中国科学: 地球科学 2012 年 第 42 卷 第 9 期: 1385 ~ 1393
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

夏季风盛行期中国北方典型区域陆面水、热过程特征研究

张强[①②④*], 曾剑[③], 张立阳[④]

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 北京市气象台, 北京 100089;
④ 兰州大学大气科学学院, 兰州 730000
* E-mail: zhangqiang@cma.gov.cn

收稿日期: 2011-09-19; 接受日期: 2012-02-10
国家自然科学基金重点项目(批准号: 40830957)和国家公益性行业科研专项(编号: GYHY200806021)资助

摘要 本文将"中国北方协同观测实验"的站点划分为西北干旱区、黄土高原区和东北凉区三类气候环境区域, 在此基础上分析了夏季风盛行期西北干旱区、黄土高原区和东北凉区陆面水、热过程的共性和差异性及其主要影响因素. 结果表明, 由于受夏季风影响程度不同, 陆面水、热过程的区域特征十分突出. 这三个区的土壤"湿层"分布在不同的深度, 反照率具有明显差异; 虽然东北凉区地表温度比较低, 但地表净辐射与太阳总辐射的比值却很高; 三个区域不仅地表感热通量和潜热通量与净辐射比值的日变化特征不同, 而且感热和潜热通量对能量平衡的贡献也大不相同; 尽管三个区域近地层水汽通量与降水的比值比较接近, 但近地层水汽通量及其与蒸发皿测得的蒸发量的比值差别却很明显. 这些特征不仅表现了区域地表特性对陆面水、热过程特征的影响, 也反映了夏季风活动在区域陆面水、热过程中的作用.

关键词
中国北方不同区域
夏季风盛行期
协同观测实验
陆面水热过程
影响因素

陆面过程是描述陆地表面与大气之间水分、热量和动量交换的过程. 它一方面会直接影响气候的形成和演变[1~5]; 另一方面又受气候条件制约[6~9]. 对于某一个区域而言, 陆面过程与气候之间往往会形成某种微妙的平衡关系, 这种平衡关系在很大程度上决定着陆面过程和气候的区域特性 [1)] [8]. 在我国, 夏季风环流是影响区域气候的最主要环流因素, 无疑也会对区域陆面过程特征产生重要作用[10,11]. 一般而言, 夏季风活动带来的水汽和降水会改变下垫面水、热特性和太阳辐射强迫特性, 造成地表反照率及土壤湿度条件和植被生理生态特征等陆面特征的相应变化, 从而引起陆面水分过程和能量过程的调整. 在夏季风盛行期, 这种调整过程往往会随着夏季风的进、退而显著变化.

1) 曾剑, 张强. 中国北方地区不同下垫面陆面过程的特征差异. 气象学报, 2012. 已接受

英文引用格式: Zhang Q, Zeng J, Zhang LY. Characteristics of land surface thermal-hydrologic processes for different regions over North China during prevailing summer monsoon period. Sci China Earth Sci, 2012, doi: 10.1007/s11430-012-4373-8

我国北方地区地域广阔, 不同的气候区域所处的地理位置差异明显, 受夏季风影响的程度很不相同. 典型的气候环境区域, 如西北干旱区、黄土高原区和东北凉区, 不仅海拔高度和经、纬度等环境因素及土壤颜色、粒径、湿度和植被状态等地表特性各不相同, 而且受夏季风影响的程度也具有本质之别[12,13], 造成这三个区域陆面水、热过程显著的独特性, 陆面水、热过程在区域气候系统中的角色也显得十分突出.

目前, 我国陆面过程研究大多是基于单个试验站点或单个试验区域的观测资料开展的, 虽然对陆面过程的局地特征已取得了一些新认识, 但较少研究以宏观视角比较系统地分析不同气候环境区域陆面过程特征的异同性和陆面过程特征的空间分布规律, 对夏季风如何影响我国陆面水分过程和能量过程方面的研究则更是寥寥无几[14]. 这种研究现状限制了对陆面过程本质特征和宏观规律的深入认识, 也制约了陆面过程研究在天气预报和气候预测中的实质性贡献. 本文试图利用"中国北方干旱/半干旱区实验观测协同与集成研究"(简称为"中国北方协同观测实验")的资料[8], 系统分析夏季风盛行期内我国北方黄土高原区、西北干旱区和东北凉区陆面水、热过程特征的同异性, 探讨引起区域陆面水、热过程特征差异的主要原因, 为进一步认识陆面过程与天气、气候的关系提供科学基础.

1 观测资料与研究区

1.1 观测资料

近年来, 由季风亚洲全球变化区域集成研究计划(MAIRS)牵头, 联合国内多家研究机构开展了"中国干旱/半干旱区实验观测协同与集成研究", 使不同研究机构在我国北方建立的几十个与陆面过程有关的观测试验站在统一观测标准、观测规范、仪器标定、观测时间和数据质量控制条件下开展野外科学观测, 并实现资料共享.

目前, "中国北方协同观测实验"已经收集了我国北方 18 个观测试验站的观测资料. 本研究根据观测资料的可用性对这些观测站进行了科学筛选, 并将其按气候环境分布格局划分为西北干旱区、黄土高原区和东北凉区等三个区域(分别定义为Ⅰ区、Ⅱ区和Ⅲ区). 图 1 给出了观测站的地理分布和气候分区及其气候背景和夏季风活动边缘线. 由图 1 可见, 划入这三个区域的观测站包括临泽、张掖、盈科、阿柔、榆中、兴隆山、定西、玛曲、长武、安塞、密云、奈曼、锦州以及通榆, 其中通榆站包括农田和草地两个站. 每个区域包括 4 个以上的观测站. 表 1 详细给出了这些站所处的气候条件、经纬度、海拔高度和下垫面特征. 可以看出, 这些观测站的海拔高度差异较大, 最低为 22 m, 最高为 3423 m; 下垫面包括裸地、沙漠、戈壁、草地、森林、农田、绿洲和湿地等多种类型.

这些观测试验站的主要观测项目有天气要素(地表气压和降水)、微气象条件(近地层风、温、湿梯度)、地表辐射收支分量、地表能量平衡分量和土壤要素(土壤温、湿度梯度)等五类, 表 2 详细列出了各观测试验站的观测项目类别. 由表 2 可看出, 在观测期间, 临泽、奈曼和张掖 3 个站没有降水观测, 玛曲站没有土壤热量通量观测, 安塞站没有地表辐射分量、土壤热量通量、土壤湿度等观测, 其他站的观测项目相对比较齐全.

各观测试验站的观测仪器型号基本一致, 仪器基本安装在统一高度, 仪器感应头严格保持水平, 观测场数百米范围内地形开阔平坦, 所有仪器均经过统一的标定和规范的维护, 观测数据经过统一的质量控制. 观测仪器性能比较先进, 精度比较高, 表 3 给出了这些观测仪器的技术性能和技术指标. 并且部分观测仪器的平行对比试验表明: 各站之间, 涡动相关法观测的感热、潜热和动量通量的差异分别不超过 8 W m^{-2}, 8 W m^{-2}, 0.02 kg m^{-1} s^{-2}, 土壤热通量的差异不超过 11 W m^{-2}, 净辐射及地表各辐射分量的差异均在 10 W m^{-2} 以下, 观测仪器均有比较好的一致性, 比较误差较小, 基本满足本文分析研究的技术要求.

本文主要分析 2008 年 7~9 月的观测数据, 该时段的观测数据相对比较齐全、可靠, 也基本可以覆盖夏季风盛行期. 由于研究区的经度范围较大, 为便于对比分析, 各观测站的时间均采用地方时. 分析所用的资料样本为 30 min 平均值.

1.2 三个区域主要气候环境特点

为了突出针对性, 每个区选择具有气候和下垫面代表性的站点作为分析对象. 其中西北干旱区(即Ⅰ区)选取张掖站, 该站有少量沙生植物, 土壤以浅

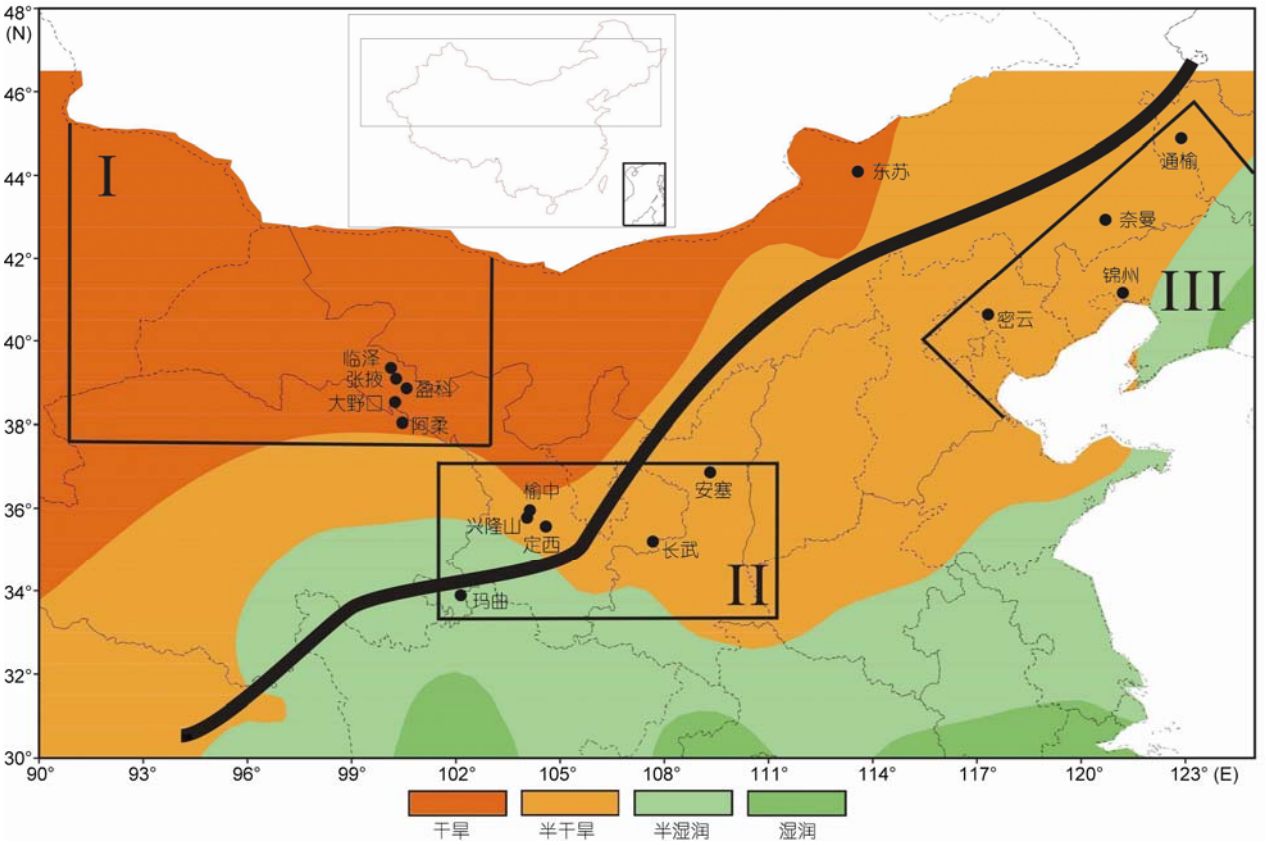


图 1　观测站的地理分布、气候分区和气候背景以及夏季风的活动边缘线[12]

Ⅰ区: 西北干旱区; Ⅱ区: 黄土高原区; Ⅲ区: 东北凉区. 粗黑线表示平均季风边缘带

表 1　站点的地理信息、气候分区和气候背景

气候区	站点	纬度/经度 (N/E)	海拔(m)	下垫面状况	降水量 (mm)	地表温度 (℃)
西北干旱区	阿柔	38.04°/100.46°	3033	高寒草甸	400	11.0
	张掖	39.09°/100.28°	1483	荒漠/裸地	130	27.57
	大野口	38.53°/100.25°	2835	森林	400	6.36
	盈科	38.86°/100.58°	1519	绿洲农田	125	18.03
	临泽	39.35°/100.13°	1384	绿洲农田	120	19.17
黄土高原区	玛曲	33.89°/102.14°	3423	高寒草甸	600	13.42
	兴隆山	35.77°/104.05°	2481	森林/草地/农田	630	15.76
	榆中	35.95°/104.13°	1966	自然植被	400	20.80
	定西	35.56°/104.59°	1897	农田	400	19.69
	长武	35.20°/107.67°	1220	农田	600	20.98
	安塞	36.86°/109.32°	1309	农田	500	23.54
东北凉区	奈曼	42.93°/120.70°	361	退化草地	366	26.45
	密云	40.63°/117.32°	350	农田	650	23.64
	锦州	41.15°/121.20°	22	农田	600	22.49
	通榆	44.88°/122.88°	184	草地	400	20.10
	通榆	44.88°/122.88°	184	农田	400	22.0

表 2　试验站点的观测项目 a)

站点	地面气压和降水	风向风速、温度及湿度廓线	地表辐射平衡	感热/潜热通量、土壤热通量及 CO_2 通量	土壤温度、湿度
阿柔	√	√	√	√	√
张掖	√[a]	√	√	√	√
大野口	√	√	√	√	√
盈科	√	√	√	√	√
临泽	√[a]	√	√	√	√
玛曲	√	√	√	×	√
兴隆山	√	√	×	√	√
榆中	√	√	√	√	√
定西	√	√	√	√	√
长武	√	√	√	√	√
安塞	√	√	×	×	√[b]
奈曼	√[a]	√	√	√	√
密云	√	√	√	√	√
锦州	√	√	√	√	√
通榆	√	√	√	√	√
通榆	√	√	√	√	√

a) √: 表示有观测; √[a]: 表示没有降水观测; ×: 表示无观测; √[b]: 表示没有土壤湿度观测

表 3　试验仪器及其技术参数

仪器	型号/产地	测量范围	分辨率	精度
气体分析仪	Li-7500/美国	0~5148 mg m^{-3}(CO_2); 0~42 g m^{-3}(H_2O)	0.01 mg m^{-3} (CO_2); 0.01 g m^{-3} (H_2O)	±0.5 mg m^{-3}(CO_2); ±0.5 g m^{-3} (H_2O)
三维超声风速仪	CSAT3/美国	±30 m s^{-1}(WS)[a]; 0~360° (WD)[b]; −20~50℃(*T*)[c]	0.01 m s^{-1} (WS); 0.01°(WD); 0.01℃(*T*)	±1%, WS<30 m s^{-1}; ±2%, WS<60 m s^{-1}
温湿度计	HMP45C/芬兰	−40~60℃(*T*); 0~100% (RH) [d]	–	±2% (10%~90% RH); ±3% (90%~100% RH)
水含量反射计	CS616/美国	0~100%	0.1% VWC[e]	±2.5% VWC
雨量筒	TE525/美国	>0 mm	0.254 mm	±1%, <1 inch h^{-1}; 0~−3%, <2 inch h^{-1}; 0~−5%, <3 inch h^{-1}
雨量筒	52202, 52203/美国	>0 mm	0.1 mm tip^{-1}	2%, <25 mm h^{-1}; 3%, <50 mm h^{-1}
热流板	HFT-3/美国	±100 W m^{-2}	50 μV W^{-1} m^{-2}	±5%
热流板	HFP01/美国	−2000~2000 W m^{-2}	50 μV W^{-1} m^{-2}	−15%~5%
辐射计	CNR-1/荷兰	300~2800 nm (SW) [f]; 4500~42000 nm (LW) [g]	5~20 μV W^{-1} m^{-2}	± 10%
辐射计	PSP/美国	285~2800 nm	9 μV W^{-1} m^{-2}	–
辐射计	PIR/美国	3000~5000 nm	4 μV W^{-1} m^{-2}	–
土壤温度探头	107/美国	−35~50℃	–	0.2℃ (0~50℃); 0.25℃ (−10℃); 0.32℃ (−20℃)
土壤温度探头	109/美国	−50~70℃	–	±0.6℃, −50~−10℃; ±0.25℃, −10~70℃

a) 风速; b) 风向; c) 温度; d) 相对湿度; e) 体积含水量; f) 短波; g) 长波. 1 tip=0.254 mm

灰沙土混杂青色砾石为主. 黄土高原区(即Ⅱ区)选取榆中和长武站: 榆中站位于开阔平坦的小山坡上, 下垫面主要以野生矮草为主, 土壤以黄壤为主; 长武站处在坨塬农田区, 土壤为黑黄垆土, 没有灌溉. 东北凉区(即Ⅲ区)选取密云站、奈曼站及通榆草地和农田站: 奈曼站下垫面为稀疏草地, 密云站下垫面为果园和玉米地, 通榆草原站下垫面为草地, 通榆农田站为玉米和大豆地, 土壤均以黑色壤土为主. 如图 1 所示,

从我国北方气候格局和夏季风边缘线的多年平均位置来看, Ⅲ区即东北凉区基本处于我国夏季风活动区, 夏季风降水较多, 植被覆盖较好; Ⅱ区即黄土高原区基本处在我国季风边缘区, 有一定夏季风降水, 以稀疏植被覆盖的丘陵和旱作农田为主; Ⅰ区即西北干旱区基本处在夏季风区外围, 夏季风降水很少, 以荒漠戈壁为主[15].

1.3 资料处理方法

为了消除纬度和海拔高度等地理因素的干扰, 突出夏季风对陆面过程特征的影响, 本文对地表净辐射、感热和潜热通量等陆面过程变量做了如下归一化处理.

一般而言, 在特定时间, 太阳总辐射是纬度(α)、海拔高度(l)以及大气削弱因子(γ)的函数, 影响函数可以分别表示为 $F(\alpha)$, $G(l)$和 $H_1(\gamma)$. 假设各个因子之间满足乘积关系, 太阳总辐射 Si 可以表示为

$$S_i=F(\alpha)\times G(l)\times H_1(\gamma). \quad (1)$$

对于净辐射 R_n 而言, 除受太阳总辐射影响外, 还受大气吸收和发射长波辐射能力 β 的影响, 具体而言与大气云量和水汽含量有关, 其影响函数可以表示为 $H_2(\beta)$; 同时, 还受到陆面水、热特性(m)和反射特性(r)影响, 影响函数可以表示为 $L(m, r)$. 同样, 假设各个因子之间满足乘积关系, 净辐射 R_n 可表示为

$$R_n = F(\alpha)\times G(l)\times H_1(\gamma)\times H_2(\beta)\times L(m,r). \quad (2)$$

如果再假定陆面水、热性质对感热和潜热的影响函数分别为 $P_1(m)$和 $P_2(m)$, 还可给出潜热 LE 和感热通量 H_s 的表示式

$$H_s = F(\alpha)\times G(l)\times H_1(\gamma)\times H_2(\beta)\times L(m,r)\times P_1(m), \quad (3)$$

$$LE = F(\alpha)\times G(l)\times H_1(\gamma)\times H_2(\beta)\times L(m,r)\times P_2(m). \quad (4)$$

然后, 对净辐射及感热和潜热通量可以进行如下归一化处理:

$$\frac{R_n}{S_i} = H_2(\beta)\times L(m,r), \quad (5)$$

$$\frac{H_s}{R_n} = P_1(m), \quad (6)$$

$$\frac{LE}{R_n} = P_2(m). \quad (7)$$

可见, 归一化处理后的地表净辐射和地表热量通量已经在一定程度上消除了不同太阳辐射背景和海拔高度的影响, 更加突出了大气云量和水汽含量(β)、地表反照率特性(r)和地表水、热特性(m)的作用, 而这三个因素恰恰与夏季风环流带来的降水和大气水汽输送密切相关. 通过归一化处理后的陆面过程变量可以更好地对比出夏季风环流对不同区域陆面过程特征的综合影响.

2 土壤温、湿与地表辐射特征

土壤温、湿特征既是陆面基本特性, 也是影响陆面水、热过程的重要因素. 因此, 了解土壤温、湿特性是分析陆面过程特征的前提. 从三个气候区土壤温度(图 2(a))和湿度(图 2(b))垂直分布结构的比较表明, 西北干旱区的土壤温度最高, 黄土高原区次之, 东北凉区最低, 与季风影响呈负相关. 这说明土壤温度的区域差异虽然与所处的纬度密切相关, 但受夏季风带来的云和降水所产生的降温效应的影响也很大, 夏季风影响越强土壤温度越低. 三个区域的土壤湿度差异则更加突出, 西北干旱区土壤湿度最小, 东北凉区的最大, 黄土高原区的处于中间, 与夏季风影响程度呈正相关. 而且从土壤湿度垂直结构上看, 西北干旱区最湿层在 20 cm, 黄土高原区最湿层在 10 cm, 而东北凉区却有 5 和 20 cm 两个湿层, 这是以往研究没有认识到的, 与三个区域降水下渗和蒸发消耗对土壤水分的不同影响特征有关.

西北干旱区几乎不受夏季风影响, 降水很少, 蒸发力最强, 蒸发过程能够影响到更深层土壤湿度结构; 而黄土高原区处在夏季风边缘区, 有一定的季风降水, 降水下渗也较快, 蒸发力不是很强, 蒸发过程对土壤湿度结构的影响深度相对较浅; 而东北凉区受夏季风影响较大, 夏季风降水多, 蒸发力却很弱, 蒸发过程影响不容易直接表现在表层土壤湿度结构上, 只能积累传递到下层, 所以 5 cm 土壤较湿, 而 10 cm 土壤相对干燥. 可见, 受季风影响越强表层土壤越湿, 而受季风影响越弱浅层土壤越干.

地表反照率是决定太阳辐射对陆面过程强迫能力的重要陆面参数之一. 由于这三个区域土壤湿度、土壤颜色、土壤粒径和植被覆盖度的不同, 地表反照率表现出明显的区域差异. 图 3 表明, 西北干旱区平均地表反照率最高, 达到了 0.21, 与以往戈壁地区观测值接近[16,17]; 黄土高原的次之, 为 0.17; 东北凉区

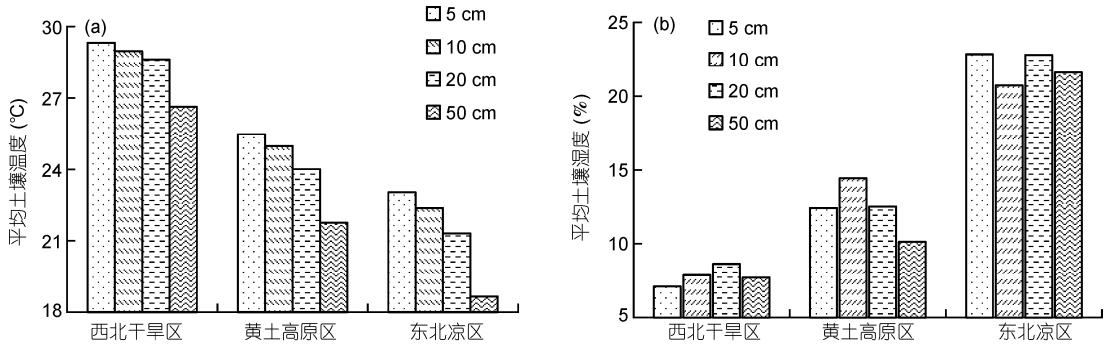


图 2　三个不同气候区的土壤温度(a)和湿度(b)垂直分布特征的比较

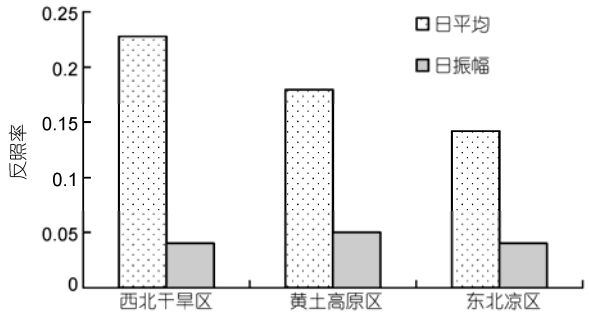


图 3　三个不同气候区地表反照率的平均值及其日变化幅度的比较

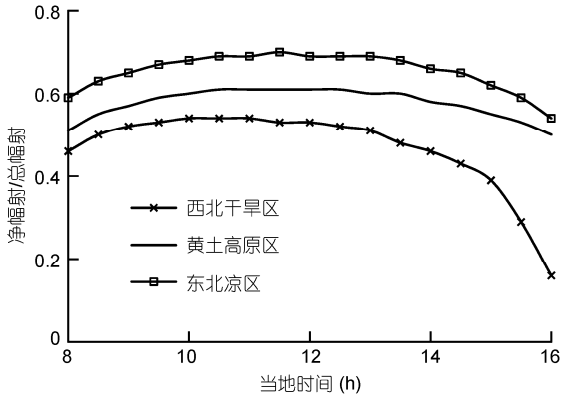


图 4　三个不同气候区地表净辐射与总辐射比值的日变化的比较

的最小, 仅为 0.13. 地表反照率的这种空间分布特征反映了土壤湿度和植被覆盖的影响, 也间接反映了夏季风降水的作用. 就理论层面而言, 东北凉区由于夏季风降水多, 土壤湿度大, 植被覆盖度高, 地表反照率应该较低; 而西北干旱区夏季风降水少, 土壤干燥, 植被稀少, 反照率应该较高; 黄土高原有一定的夏季风降水, 土壤湿度和植被覆盖度介于东北凉区和西北干旱区之间, 其地表反照率也理应介于二者之间. 三个区域中, 黄土高原地表反照率日变化幅度相对较大, 这与该地区土壤湿度日变化更明显有关, 而西北干旱区土壤湿度日变化幅度受土壤水分含量限制[18], 东北凉区土壤湿度日变化幅度受地表蒸发力限制, 它们均不会太大.

地表净辐射是陆面辐射平衡的综合效应, 从图 4 给出的三个区域归一化净辐射(即地表净辐射与总辐射比值)的日变化比较可看出, 图 4 与以前研究[19]给出的地表净辐射日变化特征相比有较大的改变, 归一化的地表净辐射与夏季风活动的关系更加清晰, 与图 3 中地表反照率的大小呈明显的负相关. 可见, 受夏季风影响越强, 土壤越湿、植被覆盖度越大, 地表反照就越小, 地表净辐射与总辐射的比值也就越高. 这直接反映了地表水、热特性对地表净辐射的影响, 也间接反映了夏季风的作用. 总体而言, 黄土高原区太阳总辐射转化为地表净辐射的效率在 0.5~0.6 之间; 与之相比, 东北凉区的较高, 大多时候在 0.6 以上; 而西北干旱区的较低, 在0.5 以下. 可见, 受季风影响越强, 地表净辐射的转化率就越高. 所以, 东北地区虽然为凉区, 但太阳辐射形成的净辐射却比较可观. 也正因为如此, 该地区一直是我国重要的粮食生产基地, 这与一些高寒地区由于能量不足导致气候生产力较低明显不同.

3　地表热量和水分输送特征

地表净辐射通过转化为地表感热通量、潜热通量和土壤热通量来为大气和土壤提供热能. 为了揭示

夏季风环流对地表热量分配的影响特征, 图 5 给出了三个区归一化地表感热通量和潜热通量(即它们与净辐射比值)的日变化的比较. 由图 5 可见, 西北干旱区感热通量与净辐射的比值明显比其他两个区大, 基本上在 0.3 以上, 最大接近 0.7; 黄土高原区感热通量与净辐射的比值比东北凉区的略高. 与之相反, 西北干旱区潜热通量与净辐射的比值最小, 基本在 0.2 以下; 东北凉区的最大, 平均在 0.38 左右; 黄土高原区正好介于二者之间, 平均值在 0.3 左右. 这表明受夏季风影响最明显的东北凉区地表潜热转化率较高, 而在几乎不受夏季风影响的西北干旱区地表感热转化率较高. 可见, 夏季风对地表热量分配具有显著的调控作用.

进一步从图 6 给出的近地层感热通量、潜热通量和地表土壤热通量的分配比例的区域比较容易看出, 黄土高原与东北凉区主要以潜热通量为主, 潜热通量分别占净辐射的 50%和 45%左右. 东北凉区的潜热通量贡献最为显著, 是感热通量的两倍以上. 而西北干旱区主要以感热通量为主, 感热通量占净辐射的 65%以上.

另外, 黄土高原土壤热通量相对更大, 而西北干旱区和东北凉区土壤热通量均不超过地表净辐射的 5%. 这说明黄土高原土壤热交换更充分, 太阳辐射加热对土壤的热量贡献更大, 这与黄土高原较松散而干燥的黄壤土性质有关.

总而言之, 图 5 和 6 共同反映了夏季风降水对三个区域土壤湿度和植被覆盖度的不同影响程度引起的地表感热通量和潜热通量的连锁反应过程. 东北凉区受夏季风影响最明显, 降水较充沛, 土壤较湿润, 地表植被覆盖度高, 地表可利用能量主要以潜热方式向大气输送, 有利于降水天气形成; 而西北干旱区几乎不受夏季风影响, 降水缺乏, 土壤干燥, 地表植被稀少, 地表可利用能量主要通过感热方式向大气输送, 有利于沙尘暴等干对流天气形成; 黄土高原处在夏季风活动边缘区, 地表可利用能量对潜热通量和感热通量的分配基本相当. 可见, 夏季风环流对我国陆面能量分布格局具有不可忽视的影响, 季风由东南向西北扩展的特征决定了我国北方地表感热通量由东南向西北增加及地表潜热通量由西南向东北减少的空间梯度分布特征.

由于波文比在一定程度上综合反映陆面过程的气候特征. 所以, 图 7 给出了三个区域波文比日变化特征的比较. 由图所示, 黄土高原区的波文比量值居中, 在 1.5 左右; 东北凉区的最小, 在 1.0 附近或以下; 西北干旱区的最大, 大多时候在 2.0 以上. 可见波文比的大小与受夏季风影响程度呈明显负相关. 夏季风影响区为湿润气候环境, 季风边缘区为半干旱气候环境, 季风外围区为干旱气候环境, 这反映了夏季风对三个区域陆面气候特征的影响程度.

近地层水分输送与地表蒸发量密切相关, 是陆面水分过程的重要特征之一. 图 8 给出了近地层水汽通量及水汽通量与蒸发皿测得的蒸发量和降水的比值的区域比较. 从图 8(a)可见, 夏季风盛行期内三个区域的近地层水汽通量差异很大. 西北干旱区近地层水汽通量不到 40 mm, 黄土高原区在 70 mm 左右, 而东北凉区接近 100 mm. 图 8(b)表明这三个区的近地层水汽通量与蒸发皿测得的蒸发量的比值差异更为悬殊, 在西北干旱区不到 0.1, 在黄土高原区达到 0.2, 在东北凉区接近 0.3, 它们在一定程度上反映了不同区域蒸散潜力得以发挥的程度. 受夏季风影响越强, 蒸散潜力发挥得越充分; 反之, 蒸散潜力发挥会受到限制.

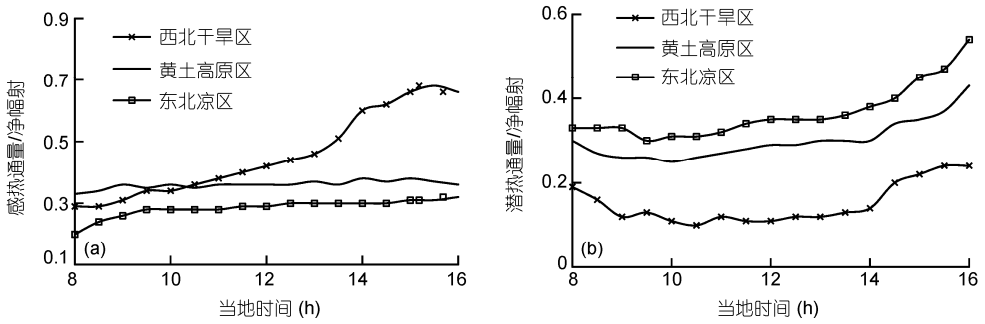


图 5　三个不同气候区地表感热通量(a)和潜热通量(b)与净辐射比值的日变化的比较

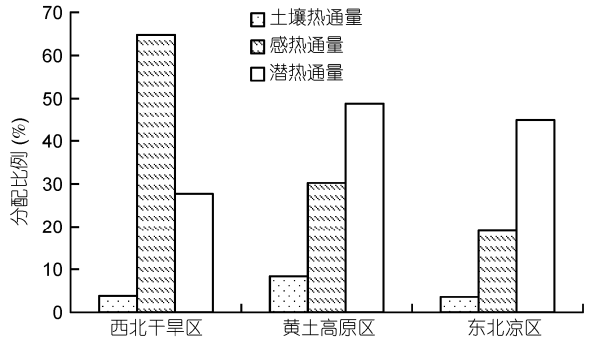


图 6　三个不同气候区近地层湍流感热通量、潜热通量和地表土壤热通量的分配比例的比较

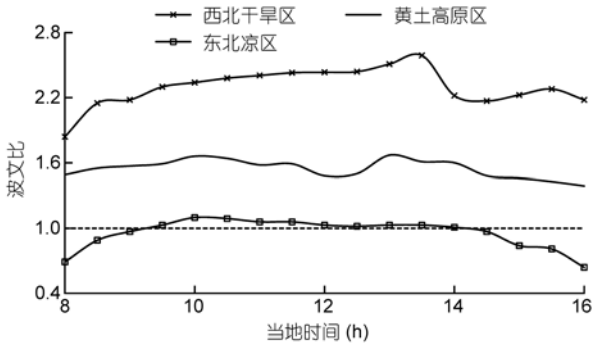


图 7　三个不同气候区波文比的日变化比较

然而, 从图 8(c)发现, 这三个区的近地层水汽通量与降水的比值却比较接近, 基本维持在 0.4 左右. 这反映在夏季风盛行期间这三个区陆面水分收支均以陆面获得水分为主, 并均处在土壤储蓄水分阶段, 而且储存比例大致相等.

相对而言, 黄土高原区近地层水汽通量与降水的比值更小, 说明在夏季风盛行期黄土高原土壤的水分储蓄更多, 这与以往研究[19,20]发现作物生长季黄土高原的“土壤水库”作用比较显著的结论相吻合. 这从陆面水分分配机制方面比较容易理解: 由于黄土高原地区土壤比较松散, 降水下渗过程更迅速, 降水更多会被储存在土壤中, 避免了蒸发损失, 所以相比其他地区其降水转化为蒸散量的比例更低. 不过, 但这一点似乎与季风影响大小无明显对应关系, 这意味着陆面水分平衡特征并不完全以夏季风影响为主, 陆面土壤特性的作用可能更为重要.

4　讨论与结论

黄土高原区、西北干旱区和东北凉区分别处于夏季风活动边缘区、夏季风活动外围区和夏季风活动区, 夏季风环流对陆面水、热过程特征的影响的区域差异较大. 夏季风的影响在东北凉区最为明显, 其次为黄土高原区, 而西北干旱区基本不受影响.

由于受夏季风影响程度和气候背景不同, 这三个区域的降水下渗和蒸发消耗对土壤水分的作用过程明显不同. 土壤湿度垂直结构的区域特征十分突

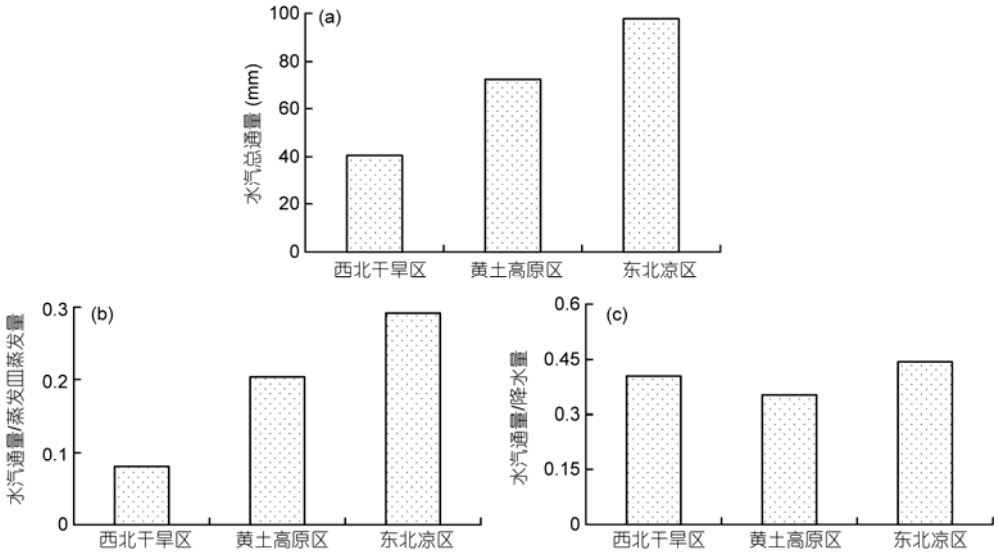


图 8　三个不同气候区近地层平均水汽通量(a)及水汽通量与蒸发皿测得的蒸发量(b)和降水量(c)比值的比较

出, 黄土高原区的湿层在 10 cm 处, 西北干旱区在 20 cm, 而东北凉区有 5 和 20 cm 两个湿层. 受夏季风影响越明显, 表层土壤就越湿, 湿层就越厚.

夏季风降水造成的土壤湿度和植被覆盖度的区域差异对地表反照率有明显的影响, 这使得黄土高原区地表平均反照率比西北干旱区的小, 却比东北凉区的高, 反照率与夏季风影响程度呈负相关. 黄土高原区归一化的地表净辐射值在 0.5~0.6 之间, 而在东北凉区可高达 0.6 以上, 在西北干旱区仅在 0.5 以下, 与夏季风活动的对应关系非常清楚, 反映了夏季风降水对地表净辐射的突出作用.

夏季风活动对地表能量平衡具有显著调控作用. 受夏季风影响最明显的东北凉区地表可利用能量主要以潜热输送为主, 有利于降水天气的形成; 几乎不受夏季风影响的西北干旱区地表可利用能量主要以感热输送为主, 有利于沙尘暴或尘卷风等干对流天气形成; 而处在夏季风活动边缘的黄土高原区潜热通量和感热通量的分配基本相当.

夏季风盛行期黄土高原区近地层水汽通量在 70 mm 左右, 明显比西北干旱区的大, 却小于东北凉区的. 并且, 这三个区域近地层水汽通量与蒸发皿测得的蒸发量的比值差别更悬殊, 表明受夏季风影响越强地表蒸散越大. 不过, 三个区域近地层水汽通量与降水的比值基本都维持在 0.4 左右, 这不仅说明三个区域在夏季风盛行期陆面水分收支均以获得水分为主, 而且蒸散损失占降水量的比例也大致相近, 似乎与季风影响强弱没有明显关系.

本文虽然从宏观角度分析了夏季风活动期间我国北方三个典型气候环境区陆面水、热过程的主要特征及其受夏季风的影响规律, 取得了一些新的认识. 但由于"中国北方协同观测实验"中观测资料连续的站点比较少, 较难对陆面过程的空间格局进行细致分析. 同时, 由于观测资料的时间序列也较短, 研究结果还有待更长期的观测试验资料进行丰富和完善.

致谢 中国科学院大气物理研究所东亚区域气候环境重点实验室和季风亚洲全球变化区域集成研究计划为本文研究提供了资料, 中国科学院大气物理研究所的马柱国研究员为本文研究给予了支持, 在此表示感谢.

参考文献

1 Zhao Z C, Kellogg W W. Sensitivity of soil moisture to doubling CO_2 in climate model experiments. Part II: the Asian monsoon region. J Clim, 1988, 1: 367–378
2 Andre J C. HAPEX-MOBILHY. Bull Amer Meteor Soc, 1988, 68: 138–144
3 Douville H. Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part II: Interannual variability. J Clim, 2002, 15: 701–720
4 马柱国, 魏和林, 符淙斌. 土壤湿度与气候变化关系的研究进展与展望. 地球科学进展, 1999, 14: 299–305
5 布和朝鲁, 纪立人, 崔茂常. 夏季我国干旱、半干旱区陆面过程能量平衡及其局地大气环流. 气候与环境研究, 2002, 7: 61–73
6 刘宏谊, 杨兴国, 张强, 等. 敦煌戈壁冬夏季地表辐射与能量平衡特征对比研究. 中国沙漠, 2009, 29: 558–565
7 陈世强, 吕世华, 奥银焕, 等. 夏季不同天气背景条件下黑河中游不同下垫面的辐射特征. 中国沙漠, 2008, 28: 514–518
8 曾剑, 张强, 王胜. 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, 2011, 35: 483–494
9 王慧, 胡泽勇, 李栋梁, 等. 黑河地区鼎新戈壁与绿洲和沙漠下垫面地表辐射平衡气候学特征的对比分析. 冰川冻土, 2009, 31: 464–473
10 黄荣辉, 张振洲, 黄刚, 等. 夏季东亚季风区水汽输送特征及其与南亚季风区水汽输送的差别. 大气科学, 1998, 22: 460–469
11 张庆云, 陈烈庭. 近 30 年来中国气候的干湿变化. 大气科学, 1991, 15: 73–81
12 汤绪, 陈葆德, 梁萍, 等. 有关东亚夏季风北边缘的定义及其特征. 气象学报, 2009, 67: 83–89
13 张强, 胡向军, 王胜, 等. 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, 2009, 24: 363–371
14 张强, 王胜. 关于干旱和半干旱区陆面水分过程的研究. 干旱气象, 2007, 25: 1–4
15 郑景云, 尹云鹤, 李炳元. 中国气候区划新方案.地理学报, 2010, 65: 3–12
16 邹基玲, 候旭宏, 季国良. 黑河地区夏末太阳辐射特征的初步分析. 高原气象, 1992, 11: 381–388
17 Zhang Q, Wei G A, Cao X Y, et al. Observation and study of land surface parameters over Gobi in typical arid region. Adv Atmos Sci, 2002, 19: 121–135
18 Zhang Q, Wei G A, Huang R H, et al. Characteristics of hydrologic transfer between soil and atmosphere over Gobi near oasis at the end of summer. Adv Atmos Sci, 2003, 20: 442–452
19 张强. 夏季绿洲生态环境对荒漠背景地表能量过程的扰动. 生态学报, 2005, 25: 2459–2466
20 邓振镛, 张强, 王强, 等. 黄土高原旱作区土壤贮水力和农田耗水量对冬小麦水分利用率的影响. 生态学报, 2010, 30: 3672–3678