

7-9

青藏高原加热场对中国夏季降水的影响

p426. 615

王新增

(中国人民解放军89820部队气象室, 河南 洛阳 471003)

摘要: 利用青藏高原秋季 0.8 m 地温资料, 对青藏高原加热场进行描述。通过对高原加热场与我国夏季降水的相关性分析发现, 高原加热场与我国夏季降水呈负相关关系。

关键词: 青藏高原; 加热场; 夏季降水; 0.8 m 地温; 相关性

中图分类号: P426 615

文献标识码: A

文章编号: 1004-6372(1999)03-0007-03

1 引言

青藏高原海拔高, 面积大, 地形复杂, 对全球气候有显著影响。许多人研究了青藏高原对我国及东亚环流的影响^[1], 而对高原加热场状况的研究却较少。青藏高原夏季是一个强大的热源, 对我国降水有重大影响。本文利用高原 0.8 m 地温资料, 对加热场进行了描述, 并探讨了高原加热场与我国夏季降水的相关性, 找出了高原加热场与我国夏季降水呈负相关的规律。

2 高原加热场描述

下垫面热力条件对长期天气过程的影响是近年来比较重视的研究课题^[2]。为更好地表征下垫面的热力状况, 对中、低纬海面一般用海表温度 (SST)^[3] 来表征, 对高纬度下垫面热力状况用海冰^[4] 来表征, 而对陆地下垫面热力状况用地表温度表征比较合适。本文利用高原地温作为指标来表征高原加热场的热力状况, 并讨论高原加热场对我国夏季降水的影响。

取高原南部的日喀则 (29.13°N, 88.55°E)、拉萨 (29.42°N, 94.21°E)、林芝 (29.33°N, 94.21°E), 高原东部的昌都 (31.11°N, 96.56°E) 及高原北部的香日德 (36.02°N, 97.48°E) 代表整个高原; 取 0.8 m 地温代表加热场。所用资料年代为 1966~1996 共 31 年。首先利用资料求月距平, 然后以每年 9、10、11 月份的 0.8 m 地温距平的平均值作为秋季低温距平进行计算, 得到 0.8 m 地温距平随时间 (年) 变化曲线 (图略)。

由地温距平变化曲线可以看出: 高原加热场 (地温) 年际变化明显, 各站的变化趋势也不一样。其中, 日喀则、拉萨、林芝站年际变化基本一致, 昌都、香日德的变化趋势与上述 3 站的差别较大, 并且昌都和香日德的年际变化也不相同。这与 5 站在高原所处的位置有关。高原的热量来源主要是感热通量、感热通量与阻曳系数有关, 而阻曳系数又与地形有关, 因此高原加热场的变化趋势可能与高原地理位置或地形有关。季国良等^[5] 曾用实测资料进行计算, 结果发现高原各区加热场存在差别。

通过计算高原 5 站 0.8 m 地温距平的平均值, 得到高原 5 站 0.8 m 地温距平平均值随时间 (年) 变化曲线 (图 1)。由图 1 可以看出, 高原加热场的年变化也很明显。

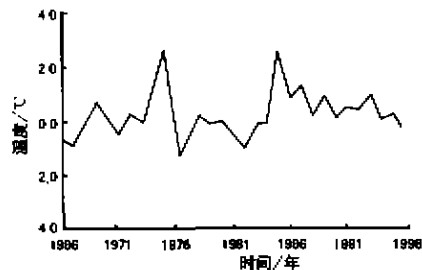


图 1 高原 5 站秋季地温距平随时间变化图

3 高原秋季地温和我国夏季降水的关系

使用资料: 中国气象局 160 个标准站 1966~1996 年的降水资料和高原 5 站 0.8 m 地温资料。

设 $P_{i,j}$ 为第 i 站第 j 年的降水距平, $t_{k,j-1}$ 为高原第 k 站第 $j-1$ 年秋季地温距平, $R_{i,k}$ 为第 i 站的降水序列 $P_{i,j}$ 与高原第 k 站的地温距平序列 $t_{k,j-1}$ 的相关系数, 则有:

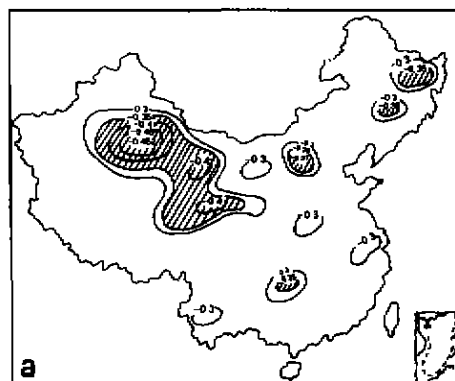
$$R_{i,k} = \frac{\sum_{j=1}^N (P_{i,j} - \bar{P}_i)(t_{k,j-1} - \bar{t}_k)}{\sqrt{\sum_{j=1}^N (P_{i,j} - \bar{P}_i)^2 \sum_{j=1}^N (t_{k,j-1} - \bar{t}_k)^2}}$$

式中, N 为所用资料的年数, 取 $N=31$;

$$\bar{P}_i = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N P_{i,j};$$

$$\bar{t}_k = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N t_{k,j-1}$$

由上式计算出的相关系数得到图 2。



收稿日期: 1999-02-21

河南气象 1999 年第 3 期

• 7 •

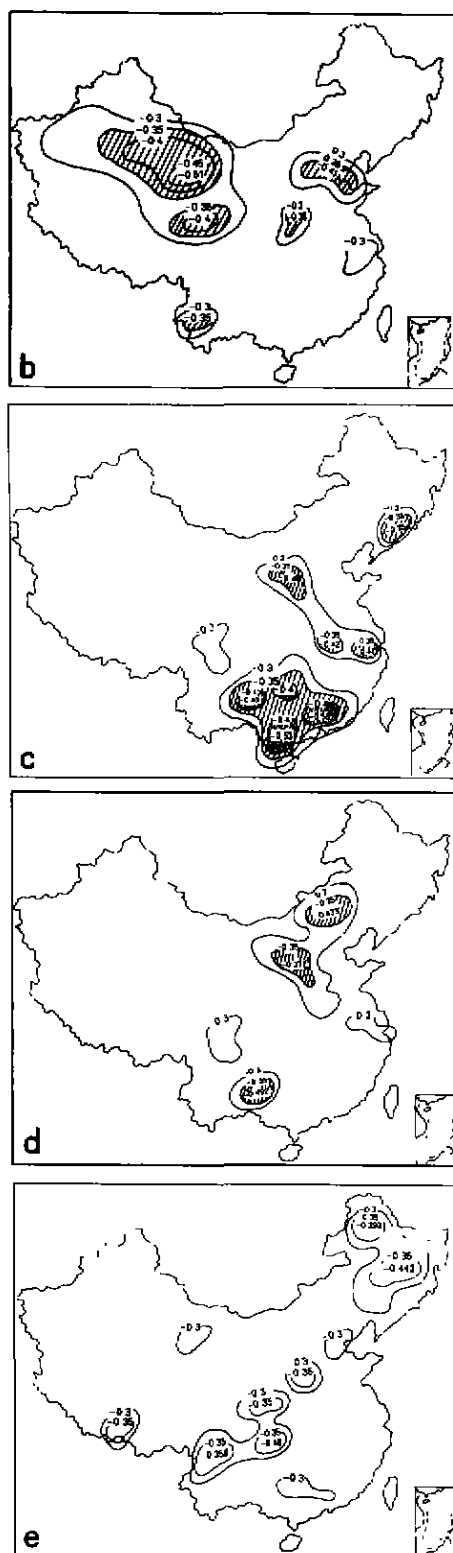


图2 高原5站秋季地温距平与次年夏季我国降水相关图
a~e 分别为日喀则、拉萨、昌都、林芝和香日德地温距平与我国夏季降水相关图

图2只画出相关系数 $|R_{1,2}| \geq 0.3$ 的等值线,等值线间隔0.05, ± 0.3 以内的值表示信度为90%时的相关临界值的相关系数,阴影区表示信度为95%时的相关临界值的绝对值 $\geq \pm 0.35$ 的相关系数。

从图2a可以看出:日喀则站上年秋季0.8 m地温与我国

· 8 ·

西北地区及长江下游、川东、山西省北部到内蒙古等地区夏季降水相关关系较好,并且为负相关,极值区出现在我国西北地区和山西北部地区,分别为-0.425、-0.373,均超过95%信度临界值。由此可见,当秋季日喀则地温偏高时,上述地区次年夏季降水偏少;反之,降水则偏多。

从图2b可以看出:拉萨站上年秋季0.8 m地温与我国西北部及黄河下游地区夏季降水呈明显负相关,在甘肃北部有一-0.501的极值,青海北部有一-0.414的极值,二极值均超过95%信度临界值。由此可见,当拉萨站上年秋季0.8 m地温偏高时,黄河下游、甘肃西北部、青海北部等地区夏季降水偏少;反之,降水偏多。

从图2c可以看出:昌都站秋季地温与次年夏季降水相关关系较好的地区有华南、华北部分地区及长江下游部分地区,且均为负相关。其中,与华南地区相关最显著,在广东东南沿海和海南北部分别有-0.560、-0.537的极值区,在广西中部及湖南南部分别有-0.492、-0.456的极值区,上述极值均超过95%信度临界值。由此可见,昌都站秋季地温对次年降水的影响区主要集中在以上地区。

图2d表明:林芝站秋季地温与我国内蒙古东部、山西北部、河北南部、四川盆地及广西等地区次年夏季降水相关关系较好,且为负相关。其中,在内蒙古东部和广西区分别出现-0.433、-0.492的极值区。由此可见,林芝站秋季地温偏高,上述地区次年夏季降水偏少;反之则偏多。

从图2e可以看出:香日德站秋季地温与次年我国夏季降水相关显著的地区为东北地区、高原南部、四川盆地、陕西南部等地。其中,与四川盆地相关特别显著,极值达-0.528。由此可见,香日德秋季地温变化主要影响上述地区次年夏季降水,并且对四川盆地影响最大。

上述分析表明,高原不同部位的加热场对我国次年夏季降水的影响区域不同:高原东部加热场主要影响华南地区,高原南部主要影响我国北部地区,高原北部主要影响四川盆地。这与前面描述的高原加热场有3种类型是一致的。

把高原5站秋季0.8 m地温距平的平均值序列和中国160个标准站夏季降水序列代入上述公式计算,得到图3。

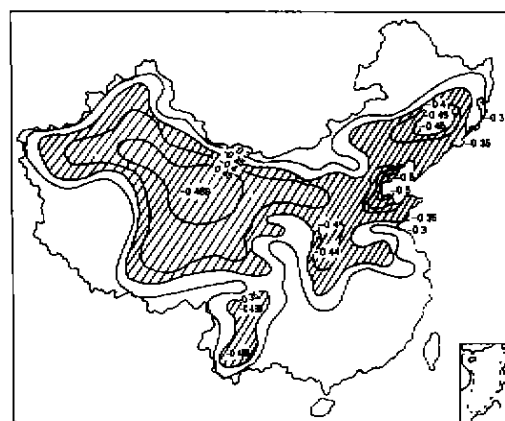


图3 高原5站秋季平均地温距平与次年夏季我国降水相关图

由图3可看出:高原秋季地温与除华南以外的大部分地区次年夏季降水都有显著的相关关系,包括高原本身;相关特别显著的为我国的东北、西北、西南及黄河中下游地区,极值

河南气象 1999年第3期

9-10

三门峡市关键农事季节降水量预报业务系统

张雪民, 杨德平, 李德录

(三门峡市气象局, 河南 三门峡 472000)

p457.6

摘要: 本系统设置春播、三夏、麦播 3 个预报业务模块和回归方程系数计算模块。采用人机交互方式, 照屏幕提示直接输入 3 个预报模块所需要的从国家以及省气象信息网络终端接收到的与预报对象相关较好的数值预报产品因子值和本站实况资料后, 可自动对输入的原始数据进行 0.1 化处理并代入预报方程计算, 对计算结果与预报临界值进行比较和判断, 然后把春播期 0~48 h 有、无雨以及有、无 10 mm 降水预报和三夏期、麦播期的降水量趋势预报结果根据需要输出到计算机屏幕或打印机。回归方程系数计算模块运行后, 照屏幕提示能够对新的回归系数方程组的系数矩阵进行求解, 从而建立新的预报方程。对主程序稍加修改可以增加新的系统模块。对相应系统模式的预报方程和原始资料编码范围进行修改, 即可变成适合本地使用的预报制作系统。

关键词: 农事季节; 降水量; 预报系统**中图分类号:** P457.6**文献标识码:** B**文章编号:** 1004-6372(1999)03-0009-02

降水预报

1 研究内容

以春播、三夏和麦播三个关键农事季节的降水量为预报对象, 分为预报方程和人机交互系统的建立两个步骤来完成。

2 预报方程的建立

2.1 春季短期分级降水预报方程的建立

2.1.1 预报对象

选用春播期(4~5月)0~48 h 的晴雨预报和 ≥ 10 mm 过

收稿日期: 1999-03-21

程预报两个量级作为预报对象 P 。

2.1.2 预报因子

选择逐日日本预告图上三门峡市降水量、欧洲中心 500 hPa 预告图上南支槽前等高线条数、700 hPa 高空图上酒泉或北京 24 h 变压、700 或 500 hPa 图上河套西部影响系统和单站东风伴增湿(增压)等 5 个相关性较好的因子作为样本资料。

2.1.3 各因子编码

X_1 : 当天日本预告图 E02、E03、S04 上, 其中之一预报三门峡市有降水量时, $X_1=1$, 否则为 0。

分别为 -0.456、-0.439、-0.489、-0.440。由此可见, 当高原加热场加强时, 次年我国大部分地区降水将偏少; 反之, 降水将偏多。

图 3 还可以看出, 高原平均加热场与华南地区夏季降水关系不太密切。这可能是由于华南处于较低纬度, 又临近西太平洋, 夏季降水受副高和海洋加热场影响较大, 因而与青藏高原加热场的相关关系不太密切。

此外, 还计算了秋季高原 5 站 0.8 m 地温及 5 站平均地温和我国春季(3~5月)降水的相关系数, 结果发现, 高原上年秋季地温与我国本年春季降水的关系没有与夏季降水的关系明显。

我国处于西风带中, 当大气翻越高原时, 由于高原对大气的热力和动力作用, 在高原上空形成上升区, 在高原东侧下沉, 从而影响我国降水。如果高原加热场过强, 下沉区可能会在西太平洋上。这样, 不仅我国降水偏少, 同时也影响到太平洋地区的降水。

4 高原加热场特别异常与我国降水

取 0.8 m 地温距平 > 1.0 $^{\circ}\text{C}$ 的年份为异常偏暖年, < -1.0 $^{\circ}\text{C}$ 的年份为异常偏冷年。由图 1 可以看出, 1975、1985、1987 年为高原异常偏暖年, 对应次年夏季我国降水偏少; 1977、1982 年为高原异常偏冷年, 对应次年夏季我国降水偏多。这与黄忠恕^[2]所得结果不同。这也说明, 用 0.8 m 地温

表示高原加热场和用地温表示高原加热场是有区别的。

5 结论

(1) 青藏高原秋季加热场(地温)年际变化明显; 高原不同部位加热场年际变化趋势不同, 这和加热场在高原的地理位置有关。

(2) 高原秋季加热场异常与我国夏季降水呈明显的负相关, 即影响我国夏季降水, 而对春季降水影响较小。

(3) 不同部位的高原加热场异常, 影响我国夏季不同区域的降水; 高原北部加热场的异常, 主要影响四川盆地夏季降水; 高原东部加热场的异常, 主要影响华南地区夏季降水; 高原西部加热场异常, 主要影响我国北部夏季降水。

(4) 高原加热场特别异常年, 即冷年和暖年, 对应我国次年夏季降水偏多和偏少。

参考文献:

- [1] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1979.
- [2] 黄忠恕. 青藏高原加热状况与长江流域旱涝关系的初步分析[A]. 张基嘉主编. 长期天气预报文集[C]. 北京: 气象出版社, 1981. 57~65.
- [3] 李麦村, 吴仪芳, 黄嘉佑. 中国东部季风降水与赤道东太平洋海温的关系[J]. 大气科学, 1987, 11(3): 365~371.
- [4] 吕炯. 海水温度与干旱问题[J]. 气象学报, 1950, 21(1): 1~6.
- [5] 季国良, 姚兰昌, 袁福茂等. 1982 年冬季青藏高原地面和大气的加热场特征[J]. 中国科学 B 集, 1986, (12): 1163~1173.