

中国西北夏季气温变化及其对青藏高原地面感热异常响应的诊断与数值试验*

李栋梁¹⁾ 谢金南²⁾ 赵仲莲³⁾ 费晓玲⁴⁾ 李耀辉⁴⁾

1) 甘肃省气象资料中心, 兰州 730020

2) 甘肃省气象局, 兰州 730020

3) 兰州气象学校, 兰州 730021

4) 兰州干旱气象研究所, 兰州 730020

摘 要 利用陕、甘、宁、青、新五省(区) 90 个测站, 1960~1990 年历年夏季月平均气温, 采用主成分分析、旋转主成分分析和全球大气环流模式, 对中国西北夏季气温变化的时空异常特征及其对青藏高原地面感热通量强弱变化的响应进行了诊断分析和数值试验。结果表明: 中国西北地区气温变化在空间上具有较好的一致性, 但由于地形和下垫面的影响, 夏季气温异常主要表现为 6 种气候类型(区), 即青海高原区、河套区、北疆区、渭水流域区、南疆西部区、东疆-河西走廊区。50 年代以来气温演变的主要特点是除青海高原和北疆外的西北大部分地方夏季由暖变冷。当北半球 500 hPa 高度距平场呈欧亚型振荡, 则有利于中国西北大范围气温偏高(低)。青藏高原地面感热通量的异常增强, 可引起西北夏季西部偏暖, 东部偏冷。

关键词 中国西北 气温异常 青藏高原 地面感热通量 数值试验

1 引言

中国西北地区, 面积约占国土面积的 1/3。境内有青藏高原、沙漠盆地, 地形复杂, 气候差异大, 大部分地方属极度干旱和半干旱气候区。由于长期大范围的干旱, 水资源匮乏, 生态环境十分脆弱。温度变化对于植被条件较差的土壤水分保持以及河流径流量的变化具有非常大的影响。夏季气温偏低, 可造成高纬、高山地区植物生长期积温不足, 特别是农作物受到冷害影响而减产, 这已是自 80 年代以来困扰西北地区农业生产的另一个气候问题。

区域气候异常是全球变化的重要组成部分, 气候变化的复杂性在于其具有各种时空尺度。关于全球、全国气温变化的研究工作非常多, 这里不便一一列举, 代表性的工作有 Jones^[1]、张先恭等^[2]、李克让等^[3]、王绍武^[4]、丁一汇等^[5]的研究。根据作者初步研究^[6~8]和来自农业生产部门的反应, 中国西北地区气温变化最突出的问题是, 冬季大范围的持续异常偏暖和夏季新疆、河西走廊的低温。本文在前期工作的基础上, 进一步对西北夏季气温异常变化进行分析, 尤其是对变化成因方面作一些探讨, 这对于该地区的

1997-07-16 收到, 1997-10-26 收到修改稿

* 本文得到国家“九五”重中之重科技项目 96-908-05-03 专题和甘肃省气象局 95-1 课题的共同资助

短期气候预测及农牧业生产具有一定的意义。

2 资料、方法与模式

本文选取中国西北地区(陕、甘、宁、青、新)空间分布相对均匀、建站相对较早、站址相对固定的 90 个测站 1960~1990 年(代表站 1951~1996 年)历年夏季各月平均气温,同期青藏高原地面感热通量距平指数^[9]和北半球 500 hPa 高度场资料。为了消除地理位置和月际差异对地面资料的影响,对 1960~1990 年的 93 个夏季月(每个夏季取 6、7、8 月)的气温资料采用 1961~1990 年的平均值和标准差进行逐站逐月标准化处理。这样,每个站的方差为 1,气温场的总方差为 90。对经过标准化处理的气温场采用文献[10]的方法,进行主成分分析(EOF)和旋转主成分分析(REOF)。

时间序列的分析采用二阶主值函数

$$Y(t) = C_0 + C_1 t + C_2 t^2, \quad (1)$$

式中, t 表示年份序号, C_0 、 C_1 、 C_2 为系数,由最小二乘法求得。

利用青藏高原地面感热通量距平指数^[9]与中国西北气温进行相关分析,以得到高原感热与西北气温变化关系的诊断事实;用西北气温的主分量与北半球 500 hPa 高度场的相关得到西北气温异常的环流背景。

数值模式采用 IAP 2-L AGCM^[11],其物理过程等价于 OSU AGCM 的 COMP₃,即增加了水汽的垂直通量,降雪、蒸发和溶解;修正了大尺度降水,积云对流参数化,辐射过程,大气热量和水汽收支,地面水循环和温度的计算以及 $u-v$ 和 π 格点上的地面风。为了叙述的方便,这里仅给出地面感热通量

$$H_s = \rho_a c_p C_D V_s (T_g - T_a), \quad (2)$$

模式的主要预报量包括地面气压、温度、水平风速、水汽含量、土壤湿度和温度以及雪量。

3 气温场的分解

中国西北 90 个测站夏季月平均气温标准化值经 EOF 和 REOF 展开,得出的前 10 个主分量和旋转主分量的方差贡献列于表 1。可以看出,旋转前第 1 主分量占总方差的 1/3 以上,前 3 项可占到 2/3,前 6 项达 81%,其收敛性还是比较好的。旋转后的前 2 个主分量的方差贡献分别比旋转前减小了 13.9% 和 6.6%,这正是 Horel^[12]和 Hoskins 等^[13]指出的在传统 EOF 分析中,第 1 个主分量被过高地估计到与整个场尺度相当的现象。旋转是线性变换,每个旋转主分量都是 10 个主分量的线性组合。

表 1 前 10 个主分量和旋转主分量占总方差的贡献率

序 号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	合计
主分量	36.1	20.6	9.3	6.6	4.6	3.8	2.1	1.9	1.4	1.2	87.6
旋转主分量	22.2	14.0	12.8	12.3	9.9	8.7	2.2	2.0	1.8	1.6	87.6

图1给出西北夏季气温经EOF分解的前3个载荷向量。第1载荷向量除在新疆西部有微小的负值外,西北地区绝大部分区域呈一致的正值。第1载荷向量的大值区在西北中东部,表明这里是西北夏季气温异常的敏感区,中心载荷向量达+0.89(图1a)。第2载荷向量突出反映了青海高原在夏季气温变化中与外围地区的显著差异。图1b 0等值线与青海高原地形廓线基本一致,高原西北部的柴达木盆地与南疆盆地保持一致。高原气温异常中心在青海南部,载荷向量-0.68。高原以外地区气温异常最显著,与高原呈明显的反相变化的是北疆,有+0.80以上的载荷向量(图1b)。西北夏季气温异常的第3个特点是东西差异,自东向西呈负-正-负的气温距平结构或正-负-正的距平。有3个气温距平中心,即渭水流域、柴达木盆地和南疆西部(图1c)。第1个载荷向量所反映的气温异常的空间尺度较大,说明西北夏季气温变化中大范围的异常受大尺度环流背景或者说受全球变化的影响;第2、3载荷向量所反映的次区域尺度的异常型可能与青藏高原热力作用有关。

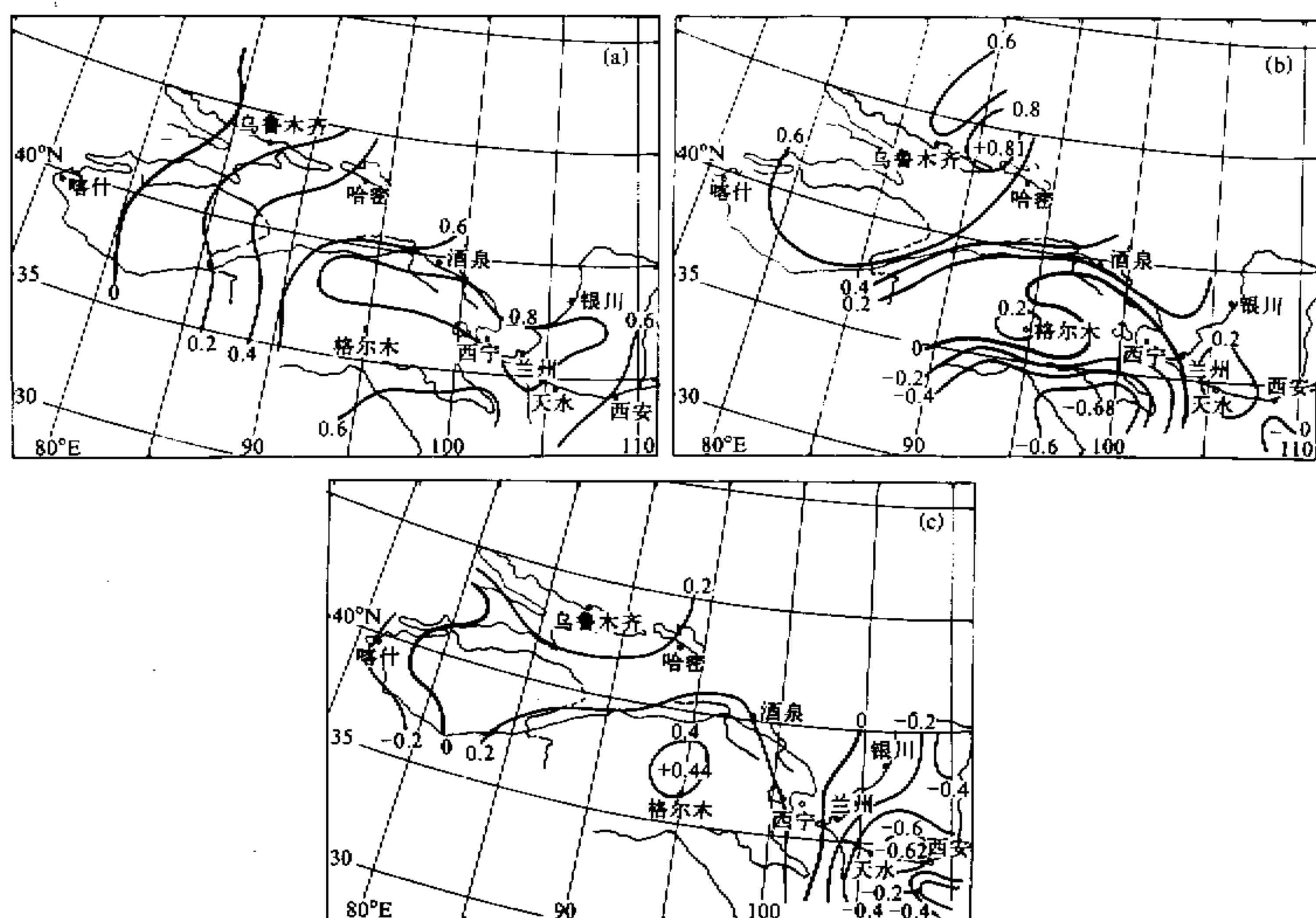


图1 西北夏季气温前3个载荷向量
(a)第1载荷向量;(b)第2载荷向量;(c)第3载荷向量

旋转载荷向量最主要的特点是能够突出气温场变化的局地特征。图2反映了西北夏季月平均气温变化的最主要的6个局地特征。第1个是青海高原型(图2a), +0.6等值线包括了青海高原的主体,中心旋转载荷量值+0.92,代表站同德($100^{\circ}39'E$, $35^{\circ}16'N$)。第2个空间型是河套型,旋转载荷向量负值中心在宁夏回族自治区的中宁($105^{\circ}40'E$, $37^{\circ}29'N$),值为-0.87(图2b)。北疆型是西北夏季气温异常的第3个空间

型, $+0.6$ 旋转载荷量等值线走向与天山相一致, 表明天山确实是西北气候变化中的一个分界线, 代表站乌苏 ($84^{\circ}40'E$, $44^{\circ}26'N$) 的旋转载荷量值为 $+0.93$ (图 2c)。渭水流域位于西北地区东部, 海拔低, 其中下游地势平坦, 夏季气温的变化主要受到副热带系统的影响。当西太平洋副热带高压西伸加强时, 西北东部夏季降水偏少, 伏旱高温, 反之亦然。代表站宝鸡 ($107^{\circ}08'E$, $34^{\circ}21'N$) 的旋转载荷向量 -0.91 (图 2d)。南疆西部三面环山, 下垫面为沙漠, 夏季气温变化与周围呈明显的差异, 成为西北夏季气温异常的第 5 个空间型, 区域代表站和田 ($79^{\circ}56'E$, $37^{\circ}08'N$) 旋转载荷向量值为 $+0.94$ (图 2e)。中国西北夏季气温异常的第 6 个空间型是东疆—河西走廊型。该型代表站敦煌 ($94^{\circ}47'E$, $40^{\circ}08'N$) 旋转载荷向量值 $+0.77$ (图 2f)。

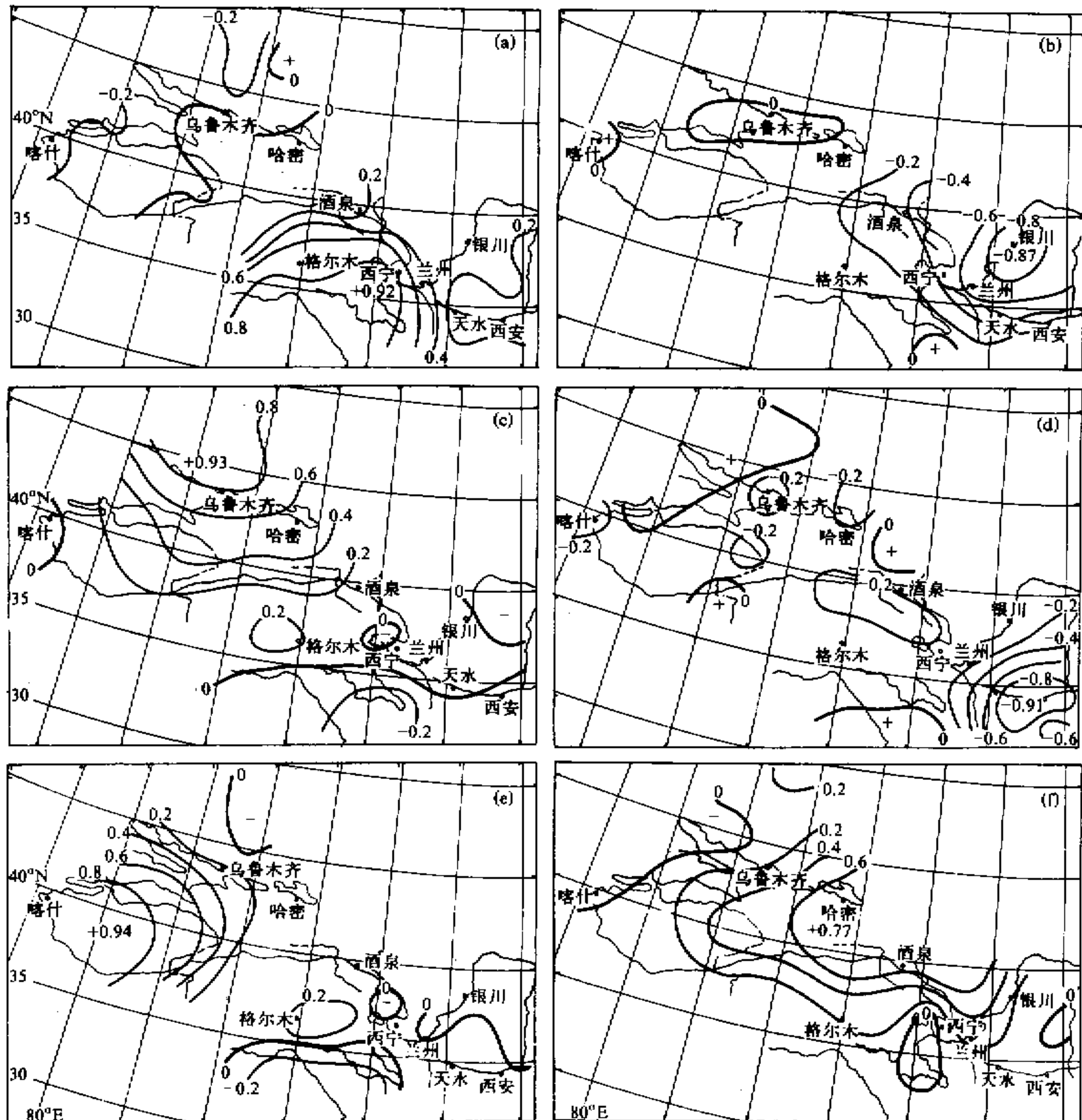


图 2 西北夏季气温的旋转载荷向量

(a) 青海高原型; (b) 河套型; (c) 北疆型; (d) 渭水流域型; (e) 南疆西部型; (f) 东疆—河西走廊型

4 西北夏季气温的时间变化趋势

中国西北夏季气温经 REOF 分解后, 6 个旋转载荷向量反映了占西北夏季气温变化总方差 80% 的最主要的前 6 个局地特点。从图 2 的每个型中选取旋转载荷向量绝对值最大的点作为该型的气温变化代表站。图 3 给出同德、中宁、乌苏、宝鸡、和田、敦煌 6 个站夏季平均气温距平和二阶主值函数曲线。可以看出, 不同气候区夏季气温变化具有不同的演变特征: 青海高原 60 年代夏季气温明显偏低, 70 年代波动, 80 年代以来显著升温, 因此, 总体呈明显的线性变暖趋势; 北疆气温变化的总趋势与青海高原相似, 但前者气温变化在 50 年代呈大起大落的大振幅波动, 60 年代及其以后呈小振幅的波动, 变暖现象开始于 70 年代初期 (图 3c)。南疆 (图 3e) 气温演变总体与北疆较为相似, 即 70 年代初期以前以偏冷为主, 70 年代及其以后以暖为主, 但自 80 年代中后期以来又有夏季低温的现象发生。夏季变冷现象最为明显的是东疆-河西走廊, 河套和

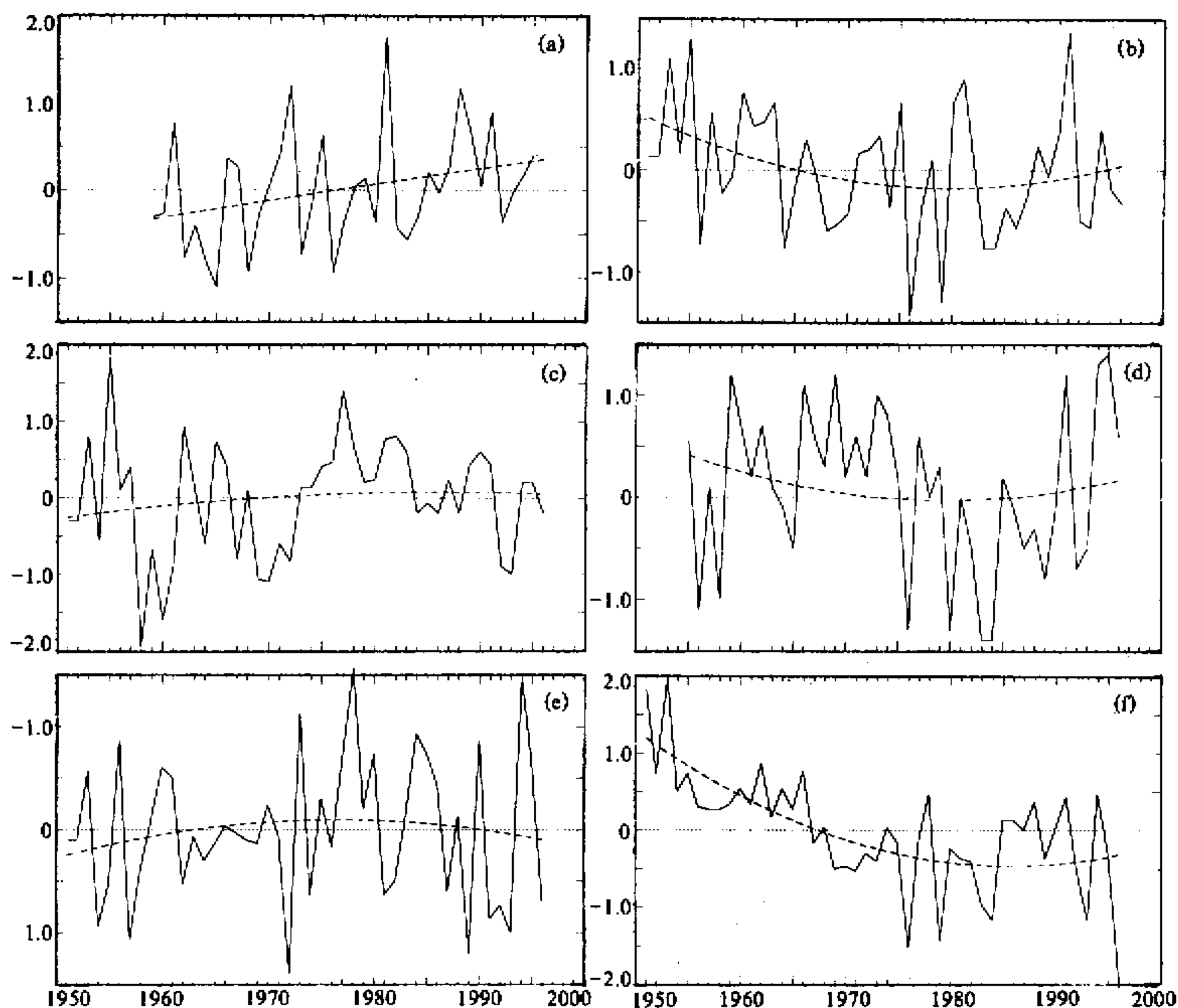


图 3 各气候区代表站夏季平均气温距平曲线
(a) 同德; (b) 中宁; (c) 乌苏; (d) 宝鸡; (e) 和田; (f) 敦煌

渭水流域, 分别从 60 年代中期前后 (图 3b、3f) 和 70 年代中期 (图 3d) 开始, 夏季月平均气温距平累积曲线 (图略) 呈陡然下降之势, 具有非常明显的夏季低温现象, 这对上述地区的农业生产, 特别是对作物产量产生很大的影响, 已引起有关部门的极大关注。

5 西北夏季气温异常成因的诊断分析

5.1 气温异常对环流的响应

气温变化是大气环流异常的产物。中国西北地区东西长近 38 个经度, 南北宽 18 个

纬度, 面积近 $3 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。图 1a 表明西北夏季气温变化在空间上具有很好的-致性, 这一点说明西北夏季气温异常可能受大尺度环流背景的影响。图 4 给出中国西北夏季气温经 EOF 分解的第 1 主分量与北半球 500 hPa 高度场的同期相关系数。由于第 1 主分量是对应第 1 载荷向量 (图 1a) 的时间系数, 其年际变化反映了占西北夏季月平均气温异常总方差贡献的 36%。图 4 表明, 当夏季中国西北大范围气温异常偏高时, 在 $30 \sim 50^\circ \text{N}$ 之间的东西方向呈明显的欧亚遥相关振荡, 即中国西北东部和河套地区的正波节, 对应着中国西北地区气温的正异常; 威海-巴尔喀什湖为负波节, 欧洲正波节。另外, 北半球 500 hPa 高度场上东亚大陆有一个自西南向

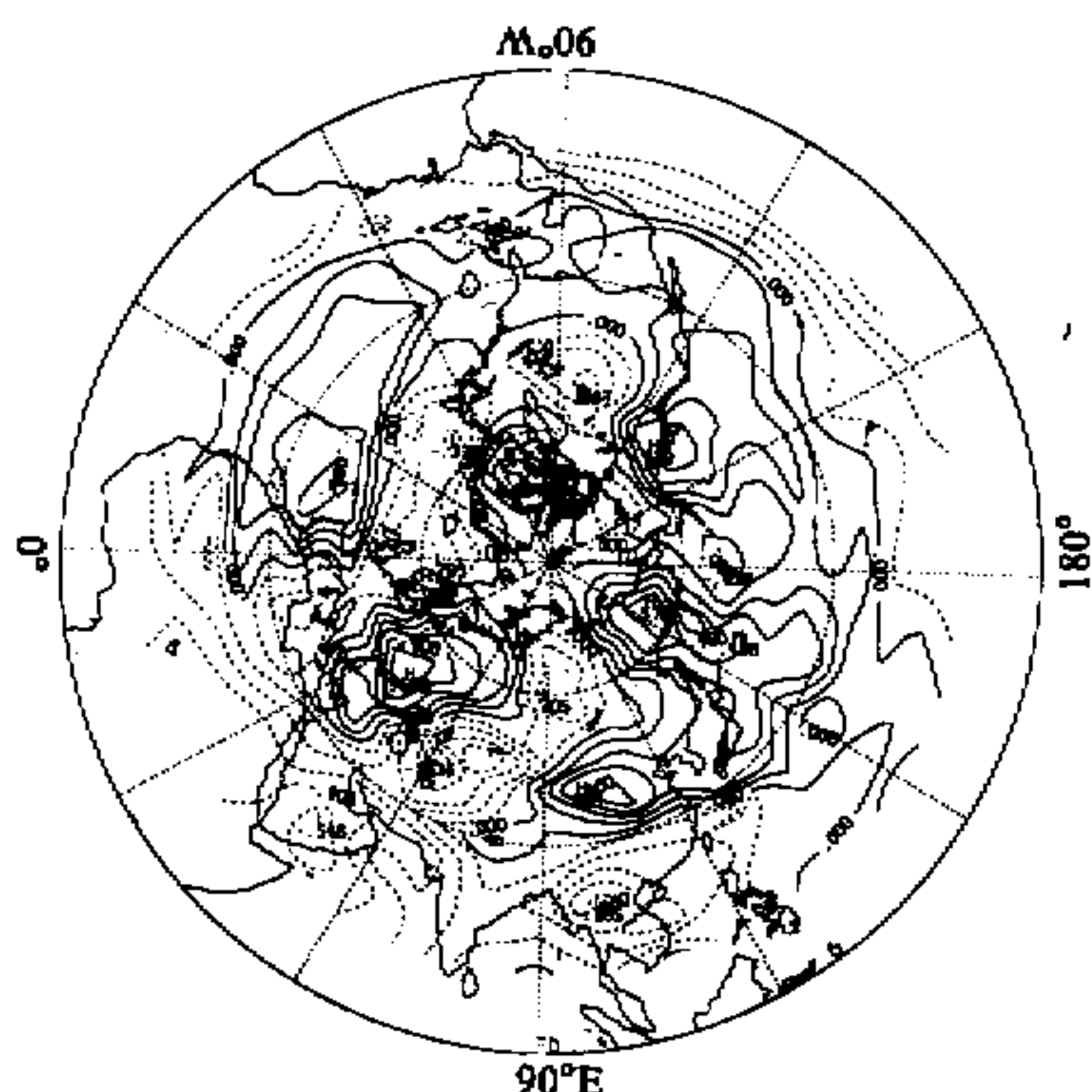


图 4 西北气温第 1 主分量与北半球 500 hPa 高度场相关 (7 月)

东北方向的波列, 即中国华南西部为负变高 (负相关), 西北东部-河套-华北为正变高 (正相关), 贝加尔湖-中西伯利亚为又一个负变高, 鄂霍次克海-东西伯利亚为正变高。

5.2 气温异常对高原地表感热的响应

5.2.1 统计诊断

青藏高原夏季是一个强大的热源^[14], 高原下垫面的加热可直接作用于大气对流层中部。关于青藏高原地表感热的异常采用文献[9]给出的青藏高原地面感热通量距平指数 ΔH_s , 即

$$\Delta H_s = A + B(T_g - T_a)_H + C(T_g - T_a)_Y - \overline{M}, \quad (3)$$

式中 $(T_g - T_a)_H$ 和 $(T_g - T_a)_Y$ 分别为青藏高原地面感热通量的代表站日喀则 ($88^\circ 55' \text{E}$, $29^\circ 13' \text{N}$) 和玉树 ($96^\circ 45' \text{E}$, $33^\circ 06' \text{N}$) 的地-气温差; A 、 B 、 C 均为常数; $\overline{M}$ 为各月青藏高原地面感热通量距平指数的气候平均值。图 5 给出 1960~1990 年

青藏高原地面感热通量距平指数与同期 7、8 月中国西北气温的相关系数。可以看出, 夏季青藏高原地表感热通量与中国西北气温变化的相关表现为明显的“西正东负”, 即 7、8 月高原地表感热通量异常偏强时, 西北地区东部气温较常年偏低 (负相关); 西北西部气温偏高, 正相关中心区 (相关系数 0.4 以上) 在新疆。反之, 当夏季高原地表感热通量异常偏弱, 则同期中国西北地区气温东部偏高, 西部偏低。

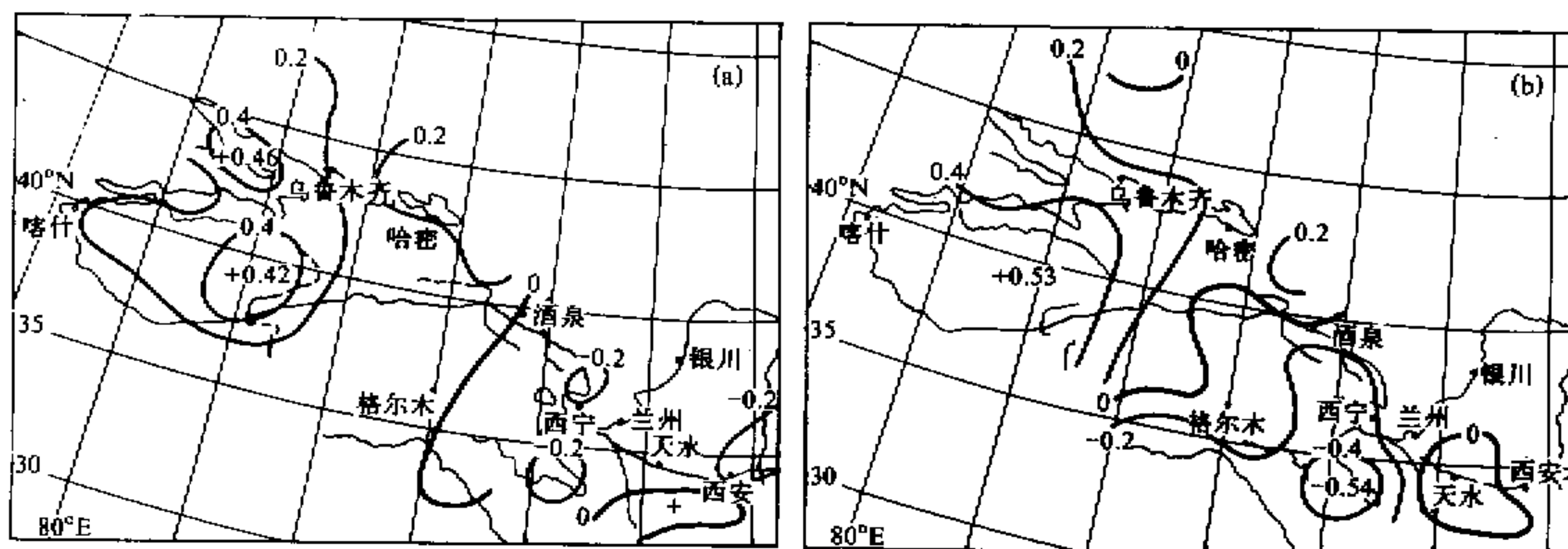


图 5 夏季青藏高原地表感热与同期中国西北气温的相关系数
(a) 7 月; (b) 8 月

5.2.2 数值试验

西北地区气温变化对青藏高原地表感热异常的响应, 通过 5.2.1 小节的分析, 其统计事实比较明显。下面给出利用 IAP 2-L AGCM 进行的数值试验结果。

试验设计: 本文数值试验是中国西北夏季气温变化对青藏高原地面感热异常响应的敏感性试验, 试验方案设计如下:

(1) 控制试验 (CT): 以该模式积分稳定的 5 月 31 日 24 时的输出结果作为初始场, 将 IAP 2-L AGCM 从 6 月 1 日积分到 8 月 31 日。(2) 式的感热通量不加扰动, 即 $H_{s1} = H_{s2}$ 。

(2) 加热试验 (IT): 青藏高原地面感热通量增加区域选定: $70^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$, $26^{\circ}\sim 42^{\circ}\text{N}$, 共计 $5 \times 7 = 35$ 个格点, 在这一区域采用“梯形”函数增加地面感热通量, 即

$$6 \text{ 月: } H_{s2} = H_{s1} + H_{s1} \times 80\% \times d / D$$

$$7 \text{ 月: } H_{s2} = H_{s1} + H_{s1} \times 80\%$$

$$8 \text{ 月: } H_{s2} = H_{s1} + H_{s1} \times 80\% (D - d + 1) / D$$

这里 H_{s1} 为 (2) 式给出的第 i 格点上同期控制试验 (CT) 的地面感热通量, d 为积分日期, D 为该月总日数。模式积分时间步长 6.5 min, 每积分 1 h 作一次感热调整。IT 的初始场和积分时段均与 CT 相同。

(3) 减热试验 (DT): DT 与 IT 的感热调整方案相反, 即将 IT 中各式右端第 1 个“+”改为“-”。

试验结果: 对于以上 3 种试验输出结果, 取 7 月 1~31 日分别求取 IT、CT、DT 的平均, 以及 IT-CT、DT-CT、IT-DT。图 6 给出北半球 500 hPa 高度场 IT-CT (图 6a) 和中国西北地区气温 IT-DT (图 6b) 的结果。这种差异可以看成是由于夏季

青藏高原地面感热异常加强对 7 月北半球 500 hPa 高度场、中国西北夏季气温变化的影响。图 6a 表明, 中国西北东部上空 500 hPa 高度场明显较一般状况(控制试验)偏低, 有一个显著的负距平区。接着在贝加尔湖北部有一个正距平区, 东西伯利亚负距平, 阿拉斯加正距平, 北美南部负距平。这一自中国西北东部开始的负距平振荡中心, 引发了一串沿大圆路径排列整齐的正、负相间的距平中心, 可视为由于青藏高原下垫面感热异常而激发的向东北方向传播的正压 Rossby 波列。与图 6a 相对应的是图 6b 中国西北东部的气温负距平(冷中心在青海东南部), 暖中心在北疆西部。这一结果与图 5 给出的统计相关是一致的, 也与文献[15]给出的夏季青藏高原地面感热异常引起的中国西北夏季降水变化的多雨、少雨中心相吻合, 即低温对应多雨, 高温对应干旱。统计诊断与数值试验结果的一致性, 充分证明了夏季青藏高原地面感热异常对中国西北气候变化有影响。这种影响是通过这样一个物理过程来实现的, 即青藏高原地面感热通量异常偏强, 引起北半球 500 hPa 高度场上中国西北东部上空距平中心的振荡, 并以准定常波向东北和西北两个方向传播。亚欧范围的高度距平结构有利于中国西北地区东部多雨、低温; 西部干旱、高温。

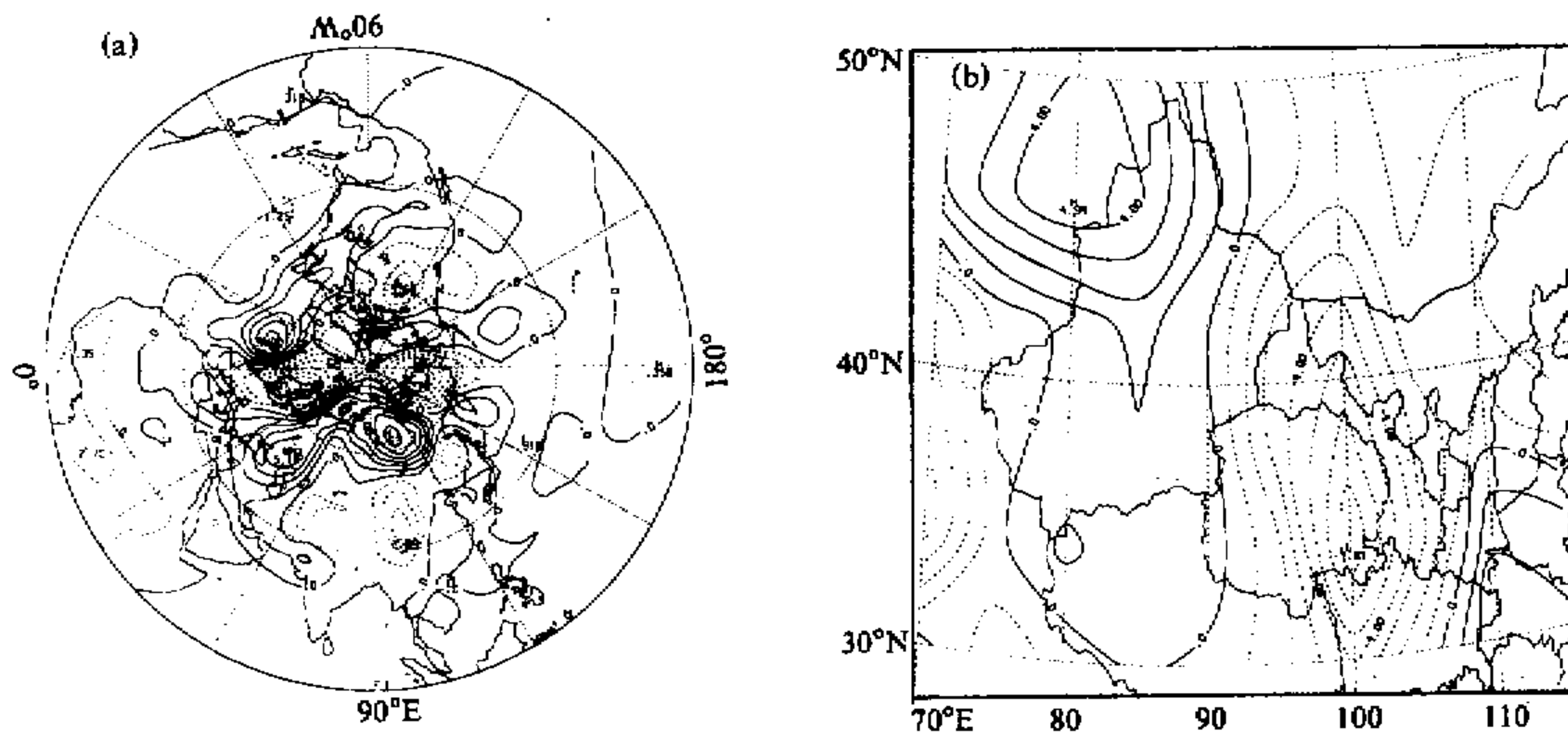


图 6 7 月北半球 500 hPa 高度和中国西北气温对夏季青藏高原地面感热异常响应的数值试验

6 讨论

(1) 中国西北夏季气温变化第 1 载荷向量反映出其具有很好的一致性, 这种全区一致的高(低)温天气气候受大尺度环流背景或全球变化的影响。

(2) 由于地形作用, 西北夏季气温变化在空间上存在 6 个主要异常敏感区, 即青海高原区、河套区、北疆区、渭水流域区、南疆西部区, 东疆-河西走廊区。

(3) 自 80 年代以来, 除青海高原和北疆外, 西北其余地方程度不同的表现出夏季低温现象, 其中东疆-河西走廊区尤为明显。

(4) 统计诊断与数值试验表明, 夏季青藏高原地面感热异常偏强(弱), 可引起北半球 500 hPa 始于中国西北东部向东北和西北两个方向传播的准定常波列。东亚地区

“东正(负)西负(正)”的距平场对应着中国西北东部低(高)温,西部高(低)温。

参 考 文 献

- 1 Jones, P.D., 1988, Hemispheric surface air temperature variations: recent trends and an update to 1987, *J. Climate*, 1, 654~660.
- 2 张先恭、李小泉, 1982, 本世纪我国气温变化的某些特征, *气象学报*, 4(2), 198~208.
- 3 李克让等, 1990, 近四十年来我国气温的长期变化趋势, *地理研究*, 9(4), 26~37.
- 4 王绍武, 1994, 近百年气候变化与变率的诊断研究, *气象学报*, 52(3), 261~273.
- 5 丁一汇、戴晓苏, 1994, 中国近百年来的温度变化, *气象*, 20(12), 19~26.
- 6 李栋梁、彭素琴, 1993, 兰州温度变化的气候特征, *高原气象*, 12(1), 18~26.
- 7 李栋梁、彭素琴、姚辉, 1995, 我国西北地区冬季平均气温的气候特征, *大气科学*, 19(2), 192~199.
- 8 李栋梁, 1995, 中国西北地区年平均气温的气候特征及异常研究, *中国西部区域气候变化及其相关问题的研究* (刘晓东主编), 兰州: 兰州大学出版社, 18~25.
- 9 李栋梁、陈丽萍, 1990, 青藏高原地面加热场强度与东亚环流及西北初夏旱的关系, *应用气象学报*, 1(4), 383~391.
- 10 吴洪宝、李栋梁、章基嘉, 1995, 中国冬季月平均气温异常的旋转 EOF 分析, *南京气象学院学报*, 18(3), 349~354.
- 11 Zeng Qingcun et al., 1987, A global-point general circulation model, in: *Collection of Papers Presented at WMO IUGG NWP Symposium, TOKYO, 4~8, August, 1986*, 421~430.
- 12 Horel, J.D., 1981, A rotated principal component analysis of the interannual variability of the Northern Hemisphere 500 mb Height Field, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 2080~2092.
- 13 Hoskins, B.J., Pearce, R.D., 1983, Large-scale dynamical processes in the atmosphere, New York: Academic Press, 113~118.
- 14 章基嘉等, 1988, 青藏高原气象学进展, 北京: 科学出版社.
- 15 李栋梁、谢金南、王文, 1997, 中国西北夏季降水特征及其异常研究, *大气科学*, 21(3), 331~340.

A Diagnosis and Numerical Experiment of Responses about Summer Temperature Change in Northwest China on Surface Sensible Heat Anomaly in the Qinghai-Xizang Plateau

Li Dongliang¹⁾ Xie Jinnan²⁾ Zhao Zhonglian³⁾ Fei Xiaoling⁴⁾ Li Yaohui⁴⁾

1) Climatic Data Center of Gansu Province, Lanzhou 730020

2) Gansu Meteorological Bureau, Lanzhou 730020

3) Lanzhou Meteorology Technical School, Lanzhou 730021

4) Lanzhou Institute of Arid Meteorology, Lanzhou 730020

Abstract With principal component analysis, rotated principal component analysis and atmospheric circulation model, the space-time anomaly feature of summer temperature anomaly in Northwest China and the response on surface sensible heat anomaly in the Qinghai-Xizang Plateau are studied by using the temperature data in June, July and August for the period 1960 to 1990 from 90 observational stations. Results show that the summer temperature variations are spatially well consistent, however, impact in topographic and underlying surface, the summer temperature anomaly have six principal climate type areas: the Qinghai Plateau, Hetao, the Northern Xinjiang, the Weishui River basin, west of

the Southern Xinjiang, the Eastern Xinjiang-Hexi Corridor. The summer temperature has been becoming colder in greater part of Northwest China except the Qinghai Plateau and the Northern Xinjiang. When 500 hPa height departure in the North Hemisphere appear Eurasian Pattern oscillation, temperature in the greater part of Northwest China is higher (or lower) in summer. When the sensible heat flux anomaly in the underlying surface is stronger (or weaker) in the Qinghai-Xizang Plateau in summer, the western Northwest China is warmer (or colder), and eastern is colder (or warmer) in the same time.

Key words Northwest China temperature anomaly Qinghai-Xizang Plateau surface sensible flux numerical experiment
