

# The Variation Characteristics of Summer Precipitation in Ordos and Its Response to Spring Surface Sensible Heat in Tibetan Plateau\*

Xueyi Xun<sup>1#</sup>, Guifeng Cui<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Inner Mongolia Autonomous Region Meteorological Observatory, Huhhot

<sup>2</sup>No.18 Middle School of Huhhot, Huhhot

Email: #xunmengfei8@163.com

Received: Jun. 10<sup>th</sup>, 2013; revised: Jul. 14<sup>th</sup>, 2013; accepted: Jul. 22<sup>nd</sup>, 2013

Copyright © 2013 Xueyi Xun, Guifeng Cui. This is an open access article distributed under the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

**Abstract:** Based on monthly ECMWF surface sensible heat flux reanalyzed data and summer precipitation data of eight meteorological observation stations in Ordos from 1967 to 2000, the variation of summer precipitation in Ordos and its response to summer surface sensible heat are analyzed. The results show that the summer precipitation was increased from south-west to north-east in Ordos. The trends of fluctuations decrease with inter-decadal variation of the summer precipitation that circles of 2 - 3 and 10 years are prominent. There are two circles of 2 - 4 and 10 years in the decadal variation of spring surface sensible heat flux in Tibetan Plateau and the trends of fluctuations decrease. The further research shows that summer precipitation in Ordos has a close relationship with spring surface sensible heat flux in Tibetan Plateau. Summer precipitation increased in Ordos when the spring surface sensible heat flux in Tibetan plateau showed a trend of increase, or summer precipitation decreased.

**Keywords:** Ordos; Tibetan Plateau; Summer Precipitation; Surface Sensible Heat; Correlations Analysis

## 鄂尔多斯夏季降水变化及对春季青藏高原地面感热的响应\*

荀学义<sup>1#</sup>, 崔桂凤<sup>2</sup>

<sup>1</sup>内蒙古自治区气象台, 呼和浩特

<sup>2</sup>呼和浩特市第18中学, 呼和浩特

Email: #xunmengfei8@163.com

收稿日期: 2013年6月10日; 修回日期: 2013年7月14日; 录用日期: 2013年7月22日

**摘 要:** 基于 1967~2000 年 ECMWF 逐月地面感热通量再分析资料及鄂尔多斯八个气象观测站夏季降水资料, 研究鄂尔多斯地区夏季降水变化特征, 分析该地区夏季降水对高原春季地面感热的响应。结果表明: 鄂尔多斯夏季降水由西南向东北依次增加, 年代际降水呈波动减少趋势, 年际变化具有 2~3 年和准 10 年的周期演变特征; 高原春季地面感热通量存在 2~4 年和准 10 年振荡周期, 总体呈减小趋势; 进一步研究表明, 高原春季地面感热通量与鄂尔多斯夏季降水关系密切, 当高原地面感热通量呈增加趋势时, 鄂尔多斯夏季降水趋于增加, 当高原地面感热通量呈减小趋势时, 鄂尔多斯夏季降水呈减少趋势。

**关键词:** 鄂尔多斯; 青藏高原; 夏季降水; 地面感热; 相关分析

\*基金项目: 中国气象局预报员专项项目(CMAYBY2013-012)资助。

#通讯作者。

## 1. 引言

本当今世界,全球气候的异常变化已经是众所周知的事实,也是科学家最为关注的课题之一,而降水是影响某地区气候变化的重要因素,降水量的变化直接影响着该地区的农牧业生产和人们的物质生活,特别是在当前气候异常的情况下,干旱和洪涝灾害频繁发生,给国家和人民造成了巨大损失<sup>[1]</sup>。因此,降水变化研究是气候变化研究的核心内容,年际和年代际降水变化在全球和区域旱涝灾害研究中尤其重要。

整个高原,无论是东部、西部或喜马拉雅山脉,全年都有感热通量从地面输给大气<sup>[2]</sup>。青藏高原(简称高原)夏季作为热源<sup>[3]</sup>在大气环流中一直被气象学家重视,迄今为止,对高原热源作用的研究已经取得了一系列成果<sup>[4-12]</sup>。短期气候预测研究在全球变化研究中有着举足轻重的地位<sup>[13]</sup>,近年来,许多专家将研究视野转向了高原加热作用对气候变化诸如降水变化影响的研究,罗会邦等<sup>[14]</sup>认为高原东部大气热源异常对我国降水具有明显影响,热源时间序列与我国降水有较好的关系;李栋梁等<sup>[15]</sup>在研究中国降水对高原地面感热异常的响应时指出,高原地面感热模态不同,中国降水的时空分布特征随之变化;杨莲梅等<sup>[16]</sup>得出南疆夏季降水异常与高原地表潜热通量密切相关的结论,南疆夏季降水与高原北部地表潜热通量呈显著正相关,与南部则为反相关。但是,这些研究还仅限于同期高原热力作用与中国降水的变化关系,很少涉及到高原感热对中国降水的预测作用。宁亮等<sup>[17]</sup>利用SVD方法对高原感热关键区与中国东部地区降水关系进行分析,指出高原感热与华北汛期降水是正相关的,而与江淮和华南是微弱的负相关,对中国降水具有指示作用;赵平等<sup>[18]</sup>在研究高原大气热源与中国降水的关系时明确指出,高原春季热源对随后的夏季中国江淮地区、华南地区和华北地区降水有较好的指示意义;段安民等<sup>[19]</sup>也明确提出4~6月高原感热加热可作为东亚地区,特别是中国江淮地区降水短期气候预测的参考依据。

中国小区域降水对高原热源的响应作用尚不清楚,该领域的研究成果也相对较少,本文将着眼于鄂尔多斯夏季降水的时空演变特征,分析对高原春季地面感热加热作用的响应,对高原春季地面感热通量与鄂尔多斯夏季降水的相关关系进行分析,最后进一步

分析高原春季地面感热对鄂尔多斯夏季降水的影响机制。

## 2. 资料与方法

### 2.1. 资料选取

本文利用的地面感通量热资料是1967~2000年格距为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 简称为ECMWF)逐月再分析资料,夏季降水资料来自鄂尔多斯的杭锦旗、达拉特旗、东胜、准格尔旗、伊金霍洛旗、鄂托克旗、乌审旗和鄂托克前旗等八个气象观测站。

### 2.2. 方法简介

计算鄂尔多斯夏季降水34年平均及标准差表示夏季降水的气候特征,将降水资料经EOF(Empirical Orthogonal Function)分解后的第一个主成分分量,代表各年鄂尔多斯夏季降水不同空间型的时间变化项,与高原春季地面感热通量进行相关分析;利用小波变换研究鄂尔多斯夏季降水和高原春季地面感热通量的变化特征及振荡周期;而后对高原春季地面感热通量与鄂尔多斯各测站夏季降水进行相关分析。

EOF(Empirical Orthogonal Function)方法<sup>[20]</sup>即经验正交函数展开法,可用于气象要素场的分解。设气象要素场 $F = f(t, x)$ ,其中, $t$ 表示时间, $x$ 表示空间点编号。以 $F(i = 1, 2, \dots, m, j = 1, 2, \dots, n)$ 表示第 $i$ 次时间第 $j$ 个空间点上气象要素的观测值,其中, $m$ 为时间序列的长度, $n$ 为测站数。基本原理是将气象要素场 $F$ 分解为只与时间和空间有关的两部分,与空间有关的部分由正交函数组成,称为特征向量;与时间有关的部分表示正交函数随时间的变化,称为时间系数。整个过程可以写成:

$$F_{m \times n} = T_{m \times n} X_{m \times n}$$

其中 $F_{m \times n}$ 是原气象要素场, $T_{m \times n}$ 是时间系数矩阵; $X_{m \times n}$ 矩阵由特征向量组成。利用求矩阵特征值的方法求出 $R = FF'$ 阵的特征值,然后求出各种特征值对应的特征向量,最后求得特征向量对应的时间系数。

对满足一定条件的小波函数 $\psi(t)$ <sup>[20]</sup>,时间序列 $f(t) \in L^2(R)$ 的小波变换为

$$W_f(a, b) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \psi_{ab}^*(t) dt = \frac{1}{\sqrt{a}} f(t) \psi^*\left(\frac{t-b}{a}\right) dt,$$

其中： $W_f(a,b)$ 称为小波变换或小波系数； $\psi_{ab}^*(t)$ 为复共轭函数； $a > 0$ 为尺度因子，反应了小波的周期长度； $b$ 为时间因子，反应了在时间上的平移。

小波变化把原始信号  $f(t)$  转化到时间-频率平面上，可以把原始信号中看不见的信息在时频域上显示出来。通过小波分析，得到时间序列在任一时刻的频率特征及在时间-频率上的变化特征。本文采用墨西哥帽小波进行变换。

### 3. 鄂尔多斯夏季降水的气候变化特征

#### 3.1. 鄂尔多斯夏季降水的气候特征

为对鄂尔多斯夏季降水做出更好预测，需要研究降水的气候特征，即降水量的月、季、年、年代际等时间演变趋势以及空间分布特征。图1为鄂尔多斯8个气象观测站1967~2000年夏季降水的多年平均(a)及其标准差(b)，从34年鄂尔多斯夏季降水平均值图1(a)中可以看出，降水由西南向东北增加，降水量由西南部的159 mm增加到东北部的257 mm。以109°E为界，分界线两侧降水中心类型不同，分界线以西，在鄂托克旗、杭锦旗两个气象观测站附近分别出现一个降水低值中心，称为少雨中心，分界线以东，在东胜附近存在一个明显的降水高值中心，称为多雨中心。

下垫面的不同使区域气候变化特征产生差异<sup>[21]</sup>，鄂尔多斯夏季降水的这种空间分布特征与该区的地形分布有关，两个少雨中心均处在水汽匮乏的低谷区，东胜多雨中心则位于鄂尔多斯台地<sup>[22]</sup>的东南迎风坡上。鄂托克旗少雨中心区，四面环山，内部缺乏水汽供给源，外部低层水汽受环山影响，尤其南边的黄土高原，将低层的大部分水汽阻挡在黄土高原以外，东南源源不断西北上的水汽遇到鄂尔多斯台地，气流发生偏转，西和西北气流远离海洋和水源，携带至该地区的气流水汽含量相对匮乏；杭锦旗少雨区东、南、西三面濒临高山，尽管北面毗邻黄河，但少雨中心区与黄河被库布其沙漠阻隔，水汽条件受沙漠地貌的影响，致使黄河的供给不足以使杭锦旗少雨中心区的水汽条件得到有力改善。东胜多雨中心区则具备较好的水汽条件和成雨因素，多雨中心区处在鄂尔多斯台地的迎风坡上，北面和东面濒临黄河，东及东南水汽的西北输送，受鄂尔多斯台地影响，随地形的升高而逐渐抬升，气流携带的水汽在东胜附近不断积聚，最

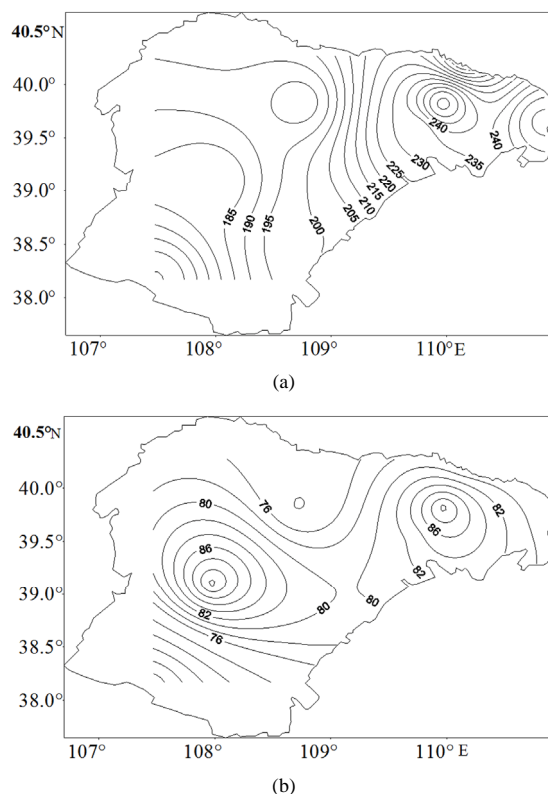


Figure 1. The normality of annual precipitation (a) and standard deviation (b) in Ordos

图1. 多年平均鄂尔多斯夏季降水(a)及标准差(b)

终水汽凝结降落，形成降水。

从夏季降水标准差图1(b)可以看出，降水年际变化大的地方与降水中心相一致，即统计意义上的降水高、低值中心其年际变化也大，说明降水年际变化特征受地形的影响也较大。

#### 3.2. 鄂尔多斯夏季降水的时间演变趋势

图2给出了鄂尔多斯夏季降水EOF分析后的前2个特征向量场，其方差占总体方差贡献的76.2%，几乎包含了鄂尔多斯夏季降水分布特征的所有信息。将第一个特征向量场(图2(a))与多年平均鄂尔多斯夏季降水(图1(a))进行比较，二者空间分布特征具有较好的一致性，这种空间配置意味着，可以将鄂尔多斯夏季降水资料经EOF分解后的第一个主成分量，代表各年夏季降水不同空间型的时间变化项，作为鄂尔多斯历年夏季降水的时间系数序列，来合理分析鄂尔多斯夏季降水的时间演变趋势。第二载荷向量为西正东负型，载荷向量零等值线在109°E附近，反映了鄂尔多斯夏季降水与夏季降水分布特征相反，呈由西向东

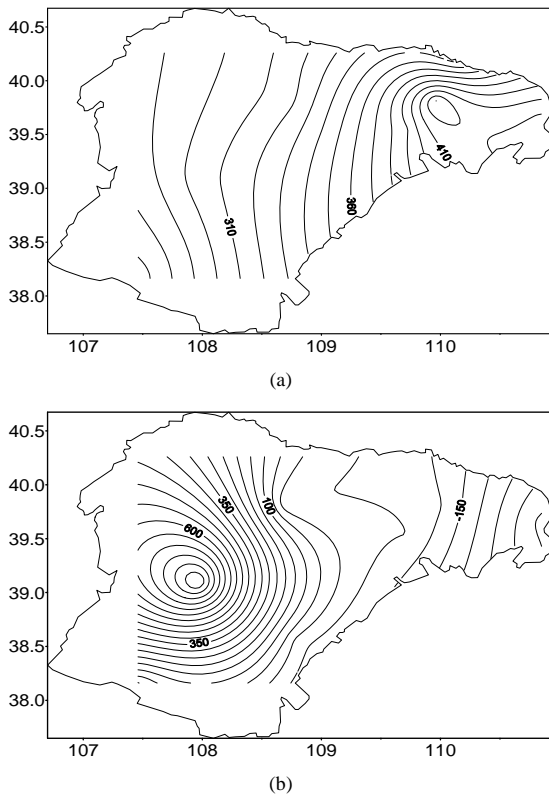


Figure 2. The EOF1 (a) and EOF2 (b) of summer precipitation in Ordos

图 2. 鄂尔多斯夏季降水第一特征(a)和第二(b)特征向量

逐渐减少的分布特征，并且中心位于(39°N, 108°E)附近(图 2(b))。这可能与影响鄂尔多斯夏季降水的系统有关，其中的影响机制有待进一步研究。

第一模态时间系数的变化趋势反映了鄂尔多斯夏季降水的气候变化特征，从图 3(a)可以看出，鄂尔多斯夏季降水气候变化呈波动减少趋势，20 世纪 70 年代中期以前，鄂尔多斯夏季降水呈减少趋势，之后呈缓慢增加趋势，进入 90 年代以后，再次呈现出明显的减少趋势。同时从鄂尔多斯降水的功率谱图 3b 可以看出， $k=2$  时的功率谱为一峰值，且明显超过标准谱，故第一个显著性周期为 10.25 年，另外， $k=3$  时的功率谱为第二个峰值，比较接近标准谱，故另一个显著性周期为 2.75 年。因此，鄂尔多斯夏季降水量存在 3 年左右和准 10 年的周期振荡。

将鄂尔多斯夏季降水第一模态时间系数进行小波变换，得到小波系数实部等值线图 4(a)。图中小波系数中心值对应的横坐标值为年代，纵坐标值为周期，实线表示降水处于丰沛期，虚线表示处于匮乏期。从图 4(a)可以看出，鄂尔多斯夏季降水存在 2 个特征

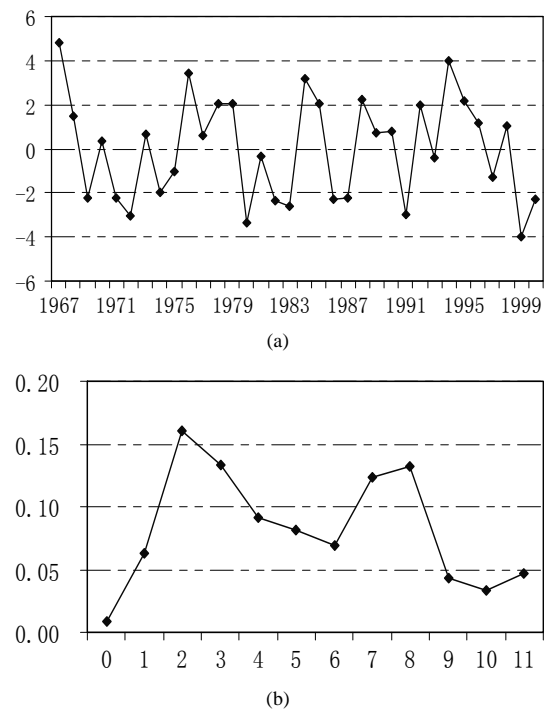


Figure 3. The EOF1 time coefficient (a) and power spectrum (b) of precipitation in Ordos

图 3. 鄂尔多斯降水 EOF 第一模态对应的时间系数(a)及功率谱图(b)

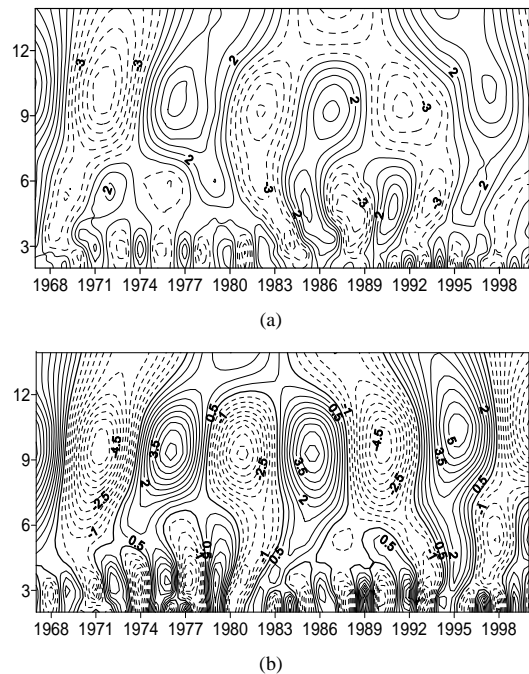


Figure 4. Wavelet transformation of EOF1 time coefficient of precipitation in Ordos (a) and spring surface sensible heat flux in Plateau (b)

图 4. 鄂尔多斯降水 EOF 第一模态对应的时间系数(a)和高原春季地面感热通量(b)小波变化

时间尺度，分别为 2~3 年和 9~11 年振荡周期。10 年

左右时间尺度在 34 年中始终存在, 且振荡周期比较稳定; 3 年左右的时间尺度降水周期性振荡特征在 80 年代中期以前比较明显, 之后被 2 年左右时间尺度代替。需要指出的是, 2~3 年周期振荡与高原夏季风准 2 年周期振荡存在一致性关系, 10 年周期与 10~14 年周期也具有较好的一致性<sup>[23]</sup>, 从而进一步说明隆起的高原大地形对鄂尔多斯夏季降水的影响是不可忽视的。

#### 4. 鄂尔多斯夏季降水对高原春季地面感热通量的响应

##### 4.1. 高原春季地面感热通量的时间变化特征

计算高原(27.5°N~37.5°N, 80°E~100°E)面积分的春季地面感热通量, 计算结果与鄂尔多斯夏季降水第一特征向量时间系数进行对比。春季地面感热通量变化趋势(图略)与 EOF1 时间系数的变化趋势(图 3(a))相近, 70 年代中期以后更为明显。统计分析结果也表明, EOF1 时间系数与春季地面感热通量的相关系数为 0.362, 通过了 0.05 的显著性检验, 统计 34 年中位相变化关系, 同位相 21 年, 占 61.8%, 由此说明高原春季地面感热通量对鄂尔多斯夏季降水具有较好的指示意义。

高原春季地面感热通量与鄂尔多斯夏季降水年际变化特征也具有较好的一致性。从春季地面感热通量小波分析图 4(b)中可以看出, 春季地面感热通量存在两个明显的特征时间尺度, 2~4 年和准 10 年振荡周期在 34 年中始终存在, 且准 10 年振荡周期更明显, 更稳定, 这种特征与 EOF1 时间系数小波分析(图 4(a))进行对比, 春季地面感热通量 2~4 年周期与鄂尔多斯夏季降水 2~3 年振荡周期较一致, 春季地面感热通量准 10 年周期与鄂尔多斯夏季降水 10 年振荡周期也较一致。

##### 4.2. 鄂尔多斯夏季降水与高原春季地面感热通量的关系

上述分析表明, 高原春季地面感热通量与鄂尔多斯夏季降水相关性显著, 将各测站夏季降水与高原春季地面感热通量进行相关分析。图 5 给出了相关系数的空间分布形势, 从图中可以看出, 鄂尔多斯夏季降水与春季地面感热通量呈正相关关系, 相关系数最大

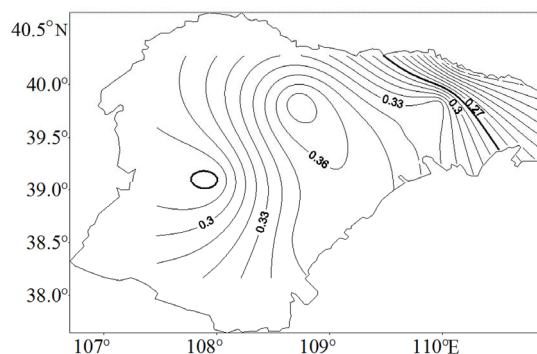


Figure 5. Correlative coefficient of spring surface sensible heat flux in plateau and summer precipitation in Ordos  
图 5. 鄂尔多斯夏季降水与春季高原地面感热通量的相关系数

值达到 0.38, 大于 0.27 的相关系数几乎完全覆盖了鄂尔多斯, 只有东北部较小地区的相关系数小于 0.27, 进一步说明了高原春季地面感热通量对鄂尔多斯夏季降水的预测具有指示作用。

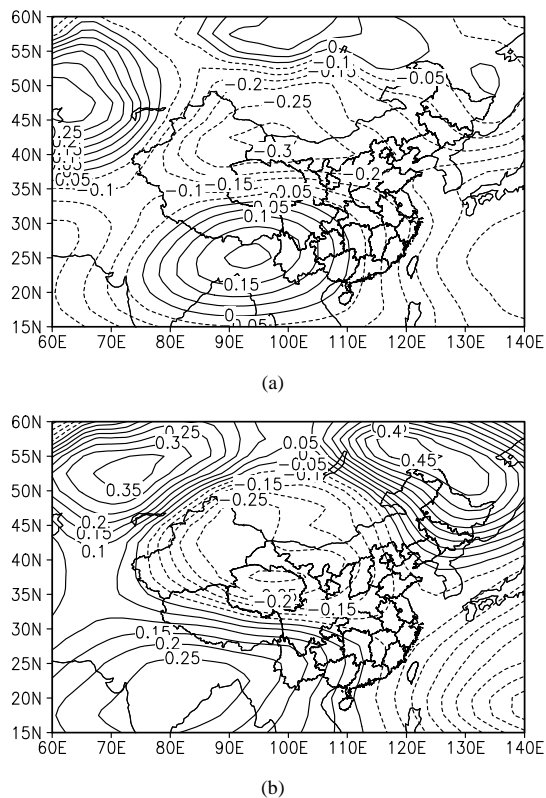
李栋梁等<sup>[15]</sup>在高原地面感热对北半球大气环流和中国气候异常影响的研究中认为, 高原热力作用对气候异常的影响是通过大气环流来实现的。图 6 是高原春季地面感热通量和鄂尔多斯夏季降水第一主分量与夏季 500 hPa 高度场的相关系数空间分布。通过比较发现, 相关系数的空间分布特征十分相近, 高原南部是正相关关系, 中国东南沿海呈现一致的负相关; 鄂尔多斯地区是负相关关系, 鄂尔多斯负相关区以北是正相关关系。高原地面感热通量与夏季 500 hPa 高度场相关关系和鄂尔多斯夏季降水第一主分量与夏季 500 hPa 高度场相关关系较好的空间对应关系, 更进一步说明, 鄂尔多斯夏季降水对高原春季地面感热场的加热作用异常敏感。

## 5. 结论

本通过对鄂尔多斯夏季降水气候变化特征及其对高原春季感热响应的分析, 得出以下结论:

- 1) 鄂尔多斯夏季降水空间分布特征受区域地形的影响, 降水由西南向东北依次减少; 降水年际变化大的地区与统计多雨中心和少雨中心一致。
- 2) 鄂尔多斯夏季降水和高原春季地面感热通量气候变化呈波动减少趋势; 鄂尔多斯夏季降水具有 2~3 年和 10 年左右的振荡周期, 并以 10 年振荡周期最明显, 最稳定; 高原春季地面感热存在 2~4 年和准 10 年振荡周期; 鄂尔多斯夏季降水 2~3 年周期振荡与高原春季地面感热准 2~4 年周期振荡存在一致性关





**Figure 6. The correlation coefficient of the spring surface sensible heat flux in plateau (a) and EOF1 of summer precipitation in Ordos (b) with 500 hPa geopotential height**  
**图 6. 高原春季地面感热通量(a)和鄂尔多斯夏季降水第一主分量(b)与夏季 500 hPa 高度场的相关系数**

系,鄂尔多斯夏季降水与高原春季地面感热通量的 10 年周期也具有较好一致性。

3) 高原春季地面感热通量对鄂尔多斯夏季降水有显著影响,当春季地面感热通量呈增加趋势时,鄂尔多斯夏季降水趋于增加,当春季地面感热通量呈减少趋势时,鄂尔多斯夏季降水趋于减少,并且鄂尔多斯夏季降水对高原春季地面感热通量的响应是通过大气环流来实现的。

高原春季地面高热通量与鄂尔多斯夏季降水的正相关关系,可作为预测鄂尔多斯夏季降水的参考信息,为气象工作者对鄂尔多斯夏季降水预测提供一些参考依据。

## 参考文献 (References)

[1] 白爱娟,施能,方建刚. 陕西省降水量变化的区域特征分析

[J]. 高原气象, 2005, 24(4): 635-641.

[2] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1979.

[3] 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层的热量平衡[J]. 气象学报, 1957, 28(2): 108-121.

[4] 叶燕华, 李栋梁, 陈晓光. 黄土高原春季降水对青藏高原感热异常的响应[J]. 中国沙漠, 2007, 27(2): 315-319.

[5] H. Flohn. Large-scale aspects of the "summer monsoon" in South and East Asia. Journal of the Meteorological Society of Japan, 1957, 35: 180-186.

[6] T. Nitta. Observational study of heat sources over the eastern Tibetan Plateau during the summer monsoon. Journal of the Meteorological Society of Japan, 1983, 61(4): 590-605.

[7] H. He, J. W. Mcginnis, Z. Song, et al. Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau. Monthly Weather Review, 1987, 115(9): 1966-1995.

[8] M. Yanai, C. Li and Z. Song. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. Journal of the Meteorological Society of Japan, 1992, 70(1B): 319-351.

[9] C. Li, M. Yanai. The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast. Journal of Climate, 1996, 9(2): 358-375.

[10] 钟海玲, 李栋梁, 魏丽. 我国北方春季沙尘暴的异常及其对冬季青藏高原地面感热的响应[J]. 中国沙漠, 2004, 24(3): 323-329.

[11] 刘新, 李伟平. 夏季青藏高原加热和北半球环流年际变化的相关分析[J]. 气象学报, 2002, 60(3): 267-277.

[12] 王鹏祥, 杨金虎. 中国西北近 45 年来极端高温事件及其对区域性增暖的响应[J]. 中国沙漠, 2007, 27(7): 649-655.

[13] 迟竹萍. 近 45 年山东夏季降水时空分布及变化趋势分析[J]. 高原气象, 2009, 28(1): 220-226.

[14] 罗会邦, 陈蓉. 夏半年青藏高原东部大气热源异常对环流和降水的影响[J]. 气象科学, 1995, 15(4): 94-102.

[15] 李栋梁, 魏丽, 李维京等. 青藏高原地面感热对北半球大气环流和中国气候异常的影响[J]. 气候与环境研究, 2003, 8(1): 60-70.

[16] 杨莲梅, 张庆云. 南疆夏季降水异常的环流和青藏高原地表潜热通量特征分析[J]. 高原气象, 2007, 26(3): 435-441.

[17] 宁亮, 钱永甫. 北非和青藏高原感热振荡特征及与我国东部夏季降水的关系[J]. 高原气象, 2006, 25(3): 357-365.

[18] 赵平, 陈隆勋. 35 年来青藏高原大气热源气候特征及其与中国降水的关系[J]. 中国科学: D 辑, 2001, 31(4): 327-332.

[19] 段安民, 刘屹岷, 吴国雄. 4~6 月青藏高原热状况与盛夏东亚降水和大气环流的异常[J]. 中国科学: D 辑, 2003, 33(10): 997-1004.

[20] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预报技术[M]. 北京: 气象出版社, 2007.

[21] 任健美, 尤莉, 高建峰等. 鄂尔多斯高原近 40a 气候变化研究[J]. 中国沙漠, 2005, 25(6): 874-879.

[22] 鄂尔多斯高原[URL], 2009. <http://every.nmgnews.com.cn/index.php?doc-view-433.html>

[23] 齐冬梅. 南亚高压活动与高原季风演变的关系分析[D]. 中国气象科学研究院, 2008.