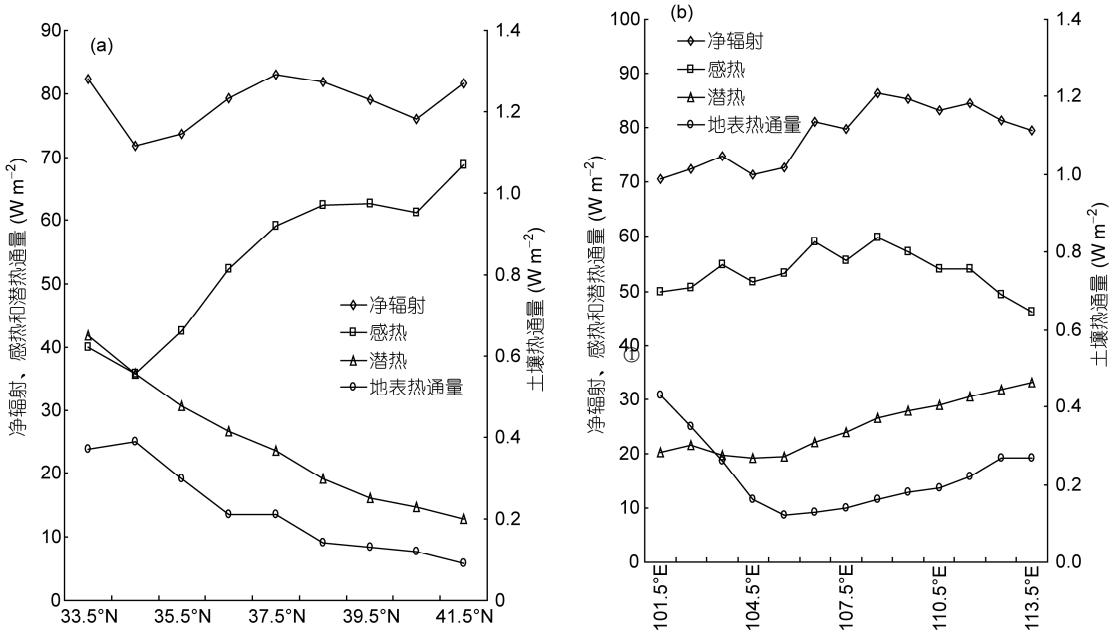

图 9　30 年平均的地表能量平衡分量随纬度(a)和经度(b)的变化特征

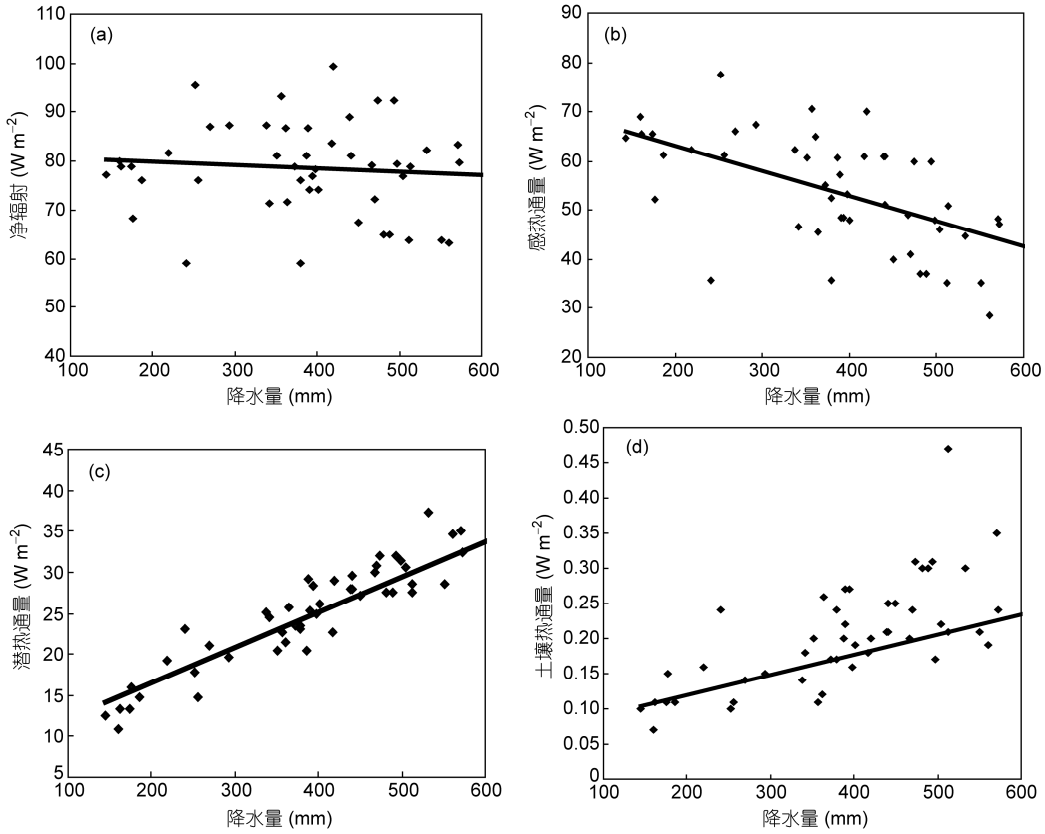

图 10　地表净辐射(a)、感热(b)、潜热(c)和土壤热通量(d)与降水的空间相关

量之间均具有较好的相关性, 与地表感热、潜热和土壤热通量的相关系数分别达到 0.60, 0.91 和 0.71. 相比较而言, 与潜热通量的相关性最好, 这是合乎情理的表现, 也与前面的分析相一致. 年降水在空间上从 100 增加到 600 mm, 地表感热可从 69 W m^{-2} 左右减少 42 W m^{-2} 左右, 地表潜热可从 13 W m^{-2} 左右增加到 35 W m^{-2} 左右, 土壤热通量则可从 0.09 W m^{-2} 左右增加到 0.26 W m^{-2} 左右. 平均每增加 100 mm 降水, 地表感热通量就减少 5.0 W m^{-2} 左右, 潜热通量和土壤热通量则分别增加 4.5 和 0.04 W m^{-2} 左右.

温度是另一个重要的气候要素, 它能在一定程度上反映太阳辐射和降水的综合的影响. 为此, 在图 11 中给出了地表净辐射、感热、潜热和土壤热通量与气温的空间相关. 可以看出, 地表能量平衡分量与温度的相关性明显不如与降水的好, 相关系数均比较低. 不过, 相比较而言, 地表潜热和土壤热通量与温度的关系要稍好一些, 变化幅度随温度变化也要更大一些.

4.2　海拔高度的影响

海拔高度隐含着太阳辐射强度和地表温度等影响陆面能量平衡分量的关键物理因素. 黄土高原地区的海拔高度落差较大, 对陆面能量平衡分量的影响是不可忽视的. 图 12 给出的地表净辐射、感热、潜热和土壤热通量与海拔高度的空间相关图表明, 海拔高度与地表净辐射的相关性最好, 相关系数能够达到 0.51[①], 与感热通量的相关性次之, 相关系数为 0.39, 而与地表潜热和土壤热通量的相关性不是很好, 相关系数均只有 0.2 左右. 这与海拔高度对地表能量平衡的影响机制比较吻合. 从总体趋势来看, 地表净辐射、感热、潜热均随海拔高度增高而减少, 海拔高度平均每增加 100 m, 地表净辐射、感热和潜热通量大约分别减少 0.63, 0.42 和 0.21 W m^{-2}. 土壤热通量则随海拔高度增高而增加, 大约每 100 m 增加 0.04 W m^{-2} 左右.

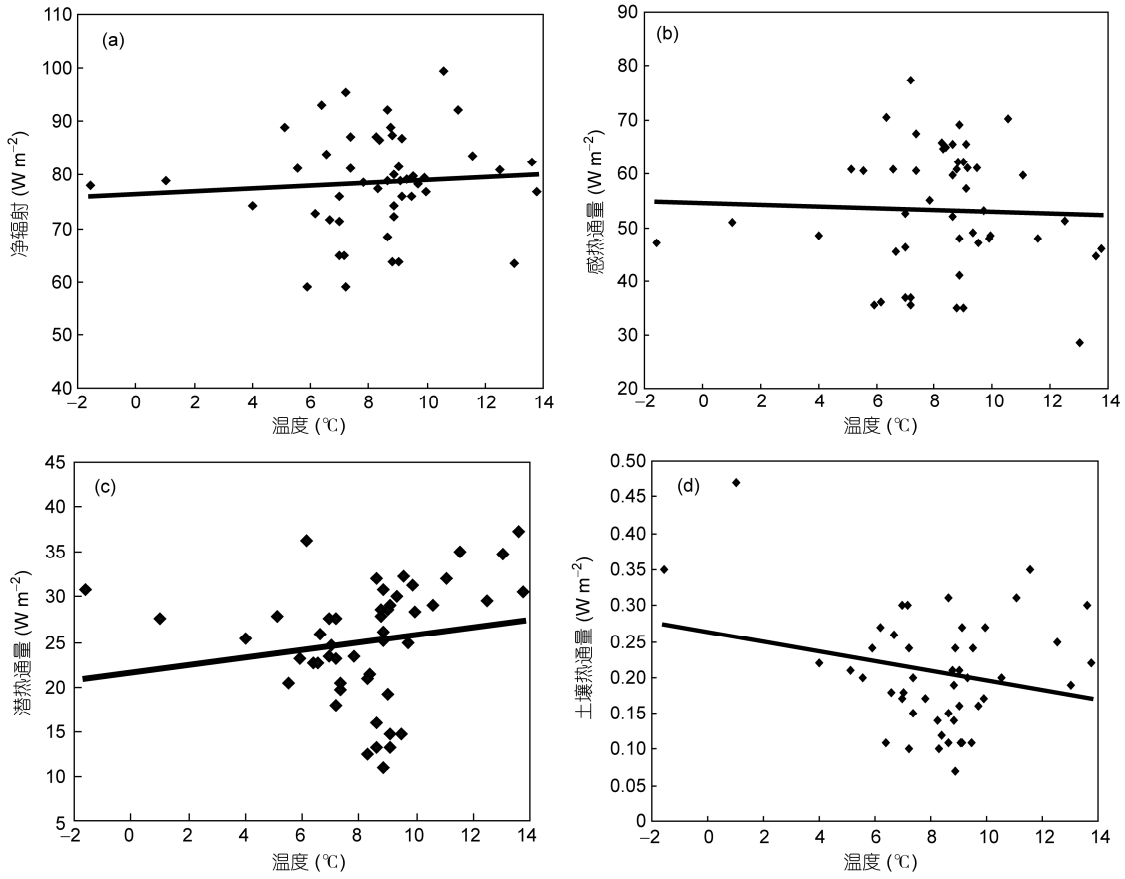

图 11　地表净辐射(a)、感热(b)、潜热(c)和土壤热通量(d)与气温的空间相关

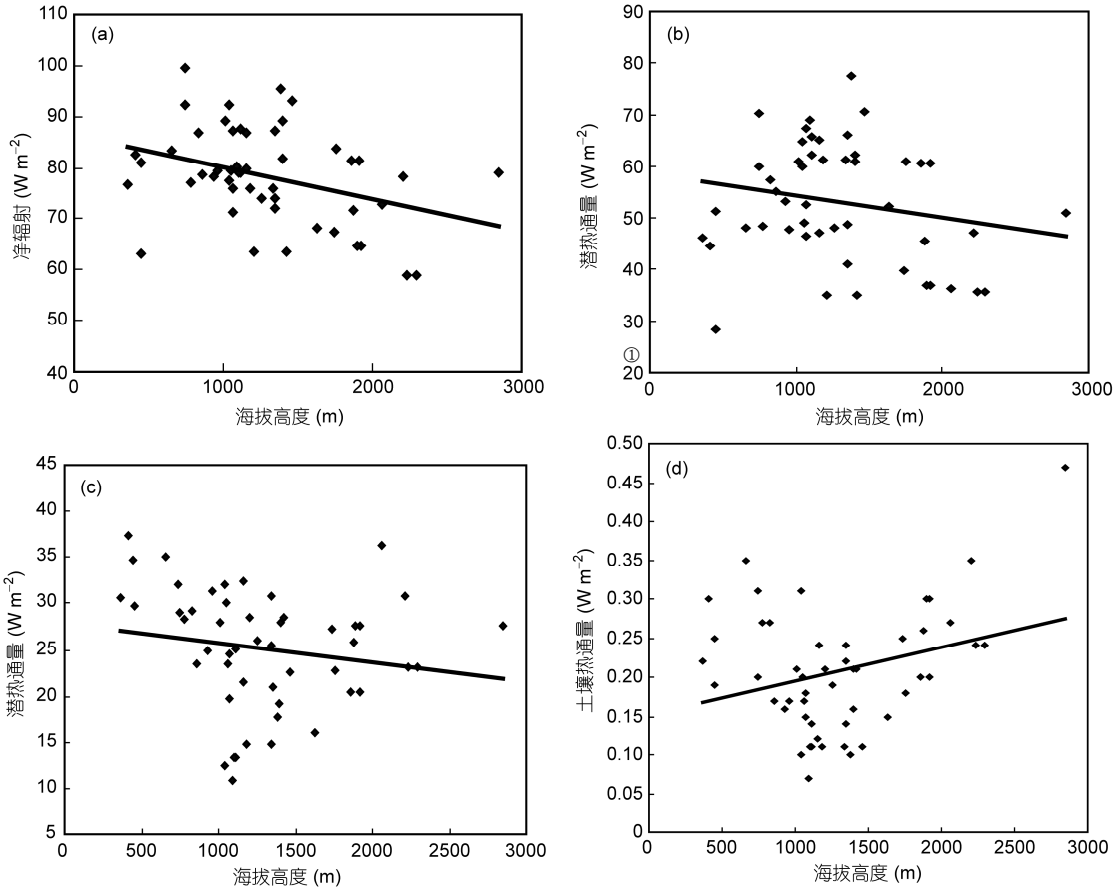

图 12　地表净辐射(a)、感热(b)、潜热(c)和土壤热通量(d)与海拔高度的空间相关性

5　讨论与结论

新一代陆面过程模式 CLM 对黄土高原地区地表能量平衡分量的模拟能力比较好, 模拟结果与同网格点上观测值的相关性较高, 均方根误差较小. 与目前可用的观测资料和卫星遥感反演资料相比在研究陆面能量平衡空间分布规律方面具有一定的优势.

经纬度和海拔高度等地理因素及降水和温度等气候要素的空间变化均会影响陆面能量平衡分量的空间分布特征, 黄土高原地区的经纬度跨度大、海拔高度落差大、降水空间差异大, 致使其陆面能量平衡分量的空间变化显著, 分布规律明显. 具体而言, 地表净辐射和感热通量由南至北逐渐增加, 与纬度的关系更为密切; 潜热通量和土壤热通量从东南向西北逐渐减少, 与降水量的关系更为密切.

黄土高原地区地表能量平衡分量受气候空间变化影响显著. 除地表净辐射而外, 最干点和最湿点之间的感热、潜热和土壤热通量等地表能量平衡分量相差可达到 1 倍左右. 地表能量分配在最干点由感热通量主导, 而在最湿格点, 转为感热和潜热通量贡献相当. 年际干湿波动虽然对地表能量平衡分量也具有比较明显的改变, 但明显不如空间干湿差异的影响显著.

虽然地表能量平衡分量随经度和纬度都有一定的变化, 但随纬度的变化要比随经度的变化明显. 地表感热通量总体随纬度增加而增加, 地表潜热和土壤热通量则随纬度增加而减少. 这反映了前者主要受太阳辐射控制, 而后者主要受夏季风降水控制.

在黄土高原地区, 陆面能量平衡分量与降水量和海拔高度的空间相关性比较好. 在空间上, 年平均降水量每增加 100 mm , 感热通量减少 5.0 W m^{-2} 左右, 潜热通量和土壤热通量分别增加 4.5 和 0.04 W m^{-2} 左右; 海拔高度每增高 100 m, 地表净辐射、感热、潜热分别减少 0.63, 0.42 和 0.21 W/m^2 左右, 而土壤热通

量则增加0.04 W m^{-2}左右. 温度空间分布似乎对陆面能量平衡分量影响不是很大. 总体来看, 地表净辐射与海拔高度的关系更密切, 感热通量则与季风降水和海拔高度均有不错的关系, 而潜热和土壤热通量与季风降水的关系更为密切.

虽然, 本文用陆面过程模式的模拟资料比较全面地给出了黄土高原地区陆面能量平衡特征的空间分布特征及其与地理和气候因素的关系, 但由于CLM 模式的陆面过程参数化还缺乏专门针对黄土高原地区的改进, 模拟的地表能量平衡分量可能还具有一定的不确定性, 这可能会影响分析的准确性. 今后可用黄土高原地区陆面过程观测试验获得的参数化结果进一步改进 CLM 模式, 并且用尽可能多的观测点资料进行比较验证, 提高模拟资料的质量, 以进一步深入分析黄土高原地区陆面能量平衡特征的空间变化规律及其影响机制.

致谢 本文研究过程中, 美国航空航天局戈达德空间飞行中心[①]与美国海洋和大气局国家环境预报中心联合发展的全球陆面数据同化系统提供了陆面过程模拟资料, 兰州大学大学大气科学学院 SACOL 站为本文提供了陆面过程观测资料, 在此一并致谢.

参考文献

成向荣, 虞木奎, 黄明斌. 2011. 黄土高原农牧交错带生态系统能量平衡模拟. 草业学报, 20: 160–180
黄荣辉, 陈文, 张强. 2011. 中国西北干旱区陆-气相互作用及其对东亚气候变化的影响. 北京: 气象出版社. 356
韩丽娟. 2006. 同化 MODIS 地表温度产品和陆面过程模型研究地表蒸散. 博士学位论文. 北京: 北京师范大学. 1–98
李振朝, 韦志刚, 文军, 等. 2008. 近 50 年黄土高原气候变化特征分析. 干旱区资源与环境, 22: 57–62
陆桂华, 闫桂霞, 吴志勇. 2010. 近 50 年来中国干旱化特征分析. 水利水电技术, 41: 78–82
李斌, 张金屯. 2003. 黄土高原地区植被与气候的关系. 生态学报, 23: 82–89
李宏宇, 张强, 王胜. 2010. 陇中黄土高原夏季陆面辐射和能量特征研究. 地球科学进展, 25: 1070–1081
李宏宇, 张强, 赵建华. 2012. 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. 物理学报, 61: 159–201
毛克彪. 2004. 针对 MODIS 地表温度反演方法研究. 硕士学位论文. 南京: 南京大学. 1–56
马柱国, 符淙斌. 2005a. 中国干旱和半干旱带的 10 年际演变特征. 地球物理学报, 48: 519–525
马柱国, 黄刚. 2005b. 近代中国北方干湿变化趋势的多时间尺度特征. 大气科学, 29: 671–681
孙长忠, 黄宝龙, 陈海滨, 等. 1998. 黄土高原人工植被与其水分环境相互作用关系研究. 北京林业大学学报, 20: 7–14
宋耀明, 郭维栋, 张耀存. 2009. 陆面过程模式 CoLM 和 NCAR_CLM3.0 对中国典型森林生态系统陆气相互作用的模拟 I: 不同模式模拟结果的初步分析. 气候与环境研究, 14: 229–242
孙昭萱, 张强. 2011. 黄土高原半干旱区陆面温度和能量的气候特征分析. 中国沙漠, 31: 1302–1308
吴国雄, 刘辉, 等, 译. 1995. 气候物理学, 北京: 气象出版社. 425
王毅荣, 张强, 江少波. 2011. 黄土高原气候环境演变研究. 气象科技进展, 1: 38–41
余卫东, 闵庆文, 李湘阁. 2002. 黄土高原地区降水资源特征及其对植被分布的可能影响. 资源科学, 24: 55–60
曾剑, 张强, 王胜. 2007. 中国北方不同气候区晴天陆面过程区域特征差异. 大气科学, 35: 483–49
张强, 王胜. 2007. 干旱荒漠地区土壤水热特征和地表辐射平衡的年变化研究. 自然科学进展, 17: 211–216
张强, 王胜. 2008. 关于黄土高原陆面过程及其观测试验研究. 地球科学进展, 23: 167–173
张强, 胡向军, 王胜, 等. 2009. 黄土高原陆面过程试验研究(LOPEX)有关科学问题. 地球科学进展, 24: 363–371
张强, 李宏宇. 2010. 黄土高原地表能量不闭合度与垂直感热平流的关系, 物理学报, 59: 5888–5895
张杰, 张强, 黄建平. 2010. 2007 年 5~10 月黄土高原陆面能量通量特征研究. 高原气象, 29: 855–863
张强, 黄荣辉, 王胜. 2011a. 浅论西北干旱区陆面过程和大气边界层对区域天气气候的特殊作用. 干旱气象, 29: 133–136
张强, 孙昭萱, 王胜. 2011b. 黄土高原定西地区陆面物理量变化规律研究. 地球物理学报, 54: 1727–1737
张强, 李宏宇, 赵建华. 2012a. 垂直平流输送和土壤热储存补偿对黄土高原地表能量平衡的修正. 中国科学: 地球科学, 42: 42–51
张强, 曾剑, 张立阳. 2012b. 夏季风盛行期中国北方典型区域陆面水、热过程特征研究. 中国科学: 地球科学, 42: 1385–1393
张强, 李宏宇, 岳平. 2013a. 陇中黄土高原自然植被下垫面陆面过程及其参数对降水波动的气候响应. 物理学报, 62: 019201
张强, 黄菁, 张良, 等. 2013b. 黄土高原区域气候暖干化对地表能量交换特征的影响, 物理学报, 13: 139202
Bonan G B. 1998. The land surface climatology of the NCAR land surface model coupled to the NCAR. Community Climate Model. J Clim, 11: 1307–1326

Dai Y J, Zeng Q C. 1997. A land surface model (IAP94) for climate studies I: Formulation and validation in off-line experiments. Adv Atmos Sci, 14: 433–460

Dai Y J, Zeng X B, Dickinson R E, et al. 2003. The common land model. Bull Amer Meteor Soc, 84: 1013–1023

Dickinson R E. 1995. Land-atmosphere interaction. US National Report to International Union of Geodesy and Geophysics 1991–1994. Rev Geophys (Suppl): 917–922

Ek M B, Mitchell K E, Lin Y, et al. 2003. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. J Geophys Res, 108: 8851

Guan X D, Huang J P, Guo N, et al. 2009. Variability of soil moisture and its relationship with surface albedo and soil thermal parameters over the Loess Plateau, Adv Atmos Sci, 26: 692–700

Huang J P, Zhang W, Zuo J Q, et al. 2008. An overview of the semi-arid climate and environment research observatory over the Loess Plateau. Adv Atmos Sci, 25: 906–921 ①

Huang J P, Guan X D, Ji F. 2012. Enhanced cold-season warming in semi-arid regions Atmos. Chem Phys Discuss, 12: 4627–4653

Koster R D, Suarez M. 1996. Energy and water balance calculations in the Mosaic LSM. NASA Tech Memo 104606, 9: 59

Liu Y, Huang J, Shi G, et al. 2011. Aerosol optical properties and radiative effect determined from sky-radiometer over Loess Plateau of Northwest China. Atmos Chem Phys, 11: 11455–11463

Ngo-Duc T, Polcher J, Laval K. 2005. A 53-year forcing data set for land surface models. J Geophys Res, 110: D06116

Rodell M, Houser P R, Jambor U, et al. 2004. The global land data assimilation system. Bull Am Meteorol Soc, 85: 381–394

Thornthwaite C W. 1948. An approach toward a rational classification of Climate. Geograph Rev, 38: 55–94

Wang G, Huang J, Guo W, et al. 2010. Observation analysis of land-atmosphere interactions over the Loess Plateau of northwest China. J Geophys Res, 115: D00K17

Wang Y P, Kowalczyk E, Leuning R, et al. 2011. Diagnosing errors in a land surface model (CABLE) in the time and frequency domains. J Geophys Res, 116: G01034

Yan H R, Huang J, Minnis P, et al. 2011. Comparison of CERES surface radiation fluxes with surface observations over Loess Plateau. Remote Sens Environ, 115: 1489–1500

Zeng J, Shen J, Zhang Q. 2010. An overview of the spatial patterns of land surface processes over arid and semiarid regions. Sci Cold Arid Region, 2: 288–297

Zuo J, Huang J, Wang J, et al. 2009. Surface turbulent flux measurements over the Loess Plateau for a semi-arid climate change study. Adv Atmos Sci, 26: 679–691

Zuo J, Wang J, Huang J, et al. 2011. Estimation of ground heat flux and its impact on the surface energy budget for a semi-arid grassland. Sci Cold Arid Region, 3: 41–50