

青藏高原地面感热及其异常的诊断分析*

李栋梁¹⁾ 李维京²⁾ 魏丽¹⁾
钟海玲¹⁾ 吕兰芝¹⁾ 季国良¹⁾

1) (中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000)

2) (国家气候中心, 北京 100081)

P4 B

摘要 利用青藏高原主体 60 个地面气象观测站 1961~2000 年历年各月本站气压、地面气温、风速、地表温度等资料, 计算了高原地面拖曳系数 C_D 和地面感热通量。通过主成分分析、主值函数和功率谱分析等方法, 对各季代表月 C_D 系数和地面感热通量的基本气候特征, 以及地面感热通量异常变化的空间结构和时间演变趋势作了较系统的诊断研究。结果表明: 利用 40 年资料计算的拖曳系数与地面感热通量可以较好的反应青藏高原下垫面感热的基本气候特征, 即高原 C_D 系数东南部大, 西北部小; 冬季大, 夏季小。多年平均高原地面感热通量仅在冬季小范围出现弱的负值, 其余季节感热均为正值。感热通量大的地方其年际变化也大, 其年际异常的主要空间型, 第一是南北差异, 第二东西差异, 第三为高原主体及东部地区与外围的差异。其在年际变化中存在明显的 10 年际以上变化趋势, 具体表现在 1961~2000 年期间, 冬季高原北部和西部地区地面感热有减弱趋势, 而高原中部和东南部呈明显的上升趋势。夏季高原主体及东部地区感热通量不断加强, 而高原西部地区则相反。春、夏、秋三季均以 13 年以上的长周期振荡为主, 冬季第一主分量表现为准 3 年的短周期变化。

关键词: 青藏高原; 感热通量; 气候特征; 异常变化

1 引言

青藏高原的热力和动力对我国和东亚地区以及全球的大气环流演变都有极其重要的作用, 是影响我国旱涝气候异常的重要因子之一。1979 年 5~8 月第一次青藏高原气象科学实验 (QXPMEEX)^[1] 研究表明, 1979 年 5~8 月最强的热源中心不在高原上, 而在印度阿萨姆地区, 而且热源强度远远比过去一般估计的值要小; 高原地区的热源, 在高原西部以感热为主, 高原东部感热和潜热加热同等重要, 高原以东则以潜热为主。1998 年 5~8 月中国科学家再次进行了第二次青藏高原大气科学实验 (TIPEX)^[2,3], 这次实验的科学目标是揭示地气相互作用的物理过程、高原大气边界层 (PBL) 和对流层结构、云辐射过程, 并研究高原动力和热力作用对大气环流、季风、气候变化和灾害性天气形成和发展的影响。高原的冷热源强度, 特别是冬季的冷热源性质及其与天气变化、季节变化的关系还需要进一步研究。1982 年 8 月至 1983 年 7 月在青藏高原进

2002-11-10 收到, 2002-12-17 收到修改稿

* 国家科技部社会公益研究专项资金项目“我国西北地区生态气候环境监测预测方法研究”和国家自然科学基金资助项目 40145021 共同资助

行了地面辐射平衡和热量平衡观测^[4],通过所取得的全年观测资料分析认为,在高原中部和北部,冬季有一个月左右的时间地面是冷源(热汇),大气的冷源作用更强^[5]。高原地表反照率在土壤解冻前后和雨季前后有两次突变,地面热源强度亦随之而变,它们对东亚环流的季节变化有明显影响。高原地区有效辐射年变程西部是夏大冬小,东部是冬大夏小,中部那曲一带则表现为过渡型,春秋大,冬夏小^[5]。

以上3次青藏高原观测科学实验,对揭示青藏高原的热源特征及其影响取得了重要的进展。然而,对其热源的季节变化,特别是冬季高原地面加热场的性质、强度及其地理分布不甚清楚。1982年8月至1983年7月虽然取得了一整年的地面辐射平衡和热量平衡观测资料。但是,由于1982~1983年正好是El Niño现象强烈出现的一年,它引起了全球性的天气气候异常,当然也可能影响青藏高原。具体反映在:1982年7~8月青藏高原干旱少雨;9~11月藏南少雨;1982年12月~1983年2月高原地区降水多、气温低;3~5月藏南和藏东降水偏多;而6~8月西藏为建国以来的最干旱时期,这种强烈的天气气候异常对高原地面辐射平衡和热量平衡产生必然的影响,即这一年的观测具有某些特殊情况,不足以表征青藏高原热力状况的气候特征^[6]。

1979年,叶笃正^[7]根据20世纪70年代中期以前高原地气温差资料,按估计的拖曳系数 $C_D=8\times 10^{-3}$,对高原地面湍流感热输送进行了估算,发现该项在高原大气热力收支中的贡献最大。季国良等^[8,9]根据高原4个站1982~1983年的实测资料,对高原地面加热场重新作了估算,但该时段冬季高原出现了特大积雪和寒冷的天气,其计算结果缺乏气候代表性。徐国昌、李栋梁等^[10,11]根据1961~1985年地气温差资料和文献^[5]计算了这25年逐月的高原地面加热场,将高原分成4个区,分区分季给出回归方程。但这里仅考虑了影响地面加热场强度的地气温差(T_a-T_s),而未考虑其他影响因子,特别是拖曳系数 C_D 和风速 V 的时空变化。

地面拖曳系数 C_D 的大小与稳定度和粗糙度有关。Businger^[12]根据实际观测推导出陆地下垫面稳定大气和不稳定大气的 C_D 公式。Geernaert^[13]曾总结了1972年直到1986年的中性大气 C_D 与风速的关系。左洪超等^[14]利用HEIFE实验期间的PBL塔站资料推算出了沙漠和戈壁上的动量总体输送系数 C_D 值。马耀明等^[15]利用GAME/Tibet1998年IOP(Intensive Observing Period)观测资料,得到了藏北高原草甸下垫面近地层地面加热场、地表能量平衡、地面拖曳系数 C_D 及感热通量整体输送系数。张强等^[16]利用2000年5~6月敦煌陆面过程野外观测实验加强期的观测资料,根据3种不同方法计算了干旱荒漠戈壁区地气之间动量和感热总体输送系数 C_d 和 C_h 。卞林根等^[17]根据1998年第2次青藏高原科学试验(TIPEX)昌都的湍流观测资料,分析了三维风速、温度和湿度湍流谱、归一化方差与稳定度的关系、湍流通量和整体输送系数。徐祥德等^[18]利用TIPEX期间改则、当雄、昌都3站湍流观测资料计算得到在不稳定层结下,3个站 C_D 的变化范围在 $10^{-3}\sim 10^{-2}$ 之间,且随着稳定度变化,近中性状态的拖曳系数 C_{DN} 值在3站分别为 2.31×10^{-3} 、 1.80×10^{-3} 和 4.4×10^{-3} 。青藏高原西部改则干期感热占热源强度的76%,湿期感热和潜热通量所占热源强度的比重相当,各占45%左右。高原中部的当雄和东部的昌都热源强度均以感热为主,分别占79%和77%,湿期潜热所占比例大于感热,分别为58%和69%。赵平等^[19]计算了35年的青藏高原大气热量源汇。

从以上分析来看,感热通量在青藏高原大气热量源汇和地面热量平衡中起着非常大的作用。本文采用青藏高原大气科学实验取得的拖曳系数 C_D 计算方法,用完整的 60 个常规气象观测站 1961~2000 年资料,就青藏高原感热通量作一诊断分析,给出全高原各个季节的 C_D ,在地面感热通量计算的基础上,重点研究了高原地面感热通量空间异常类型及其时间演变,为将高原地面感热通量作为影响区域气候的强信号奠定了基础。

2 资料与方法

本文选取青藏高原主体 1961~2000 年 60 个地面测站历年各月资料,计算高原地面感热通量:

$$P = \rho_a c_p C_D V_{10} (T_s - T_a), \quad (1)$$

式中, P 为地面感热平均通量密度 (W m^{-2}); ρ_a 为干空气密度,由空气状态方程 $\rho_a = P_s / R_d T_a$ 确定。这里 P_s 为本站气压 (hPa); $R_d = 79.739 \times 10^{-6} \text{ kW h g}^{-1} \text{ K}^{-1}$, 为干空气比气体常数; $T_a = (273.16 + t_a) \text{ K}$, 为测站百叶箱气温; $c_p = 278.891 \times 10^{-6} \text{ kW h kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, 为干空气定压比热; C_D 为拖曳系数,无量纲量; T_s 为地面 0 cm 土壤温度,单位与 T_a 相同; V_{10} 为测站 10 m 高处风速 (m s^{-1})。

在计算中, P_s 、 T_s 、 T_a 、 V_{10} 均取历年各月实测值。为了确定 C_D 系数,比较苗曼倩、季劲钧^[20]的方法:

$$C_D = k^2 \{ \ln[(z - z_0)/z_0] \}^{-2}, \quad (2)$$

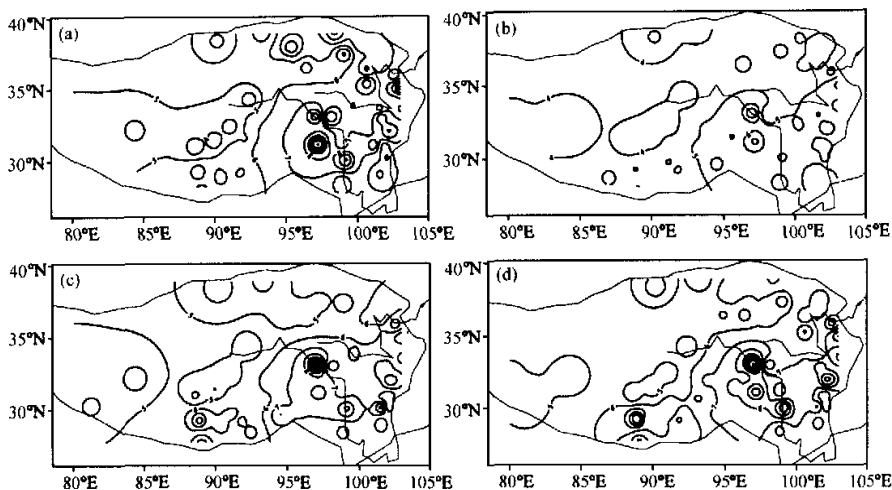
与 1979 年青藏高原气象科学实验的经验公式^[1]:

$$C_D = 0.00112 + 0.010 / |V_{10}|, \quad (3)$$

以及计算结果;(2) 式中 z_0 为粗糙度,在文献 [20] 的计算中取 $z - z_0 = 10 \text{ m}$; z_0 、 V_{10} 可反应季节变化, z_0 越大风速越小,所以两者是统一的。因此,本文选用 (3) 式计算 C_D ,用 (1) 式计算高原地面感热通量。然后对所得到的感热通量场进行主成分分析。根据主成分随时间的变化趋势,结合空间载荷向量场 L 的正负区分布,以揭示高原不同地域感热源(汇)强度随时间的变化。

3 青藏高原 C_D 系数的分布特征

1979 年 5~8 月第一次青藏高原气象科学实验期间,根据 6 个热源考察站的辐射平衡和热量平衡各分量实测资料,选用公式 (3) 计算得到的夏季青藏高原平均地面拖曳系数 C_D 约为 $(4 \sim 5) \times 10^{-3}$, 它比较真实地反映了 C_D 系数的时空分布特征。本文利用公式 (3) 计算了青藏高原 60 个站各月平均的 C_D 系数,图 1 给出各季代表月的 C_D 系数分布。就其季节变化来说,春季(图 1b) C_D 值最小,而且地域间的差异也较小。最小值在高原西部的噶尔 ($80^{\circ}05' \text{ E}$, $32^{\circ}30' \text{ N}$)、改则 ($84^{\circ}25' \text{ E}$, $32^{\circ}09' \text{ N}$) 一带,其值小于 4.0×10^{-3} ;另一个低值区位于川西高原的九龙 ($101^{\circ}33' \text{ E}$, $28^{\circ}59' \text{ N}$), C_D 值小于 5.0×10^{-3} 。最大值在巴颜喀拉山的玉树 ($96^{\circ}45' \text{ E}$, $33^{\circ}06' \text{ N}$) 和石渠 ($97^{\circ}44' \text{ E}$, $33^{\circ}14' \text{ N}$) 一带,其值为 7.0×10^{-3} ,但范围较小。秋、冬季(图 1d、1a)较春、夏

图1 青藏高原各季平均 C_D 系数分布 (10^{-3})

(a)、(b)、(c)、(d) 分别表示冬、春、夏、秋季

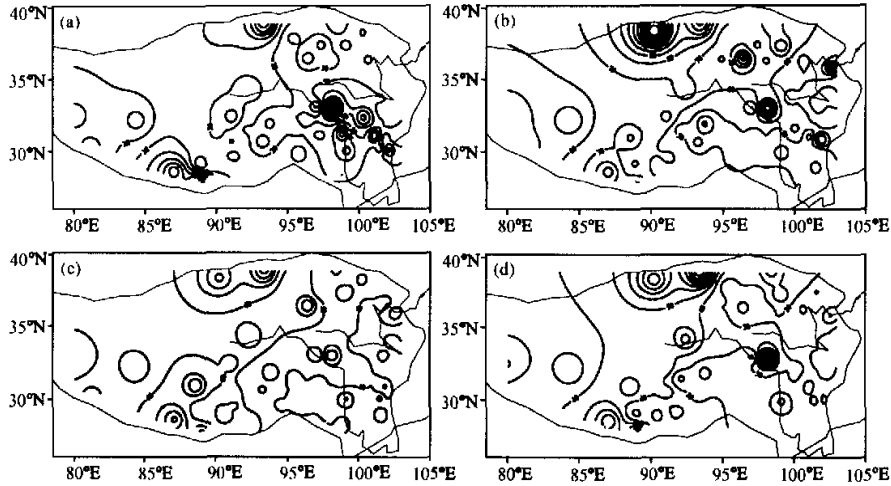
(图1c) C_D 值明显加大,特别是高原中部和北部地区,而且空间差异也加大了。最小值在高原的西部和东部,仍然在 $(4.0 \sim 5.0) \times 10^{-3}$; 另一个低值区在西藏东南部的林芝($94^{\circ}21'E$, $29^{\circ}33'N$)一带, C_D 值小于 6.0×10^{-3} 。最大值在高原北部的柴达木盆地并向东南伸展到巴颜喀拉山区,其 C_D 值超过 10.0×10^{-3} , 冬季川西高原甚至可达 12.0×10^{-3} 。另外,冬季藏南的 C_D 值也比较大(主要表现在1月份)。从各月的 C_D 系数分布来看,秋季的11月与冬季的1月其 C_D 值变化最大。其他月空间变化较小。年平均(图略)的 C_D 分布形势大致与春、夏季相似,只是空间上更为平滑一些。过去对青藏高原夏季 C_D 系数的研究较多,与已有结果相比较,如安多、昌都地区的 C_D 系数分别比马耀明等^[15] 的 2.83×10^{-3} 和卞林根等^[17] 的 4.7×10^{-3} 要大,但与1979年 QX-PMEX 结果^[21] 非常一致。表1给出按面积加权平均的高原各月 C_D 系数值,可以看出5~8月平均为 5.6×10^{-3} , 总的说来,青藏高原主体 C_D 系数的季节变化比较大。

表1 高原平均 C_D 系数 10^{-3}

月份	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2
	(春季)			(夏季)			(秋季)			(冬季)		
月平均 C_D	4.6	4.7	4.7	5.4	6.1	6.3	6.4	6.3	6.6	7.1	6.3	5.1
季平均 C_D	4.9			5.9			6.4			6.1		

4 青藏高原地面感热的基本气候特征

根据(1)式计算了青藏高原60个地面测站的感热通量 P (单位: $W m^{-2}$), 下面分别讨论各季代表月的平均气候特征, 图2给出冬、春、夏、秋季平均的地面感热通量。

图2 青藏高原平均地面感热通量 (单位: W m^{-2})

(a)、(b)、(c)、(d) 分别表示冬、春、夏、秋季

冬季(12~2月)是全年青藏高原地面感热通量最小的季节(图2a),高原北部的柴达木盆地及东部的川西高原季平均呈负的感热通量,即感热冷源。冷源强度最强、面积最大均属12月份,柴达木盆地南缘的诺木洪($96^{\circ}25'E$, $36^{\circ}26'N$)为 -27.9 W m^{-2} ,四川白玉($98^{\circ}50'E$, $31^{\circ}13'N$)为 -22.5 W m^{-2} (图略)。1月份日喀则已转变为热源,柴达木盆地的冷源面积也有所缩小。到2月份时,高原感热冷源仅表现在川西的很小范围,强度也很弱。就多年平均而言,其冷源的范围和强度均比1982~1983年冬季的要小得多^[5]。冬季高原感热最强的是在柴达木盆地北部、喜马拉雅山北麓及巴颜喀拉山的中东部,其值在 $70\sim 90 \text{ W m}^{-2}$ 。年际变化最大的地区也就是冬季冷、热源强度最强的地方,即柴达木盆地、喜马拉雅山北麓及川西高原,其值可达 25 W m^{-2} 。年际变化最小的是高原西部的阿里地区和高原东北部,其值不足 5 W m^{-2} 。

春季(3~5月)是青藏高原地面感热通量迅速增强的季节,其值在 $30\sim 160 \text{ W m}^{-2}$ (图2b)。最小值在高原主体的唐古拉山,地面感热通量小于 30 W m^{-2} 。其次是高原东部的四川阿坝地区不足 40 W m^{-2} 。高原西部的阿里地区也较小(小于 50 W m^{-2})。春季高原地面感热的最大值出现在柴达木盆地的茫崖($90^{\circ}09'E$, $38^{\circ}22'N$)达 160 W m^{-2} ,由此向东南有一个大值伸展区,穿过柴达木盆地,沿巴颜喀拉山与阿尼玛卿山之间的低地直到川西高原的马尔康($102^{\circ}29'E$, $31^{\circ}40'N$)和小金($102^{\circ}22'E$, $31^{\circ}00'N$)。另一感热的大值出现在喜马拉雅山北麓的定日站($87^{\circ}05'E$, $28^{\circ}38'N$),其值超过 90 W m^{-2} 。以上两个地面感热的大值区正好位于高原春季降水极不稳定的干旱控制区^[21]。春季高原尚未进入雨季,尤其是北部的沙漠盆地,地表温度回升很快,加之风大,故造成地面感热通量的增大。除横断山区金沙江流域低的感热通量年际变化较大外,其他地区基本上是地面感热强的地方,其均方差也较大,即不稳定,而地面感热弱的地方相对稳定。

夏季(6~8月)(图2c)平均地面感热通量的空间分布基本与春季相似,但各地域间的差异明显减小,即高原北部由春季的 160 W m^{-2} 减小到 100 W m^{-2} 。除高原西部外,夏季随着雨季的到来,地面感热较春季均有明显下降,特别是高原北部和东南部尤为突出。对于高原西部,由于受喜马拉雅山的阻挡,缺乏水汽,即使是雨季降水量仍然很少。如噶尔6~8月总雨量只不过 56.0 mm ,属于干旱地区。地表物理特性的年际变化不明显,因而这里地面感热的年际变化也比较小。夏季地面感热通量最不稳定的地方是高原东南部,均方差达 15 W m^{-2} 。这种不稳定性是高原热力异常影响大气环流及气候变化的主要原因。高原南部是季风雨季最明显且降水量最多的地区。这种不稳定显然是由于高原季风的强弱所致。当高原季风强时,雨量大,潜热加大而感热减小,反之亦然。多年平均地面感热通量的空间分布与1979年QXPMEY结果相比较,差异还是比较大的。

秋季(9~11月)(图2d)随着高原地面温度的下降,感热通量也随之减小,最明显的是高原西部,比春、夏减小 20 W m^{-2} 。高原东南部也明显减小,但秋季的减弱速度要比春季的增强速度慢。由于北方冷空气活动次数增多,柴达木盆地的地面感热变得非常不稳定,均方差增大到 20 W m^{-2} 以上。高原南部也有很大的年际变化,在 $12\sim 14\text{ W m}^{-2}$ 。关于这一地区的感热不稳定可能与高原雨季结束的早晚及雨带撤退的快慢有关。就年平均而言,高原地面感热最强的仍在柴达木盆地且向东南伸展(图略),喜马拉雅山北麓也有一个向北、向东延伸的大值区;感热最小的地区在高原东南部(小于 10 W m^{-2})。年际变化最大值在柴达木盆地和川西。将以上结果按月按面积加权平均,与赵平等在文献[19]中的 P 相比较,结果非常一致。

5 高原感热异常的空间分布特征

表2给出高原各季地面感热通量经EOF分解后的前6个特征值及方差贡献率。就各季比较而言,夏季的收敛性最好,第一主分量占总方差贡献的28.9%,前3项可占54.9%,前6项占71.1%。春季次之,秋冬季较差,但前3项也都超过了40%,前6项接近63%。可以看到,年平均的地面感热通量收敛性也比较好的,前3项虽不如夏季,但也超过总方差的一半以上,前6项达72.6%。下面分季讨论其空间变化的异常特征。

表2 高原各季代表月平均地面感热通量的特征值及方差贡献率

%

项 目	季	1	2	3	4	5	6
特征值	冬	7.8	5.5	3.3	3.1	2.8	2.5
	春	8.9	5.8	3.4	3.1	2.7	2.1
	夏	11.6	6.4	4.0	2.3	2.1	2.0
	秋	7.4	4.8	4.4	3.3	2.5	2.4
	年	10.9	6.2	4.8	2.9	2.4	1.9
方差贡献率	冬	19.6	13.6	8.2	7.7	7.0	6.2
	春	22.4	14.6	8.4	7.9	6.9	5.2
	夏	28.9	16.0	10.0	5.8	5.3	5.1
	秋	18.5	12.1	11.0	8.4	6.3	5.9
	年	27.1	15.6	12.0	7.2	6.0	4.7

5.1 冬季 (12~2 月)

图 3 给出青藏高原 12~2 月平均地面感热通量经主成分分析的前二个载荷向量 (L) 场, 第一载荷向量场 L_1 上 (图 3a) 零等值线清楚地勾画出高原冬季地面感热异常的空间差异分界线。大的负值区分别位于青海中东部 (青海湖南部都兰、共和)、青海南部 (玉树) 和藏西的阿里地区; 两个大的正值区分别在藏北高原的安多 ($91^{\circ}06'E$, $32^{\circ}21'N$) 和川西高原的泸定 ($102^{\circ}18'E$, $29^{\circ}53'N$), 并以前者为主。高原北部冬季盛行干冷的西北气流, 但这种冷空气的年际变化较大。当北方冷空气特别强时, 可通过三条路径影响高原: 一条是从乌孜别里山口进入南疆盆地的冷空气, 沿喀喇昆仑山东侧 (新藏公路) 南下影响到高原西部的狮泉河, 继续沿藏南谷地东移, 继而影响到日喀则、拉萨 ($91^{\circ}08'E$, $29^{\circ}42'N$); 第二条路径是冷空气从南疆东部进入柴达木盆地南下与第三条路径的冷空气即沿高原东北侧南下倒灌进入青海东部的冷空气汇合, 形成很强的冷空气南下影响整个高原东北部, 直至藏东的昌都 ($96^{\circ}59'E$, $31^{\circ}11'N$)、林芝一带。当北方冷空气特别弱时, 由于西风槽的影响, 高原降水偏多。前者冷空气偏强, 气温低, 地面感热通量异常偏强; 而后者由于冷空气弱, 气温偏高, 地面感热通量则异常偏弱, 1982~1983 年冬季类似于这种情况。高原南侧是孟加拉湾的暖湿气流, 北上分两支影响高原: 一支向西折向北进入藏北高原可影响到那曲 ($92^{\circ}03'E$, $31^{\circ}29'N$)、安多; 另一支向东北影响川西高原的泸定、丹巴 ($101^{\circ}48'E$, $30^{\circ}52'N$) 一带。第一载荷向量场反映的正是这种在空间上呈相反变化趋势的气候异常。

图 3b 是冬季高原地面感热通量的第二载荷向量场 (L_2)。它是在第一载荷向量的基础上, 进一步突出了冬季高原热力异常的敏感区, 即藏南谷地、横断山区及祁连山地与高原东南部及柴达木盆地的差异。而后者正好是高原冬季感热强度最弱, 即冷源表现最强的两个地区。这第二载荷向量绝对值最大的几个地方与冬季感热方差最大中心相吻合——感热不稳定区。这种空间结构的异常形式有利于能量释放, 可能会对环流和气候异常产生影响。

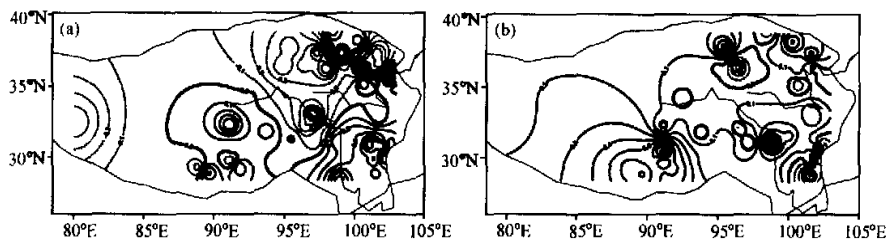


图 3 青藏高原冬季地面感热通量的第 (a)、第二 (b) 载荷向量

5.2 春季 (3~5 月)

前面已经指出, 春季是青藏高原地面感热通量迅速增大的季节, 这种变化主要表现在高原西部的阿里地区、北部的柴达木盆地及其东南的巴颜喀拉山。图 4a 突出反映了春季高原地面感热通量这种快速加强的异常特征, 也就是高原西部、柴达木盆地及其东南部 (这里地面感热年际变化大) 与高原中部、东部的空间差异。第一载荷向量的最大正值区在川西高原达 0.6 以上, 其次是自喜马拉雅山北麓向东北方向伸展到高

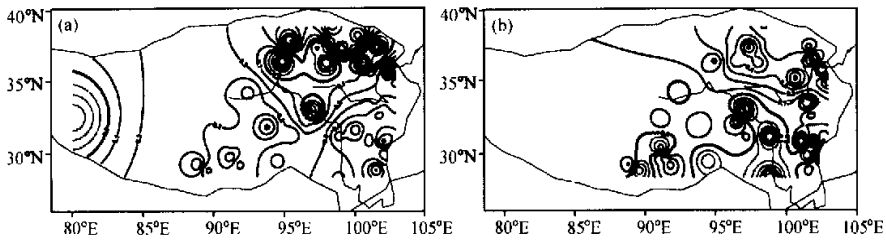


图4 青藏高原春季地面感热通量的第一 (a)、第二 (b) 载荷向量

原中部的正值舌状区, 其值在 0.5 以上。在这里, 第一载荷向量的正值区是地面感热变化相对稳定 (均方差较小) 的地区, 而最明显的负值区, 即高原西部、柴达木盆地及其东南部是春季感热变化不稳定区。这种稳定与不稳定, 就某一确定测站而言, 反映了该站地面感热通量的年际变化特点。但对空间而言, 则揭示了地面热源变化的空间不一致性。以上第一载荷向量所反映出的这种差异性, 正是春季高原地区感热回升过程中异常变化的空间差异。

图 4b 是春季高原地面感热通量的第二载荷向量。它主要反映了随着季节的转换, 春季高原南部暖湿气流势力加强, 自孟加拉湾向北扩展伸向高原, 形成负值区, 中心在云南高原的德钦 ($99^{\circ}10'E$, $28^{\circ}39'N$) 为 -0.56 , 向北可伸展到青海玉树, 北界可到黄河、长江源头地区。这一负值中心区恰是 4 月地面感热通量方差最大的地区, 即最容易出现异常的区域。春季是北方寒潮冷空气较活跃的季节, 西北地区寒潮的发生时段主要集中在 3~4 月, 占各月总次数的 47.3%, 接近全年的一半。图 4b 中的两个正值区, 即柴达木盆地与青海东部黄河河谷低地是高原上最容易受到冷空气侵袭的地方, 这与高原南部形成显明对比。

5.3 夏季 (6~8 月)

图 5 给出青藏高原夏季地面感热通量经主成分分析所得的前两个载荷向量。第一载荷向量 (图 5a) 的零值线清楚地勾画出夏季高原湿润区与干旱区相反变化的空间异常结构。夏季随着高原进入雨季, 潜热上升, 感热下降, 水汽主要来自孟加拉湾。高原中部偏北、偏西地区是降水变率最大的地方。高原西部沿喜马拉雅山北坡向东伸展的第一载荷向量正值区, 完全与该季高原西部的干舌控制区相吻合^[22]。高原北部柴达木盆地的第一载荷向量值亦为正, 其中心在格尔木 ($94^{\circ}38'E$, $36^{\circ}12'N$)、德令哈 ($97^{\circ}22'E$, $37^{\circ}22'N$) 及西宁 ($101^{\circ}36'E$, $36^{\circ}45'N$) 一带, 这里是高原北部的降水不稳定区。第一载荷向量的负值区是高原夏季风雨季最明显的地区。前面指出, 感热的变化受下垫面物理属性如植被、反照率等的影响很大, 故感热与降水量之间必然存在这种内在联系。

第二载荷向量 (图 5b) 进一步反映了夏季青藏高原进入雨季后, 其感热的南北差异。载荷向量的正、负中心区与 7 月地面感热通量的不稳定 (均方差大) 区非常吻合。夏季是高原感热通量一致性最好的季节, 说明夏季影响高原地面感热通量的因素是最单一的, 即主要是受高原季风雨季的影响。这种影响主要通过第二载荷向量场的空间特征表现出来。高原热力异常与季风进退有密切关系, 也必然与大气环流、我国气候

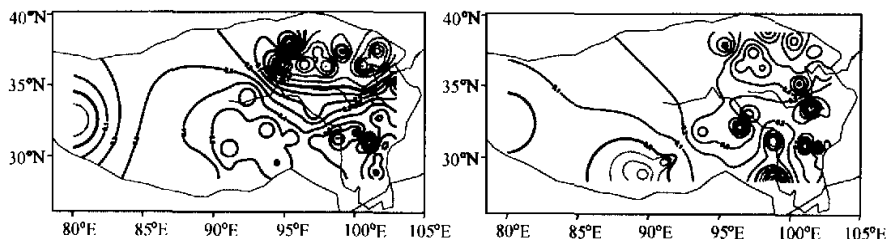


图5 青藏高原夏季地面感热通量的第一 (a)、第二 (b) 载荷向量

异常有联系,这一点将在另文讨论。

5.4 秋季 (9~11 月)

青藏高原 8 月下旬至 9 月中旬雨季便自西北向东南结束而进入干季,随之而来的是一年中寒潮冷空气活动的第二个高频期,10~11 月冷空气占各月总次数的 22.4%^[23]。由于高原干旱,加之冷空气的活动,风速很大,土壤热容量比空气的大得多,所以地表温度尚不能很快降低,地气温差大,使感热值显得仍然较大。秋季载荷向量场(图 6)主要反映了两个对高原感热通量起主要变化作用的因子:一是北方冷空气的活动;二是高原雨季撤退。类似于春季(图 4)的讨论,这里不再赘述。

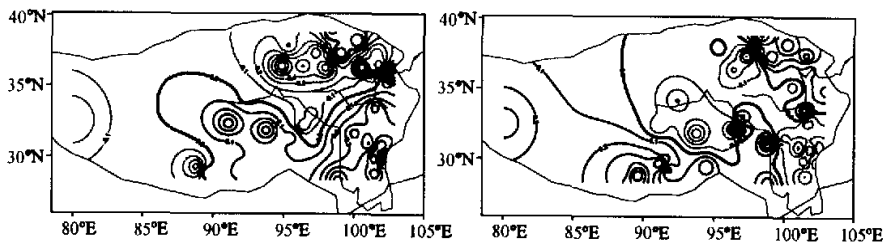


图6 青藏高原秋季地面感热通量的第一 (a)、第二 (b) 载荷向量

综上所述,青藏高原地面感热通量经主成分分析的第一载荷向量均反映了高原感热总体异常变化的空间分布特征,即高原东北部、西部与其中部、南部和东部在地面感热通量变化上的差异;第二载荷向量在 L_1 的基础上进一步反映了高原感热异常变化的地域特征。

6 感热异常的年际变化

前面主要讨论了高原各季感热异常变化的空间分布特征。下面将利用主分量分析高原热状况随时间的演变特点。图 7 给出各季第一主分量 (T_1) 逐年演变曲线及其变化趋势。可以看出,青藏高原各季地面感热通量经主成分分析所得第一主分量时间系数有比较一致的变化趋势,20 世纪 60~80 年代总体在波动中逐年呈明显的上升趋势,1980 年前后达到最高;80~90 年代呈下降趋势,但总体仍保持在正位相。第一主分量时间系数反映的是青藏高原总体地面感热通量分布型(图 3a、4a、5a、6a)强弱随时间变化。具体表现为:1961~1980 年青藏高原东北部与西部的地面感热通量逐年呈明

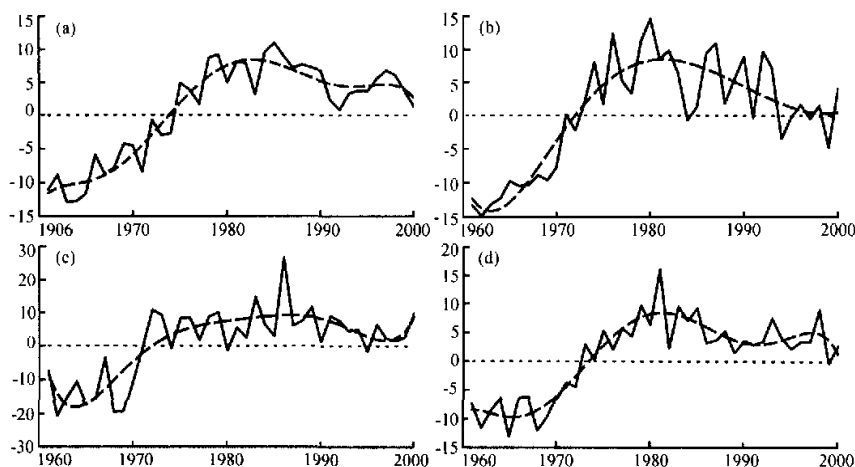


图7 高原感热通量的第一主分量(实线)及高阶主值函数趋势(虚线)

(a)、(b)、(c)、(d)分别为冬、春、夏、秋

显的减小趋势(L_1 为负),即感热通量($L_1 T_1$)由正距平转变为负距平;而中部唐古拉山、西藏南部及川西高原地面感热呈明显增大趋势(L_1 为正),即感热通量($L_1 T_1$)由负距平转变为正距平;感热距平场发生易号的转折年份在1972~1974年,各季略有差异,春夏季略早(1972年),秋冬季略迟(1974年)。1980年以后青藏高原东北部和西部的地面感热通量转为上升趋势,而中部唐古拉山、西藏南部及川西高原地面感热通量转为减弱趋势,但近20年来高原地面感热通量的变化趋势总体趋于平缓。通过近40年青藏高原各季地面感热通量第一主分量时间系数的分析表明,高原感热存在着10年际的振荡。需要指出的是,高原感热场的这种年代际突变与章基嘉¹⁾得到的热带太平洋海温场发生在1976年的突变在时间上非常接近,这可能暗示10年际的突变是全球性的,青藏高原在气候变化的位相上要超前于其他地区。

图8是青藏高原各季地面感热通量经主成分分析所得第二时间系数的演变曲线。与第二载荷向量的空间尺度相匹配,其第二主分量变化的时间尺度明显比第一主分量要小。由于空间变化的一致性较差,所以时间系数变化的倾向性也不一致。结合图3b、4b、5b、6b讨论如下:

秋、冬季青藏高原西南部和东北部(L_2 正值区)地面感热通量近40年经历了由强—弱(1961~1974年),由弱—强(1974~1985年),再由强—正常偏弱/偏强(冬季1985~1992年/秋季1985~2000年)的演变过程;同时,青藏高原中北部和东南部地面感热通量(L_2 负值区)由弱—强(1961~1974年),由强—弱(1974~1985年),再由弱—正常偏强/偏弱(冬季1985~1992年/秋季1985~2000年)(图8a、8d)。

图8b、8c反映的是春、夏季青藏高原中北部(L_2 正值区)地面感热通量近40年

1) 章基嘉,短期气候变化研究的进展,长期天气预报研究通讯,长期天气预报研究课题组,1994(3)。

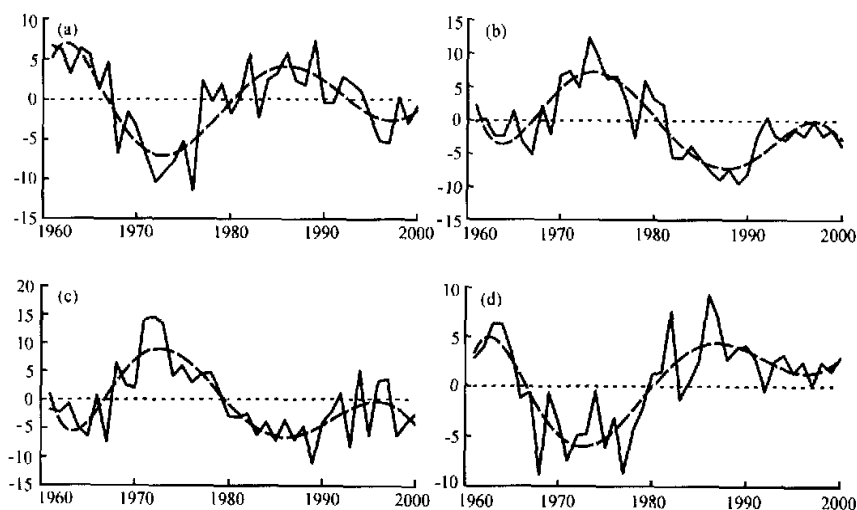


图 8 高原感热通量的第二主分量(实线)及高阶主值函数趋势(虚线)

(a)、(b)、(c)、(d) 分别为冬、春、夏、秋

经历的由弱—强(1961~1973年),由强—弱(1973~1987年),再由弱—正常(春季)偏强(夏季)的演变过程;同时,青藏高原南部及横断山区(L_2 负值区)地面感热通量为由强—弱(1961~1973年),由弱—强(1973~1987年),再由强—正常(春季)偏弱(夏季)。

青藏高原地面感热通量的主成分可以粗略地代表高原整体地面感热源强度的年际变化特点,具体到高原南部的拉萨($91^{\circ}08'E$, $29^{\circ}42'N$)、高原中东部的玉树($96^{\circ}45'E$, $33^{\circ}06'N$)和高原中部的五道梁($93^{\circ}05'E$, $35^{\circ}13'N$),地面感热与地面加热场强度变化是一致的^[24]。为明了起见,现将高原各季地面感热通量的第一、第二主分量经谐波和功率谱分析的主要周期列于表3。可以看出,青藏高原地面感热通量的主要振动周期除冬季第一主分量为明显的准3年振荡外,其余各季均以13年以上长周期变化为主,其显著性水平也都超过 $\alpha_{0.01}$ 信度检验。

表 3 各季主成分的周期

年

主成分	冬	春	夏	秋
T_1	3.3	13.0	13.0	13.0
T_2	26.0	13.0	13.0	13.0

7 结论与讨论

(1) 利用40年资料计算的拖曳系数 C_D 与地面感热通量可以较好的反映青藏高原下垫面感热的基本气候特征,即高原 C_D 系数东南部大,西北部小;冬季大,夏季小。多年平均高原地面感热通量仅在冬季小范围出现弱的负值,即感热通量由大气指向地面,

其余季节感热均为正值,即由地面向大气输送感热。感热通量大的地方其年际变化也大,这对研究高原地面感热通量的影响是有意义的。

(2) 高原地面感热通量年际异常的主要空间型,第一是南北差异,如冬季的 L_1 、春季的 L_2 、夏季的 L_2 、秋季的 L_1 等载荷向量场,均反映了南北异号的相反变化。第二个异常特征是东西差异,如冬季的 L_2 表现出东西相反变化的空间异常特点。第三个空间异常特征为高原主体及东部地区与外围的差异,如春季的 L_1 场。

(3) 高原地面感热通量存在明显的 10 年际变化趋势,具体表现在 1961~2000 年期间,冬季高原北部和西部地区地面感热有减弱趋势,而高原中部和东南部呈明显的上升趋势。夏季高原主体及东部地区感热通量不断加强,而高原西部地区则相反。

(4) 青藏高原地面感热通量春、夏、秋 3 季均以 13 年以上的长周期振荡为主,冬季第一主分量表现为准 3 年的短周期变化,但总体来说长周期占优势。

参 考 文 献

- 1 章基嘉、朱抱真、朱福康等,青藏高原气象学进展,北京:科学出版社,1988,4~13.
- 2 陶诗言、陈联寿、徐祥德等,第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展(一),北京:气象出版社,1999.
- 3 陶诗言、陈联寿、徐祥德等,第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展(二),北京:气象出版社,1999.
- 4 季国良、钟强、沈志宝,青藏高原地面热源观测研究的进展,高原气象,1989,8(2),127~132.
- 5 季国良、姚兰昌、袁福茂等,1982年冬季青藏高原地面和大气加热场特征,中国科学(B辑),1986, No. 2, 214~224.
- 6 程章、王可丽,1982年8月~1983年7月青藏高原及其邻近地区的环流和天气,高原气象,1985,4(4),21~35.
- 7 叶笃正、高由禧,青藏高原气象学,北京:科学出版社,1979.
- 8 季国良、蒲明、席蕴玉,1983年夏季青藏高原地区的地面和大气加热场,高原气象,1986,5(2),155~166.
- 9 季国良、徐荣呈,青藏高原西部冬季地表净辐射与中国降水的关系,高原气象,1990,9(1),22~31.
- 10 徐国昌、李栋梁、陈丽萍,青藏高原地面加热场强度的气候特征,高原气象,1990,9(1),32~43.
- 11 李栋梁、陈丽萍,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,1990,1(4),383~391.
- 12 Businger, J. A., Turbulent transfer in the atmospheric surface layer, in: *Workshop on Micrometeorology*, D. Haugen Ed., Amer. Meteor. Soc. Boston, 1973, 67~100.
- 13 Geernaert, G. L., On the importance of drag coefficient in air-sea interaction, *Dynamics of Atmospheres and Ocean*, 1987, 11, 19~38.
- 14 左洪超、胡隐樵,黑河试验区沙漠和戈壁的总体输送系数,高原气象,1992,11(4),371~380.
- 15 马耀明、Osamu Tsukamoto、吴晓鸣等,藏北高原草甸下垫面近地层能量输送及微气象特征,大气科学,2000,24(5),715~722.
- 16 张强、卫国安、黄荣辉,西北干旱区荒漠戈壁动量和感热总体输送系数,中国科学(D辑),2001,31(9),783~792.
- 17 卞林根、陆龙骅、程彦杰等,青藏高原东南部昌都地区近地层湍流输送的观测研究,应用气象学报,2001,12(1),1~13.
- 18 徐祥德、周明煜、陈家宜等,青藏高原地一气过程动力、热力结构综合物理图景,中国科学(D辑),2001,31(5),428~440.
- 19 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,中国科学(D辑),2001,31(4),327~332.

- 20 苗蔓倩、季劲钧, 不同地表而曳力系数的研究, 第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展 (一), 北京: 气象出版社, 1999, 9~14.
- 21 青藏高原气象科学实验第一课题组编制, 青藏高原地面辐射平衡和热量平衡图集 (1979 年 5~8 月), 北京: 气象出版社, 1984.
- 22 李栋梁、彭素琴, 中国西部降水资源的稳定性研究, 应用气象学报, 1992, 3 (4), 451~458.
- 23 白肇烨、徐国昌, 中国西北天气, 北京: 气象出版社, 北京, 1988, 49~58.
- 24 李栋梁、季国良、吕兰芝, 青藏高原地面加热场强度对北半球大气环流和中国天气气候异常的影响研究, 中国科学 (D 辑), 2001, 31 (增刊), 312~319.

A Diagnostic Study of Surface Sensible Heat Flux Anomaly over the Qinghai-Xizang Plateau

LI Dongliang¹⁾, Li Weijing²⁾, Wei Li¹⁾, Zhong Hailing¹⁾,
Lü Lanzhi¹⁾, and Ji Guoliang¹⁾

1) (*Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute,
Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000*)

2) (*National Climate Center, Beijing 100081*)

Abstract The monthly mean surface sensible heat flux and C_D coefficient were calculated by surface soil temperature, surface air temperature, wind velocity and pressure in 60 stations during the period from 1961 to 2000 over the Qinghai-Xizang Plateau. The basic spatial and temporal distribution features have been diagnosed systematically by principal component analysis, periodic function, random function, and power spectral analysis. The result shows that the dragging coefficient and the surface sensible heat flux which were calculated from 40 years observations well reflected the basic climate feature of the surface sensible heat over the Plateau, that is, the C_D coefficient in southeast is bigger than that in northwest, and it has a bigger value in winter than in summer. The climate average value of the surface heat flux over the Qinghai-Xizang Plateau merely appears a weak negative value in a small range in winter, and it is positive in the rest seasons of a year. Where the sensible heat flux is bigger where its inter-annual variation is also bigger. The main space patterns of the sensible heat flux inter-annual anomaly are: (1) north-south difference, (2) east-west difference, and (3) the difference between the main body of the Plateau and its eastern part and the outside. There is a obviously oscillation trend over 10 years in the interannual variability, during 1961~2000. The surface sensible heat flux has a decrease trend in north and west parts of the Plateau, and it has an increase trend in the middle and east parts of the Plateau. The surface sensible heat flux in main body of the Plateau and its eastern area increases year by year and it has an opposite trend in the west part. It is main oscillation, which has a long period more than 13 years in the spring, summer and autumn, but the first main component in the winter has a short period of quasi-3-year oscillation.

Key words: Qinghai-Xizang Plateau; surface sensible heat flux; climatic features; anomaly change