

1.2 极端气温指标的选取 依据世界气象组织(WMO)推荐的16个极端气温指数,对其阈值的确定采用Bonsal非参数化方案^[16],具体计算步骤为:设某个气象要素有 n 个值,将这 n 个值按升序排列 $x_1, x_2, \dots, x_m, \dots, x_n$,则某个值小于或等于 x_m 的概率为:

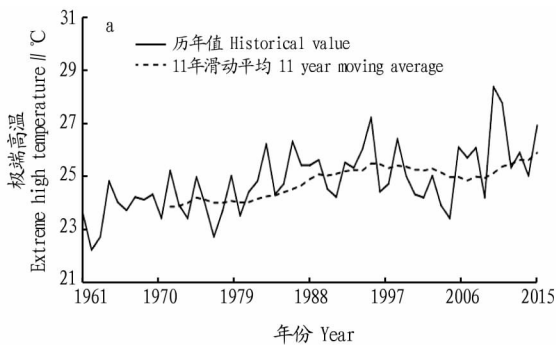
$$P = (m - 0.31) / (n + 0.38)$$

利用RCLimindex软件选取了9个极端气温指数(表1)。对于软件无法识别年份,采用传统的极端值计算方法,即对逐日最高(最低)气温按降序排列,将第5(95)个百分位值定义为该年最高、最低温度的极端高、低值^[17]。

表1 极端气温指标
Table.1 Indices of extreme temperatures

序号 No.	极端温度指标 Extreme temperature index	定义 Definition	单位 Unit
1	日最高气温	年内逐日最高气温的最大值	℃
2	日最低气温	年内逐日最低气温的最小值	℃
3	极端气温日较差	年内日最高气温与最低气温的差值	℃
4	冷夜频数	日最低气温 < 10% 分位值的频数	d
5	暖夜频数	日最低气温 > 90% 分位值的频数	d
6	冷昼频数	日最高气温 < 10% 分位值的频数	d
7	暖昼频数	日最高气温 > 90% 分位值的频数	d
8	平均温度单日最大降温幅度	逐日平均温度降低的最大值	℃
9	平均温度单日最大增温幅度	逐日平均温度增加的最大值	℃

1.3 分析方法 小波分析对去除信号噪音有良好的效果,



能反映时间序列的局部变化特征,可以看到每一个时刻在各周期中所处的位置。其方法是在傅立叶变化基础上引入窗口函数,时间窗和频率窗都可改变的时频局域化分析方法,公式为:

$$\omega_f(\tau, \alpha) = |\alpha|^{-\frac{1}{2}} \int f(t) g$$

式中, τ 是时间参数, α 为子波数, $1/\alpha$ 为频率, $g(t)$ 为小波母数。通过小波分析可得到所研究对象序列在不同时间尺度上周期结构和异常变化的规律,为短期气候预测提供科学依据^[18-19]。

在分析极端气候指数变化时,在此对序列采用了滑动平均,滤去扰动的影响;采用线性回归,计算相关系数。在分析与环流的相关性时,根据数据特征,采用Pearson相关。所有统计计算均在SPSS、Matlab软件中完成。

2 极端气温变化特征

2.1 极端高温变化趋势 从图2a可看出,1961—2014年拉萨市极端高温为22~28℃。11年滑动平均值变化曲线显示,整体年份序列的极端高温指数变化幅度不大,增幅为4.778℃/10a,通过了 $\alpha=0.01$ 显著性检验。这一指数与青海省的极端气温指数^[20]相近,但高于西藏其他地区^[21]和青藏高原^[22]的极端高温指数。从年代际来看(图2b),拉萨极端高温指数60—90年代逐年升高,极端高温指数升高1.7℃;其中70年代较60年代,极端高温指数上升0.2℃,而在80年代,极端高温指数显著升高,较70年代增幅为1.2℃;90年代及近10年(2001—2014年)的极端高温指数一直处于高值区。相关研究也表明,北方极端高温在很多地区均有所降低,但在高原却普遍上升^[23]。

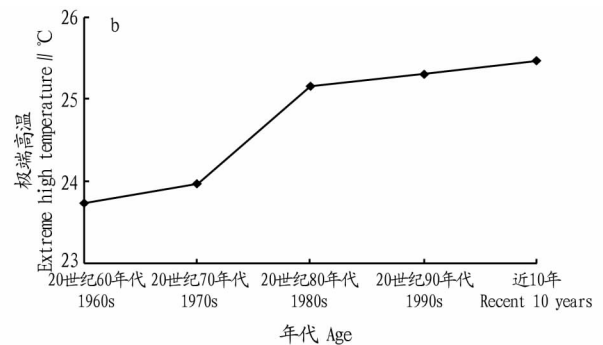


图2 1961—2014年拉萨市极端高温指数年际(a)和年代(b)变化

Fig.2 Interannual (a) and chronological (b) changes of extreme high temperature index in Lhasa City during 1961 - 2014

2.2 极端低温变化趋势 从图3可看出,拉萨市极端低温指数从-12.2℃(1961年)上升为-7.5℃(2014年)。11年滑动平均值变化曲线显示,近54年来极端低温指数逐年增高,增幅为10.622℃/10a,通过了 $\alpha=0.01$ 显著性检验。20世纪70年代较60年代极端低温指数上升了1.1℃,80年代较70年代极端指数变化不大,90年代、近10年较80年代分别上升了1.3、1.5℃。可见,拉萨市极端低温有增暖趋势,尤其是在80年代之后,极端低温增暖明显。这与Karl等^[24]的研究结果一致。20世纪80年代极端低温的增幅没有极端高温的增幅明显,但总体来看,极端气温冷指数的增幅明显大于暖指数,说明拉萨市的极端气温暖指数为增加趋势,极端气温冷指数为减少趋势,这与青藏高原极端气温指数变化

趋势是一致的^[25]。

2.3 极端气温事件发生频次及周期变化 近54年拉萨市极端高温事件频数共发生1048次,呈增加趋势,增幅为0.48次/10a,20世纪70年代极端高温频次增幅最大,平均发生频次为19.6次,80年代增加趋势减缓,90年代达到极值,平均发生频次为19.9次,之后略有下降。而从极端低温事件频数变化趋势来看,近55年共发生1037次,但总体呈现减少趋势,减幅为0.31次/10a。与极端高温频次不同的是,极端低温频次在20世纪60年代达到极大值,发生频次为20.1次,90年代极端低温频次发生最少,为19.0次,90年代之后又呈显著上升趋势(通过 $\alpha=0.01$ 显著水平检验)。

通过周期分析得出,1961—2014年拉萨市极端高温事件

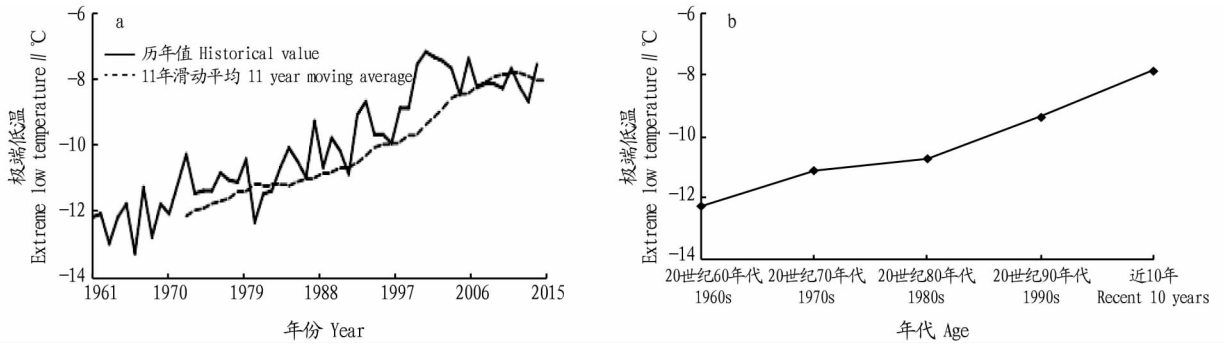


图3 1961—2014年拉萨市极端低温指数年际(a)和年代(b)变化

Fig. 3 Interannual (a) and chronological (b) changes of extreme low temperature index in Lhasa City during 1961 – 2014

主要存在5~10年的振荡周期,次振荡周期为10~20年;20世纪70年代极端高温事件主要存在振荡周期为30年左右,而自80年代后便开始显现15年左右的波动周期。极端低温事件主要存在5年左右的振荡周期,次振荡周期为10~15年;20世纪70年代极端低温事件主要存在振荡周期为30年,这与极端高温事件的振荡周期相同;而80年代极端低温的振荡周期减少为20年,说明极端低温事件的发生周期越来越短,频率越来越高。由此可知,近54年来拉萨市极端气温事件存在年际和年代尺度的周期变化,且均具有明显的时域特征。

3 极端气温变化与环流指数相关分析

拉萨市气候的异常变化与大尺度环流的异常密切相关(表2)。北半球极涡的强弱在一定程度上可以反映冷空气的强弱。印缅槽是冬半年副热带南支西风气流在高原南侧

孟加拉湾地区产生的半永久性低压槽,是影响西藏高原的主要低槽。在此仅列出极端气温相关性较大的环流指数,没有相关性的环流指数不做分析。

亚洲极涡指数对拉萨市极端高温的影响主要集中在秋季和冬季,其中与秋季极端高温指数的相关性最显著,相关系数为0.58,其次是与冬季极端高温指数的相关系数为0.53;其余季节的相关性不大,相关系数通过0.05显著性检验。北半球极涡面积指数会对后期青藏高原6月份降水量产生影响,即极涡指数大时,西藏山南、拉萨地区的降水量偏多^[26]。因此,亚洲极涡指数对拉萨市夏季的极端高温指数影响不大。而冬季,极涡指数偏强,对拉萨市影响较大,易增加极端低温天气出现的频次;与极端高温不同的是,亚洲极涡对拉萨市极端低温的影响主要集中在冬季,相关系数为0.67,显著性极强。

表2 拉萨市极端气温与环流指数的相关性

Table 2 Correlation between extreme temperature and circulation index in Lhasa City

环流指数 Circulation index	季节 Season	极端高温指数 Extreme high temperature index				极端低温指数 Extreme low temperature index			
		春季 Spring	夏季 Summer	秋季 Autumn	冬季 Winter	春季 Spring	夏季 Summer	秋季 Autumn	冬季 Winter
		亚洲极涡 Asian polar vortex	夏季	0.60	0.52	0.58*	0.53*	0.37	0.11
	冬季	0.21	0.52	0.52	0.14	0.62	0.42	0.14	0.67**
副高强度 Subtropical high strength	夏季	0.06	0.34*	0.12	-0.04	0.10	-0.10	0.37*	0.24
	冬季	0.04	0.10	0.14	0.15	0.13	-0.04	0.23	0.37*
西伸脊点 West ridge point	夏季	0.01	0.46**	0.07	-0.07	-0.04	-0.11	-0.34**	-0.09
	冬季	-0.08	-0.04	-0.01	0.15	0.04	-0.06	-0.21	-0.04
印缅槽 India - Burma trough	春季	0.10	-0.60*	-0.07	0.13	0.06	-0.20	0.24	-0.11
	冬季	-0.35	0.09	-0.04	0.20	-0.06	-0.16	-0.06	0.04

注: *表示通过0.05置信水平显著性检验; **表示通过0.01置信水平显著性检验

Note: * indicates a significant test by the level of confidence at 0.05; ** indicates a significant test by the level of confidence at 0.01

副高强度和西伸脊点对拉萨市极端高温的影响主要集中在夏季,对极端低温的影响主要集中在秋冬季。拉萨市极端高温指数与夏季的副高强度呈正相关性,相关系数为0.34;与此同时,极端高温指数还与西伸脊点有较强的相关性,相关系数为0.46。说明拉萨市夏季高温指数增加受副高强度和西伸脊点两者的共同作用,即西太平洋副高西伸脊点会影响拉萨市的降水,从而导致极端气温的变化。当副高西伸脊点明显时,高原受下沉气流控制,高原内部降水少,特别是西藏中东部地区表现较为明显,甚至出现干旱,导致了极端高温天气的增多^[27]。副高与秋季、冬季的极端低温指数有正相

相关性,相关系数均为0.37。说明副高控制区域内的下沉气流所导致的干冷天气,有利于极端低温天气的出现。而西伸脊点与秋季极端低温指数呈负相关性,相关系数为-0.34。

印缅槽强度指数与拉萨市夏季极端高温指数呈负相关性。因为印缅槽的活动有明显的季节性,这种季节变化与冷空气活动有密切关系,春季冷空气活动频繁时,印缅槽也最为活跃,3—5月是季风转换的关键时段,夏季风的建立有利于印缅槽携带大量水汽,造成大范围雨雪天气^[28]。印缅槽指数越小,位置越偏西,西藏中东部降水越多,不利于极端高温天气的发生。6月份之后印缅槽转换消失,冬季辐散环流

下沉,抑制了印缅槽前的上升运动发展,这时低层辐合、中层辐散,槽前上升支一般仅延伸至对流层中层^[29]。青藏高原由于海拔较高,冬季受印缅槽影响有限,因此冬季印缅槽与极端高温指数、极端低温指数的相关性均不大。

4 结论

(1)近 54 年拉萨市极端高温指数 22~28℃,平均增幅为 4.778℃/10 a;自 20 世纪 60 年代以来,极端高温指数一直处于高值区,80 年代极端高温指数上升明显。相比于极端高温指数,极端低温指数上升更加明显,为 -12.2~-7.5℃,平均增幅为 10.622℃/10 a。20 世纪 90 年代之后,上升范围显著,说明拉萨市极端低温有变暖趋势。

(2)近 54 年拉萨市极端高温事件频数呈增加趋势,增幅为 0.48 次/10 a。极端低温事件频数总体呈现减少趋势,减幅为 0.31 次/10 a,但 20 世纪 90 年代之后又呈显著上升。极端高温指数和极端低温指数在 70 年代均存在 30 年的振荡周期,80 年代之后,振荡周期逐渐减少。说明极端事件发生次数逐渐增加。

(3)极端气温与环流相关性显示,拉萨市夏季极端高温指数与副高强度、副高西伸脊点呈正相关,相关系数分别为 0.34、0.46;与印缅槽指数呈负相关,相关系数为 -0.60;秋冬季节的极端高温指数仅与亚洲极涡相关,相关系数分别为 0.58、0.53。拉萨市秋季极端低温指数与副高强度呈正相关,而与西伸脊点呈显著负相关,相关系数为 -0.34;冬季极端低温指数与冬季亚洲极涡呈显著正相关,相关系数为 0.67。

参考文献

[1] IPCC. Climate change 2015; The science of climate change. Contribution of working group 1 to second assessment report of international panel on climate change[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2015.

[2] MONIER E, GAO X. Climate change impacts on extreme events in the United States: An uncertainty analysis[J]. Climatic change, 2015, 131(1): 67-81.

[3] WANG H J, CHEN Y N, XUN S, et al. Changes in daily climate extremes in the arid area of northwestern China[J]. Theoretical applied climatology, 2013, 112(1): 15-28.

[4] STEPHENSON T S, VINCENT L A, ALLEN T, et al. Changes in extreme temperature and precipitation in the Caribbean region, 1961-2010[J]. International journal of climatology, 2014, 34(9): 2957-2971.

[5] 彭冬冬, 周天军, 邹立维, 等. FGOALS-g2 模式模拟和预估的全球季风区极端降水及其变化[J]. 大气科学, 2016, 40(5): 1059-1072.

[6] REN G Y, ZHOU Y Q, CHU Z Y, et al. Urbanization effects on observed surface air temperature trends in north China[J]. Journal of climate, 2008, 21(6): 1333-1348.

[7] 李庆祥, 李伟. 近半个世纪中国区域历史气温网格数据集的建立[J]. 气象学报, 2007, 65(2): 293-300.

[8] 谭晶, 蔡怡, 张海东, 等. 2012/2013 年冬季中国气温异常成因分析[J]. 大气科学学报, 2016, 39(3): 361-369.

[9] 司东, 马丽娟, 王朋岭, 等. 2015/2016 年冬季北极涛动异常活动及其对我国气温的影响[J]. 气象, 2016, 42(7): 892-897.

[10] 沈柏竹, 封国林, 廉毅. 1 月北极涛动异常程度特征及其对北半球同期温度的影响[J]. 地理科学, 2015, 35(10): 1299-1305.

[11] JI Z M, KANG S C. Evaluation of extreme climate events using a regional climate model for China[J]. International journal of climatology, 2015, 35(6): 888-902.

[12] 肖玮钰, 王连喜, 薛红喜, 等. 1959-2009 年甘肃极端温度时空变化及其与 AO 相关分析[J]. 气象科学, 2013, 33(2): 190-195.

[13] 吴爱明, 倪允琪. 青藏高原对亚洲季风平均环流影响的数值试验[J]. 高原气象, 1997, 16(2): 153-164.

[14] 刘晓东. 青藏高原隆升对亚洲季风形成和全球气候与环境变化的影响[J]. 高原气象, 1999, 18(3): 321-332.

[15] 梁潇云, 刘屹岷, 吴国雄, 等. 青藏高原隆升对春、夏季亚洲大气环流的影响[J]. 高原气象, 2005, 24(6): 837-845.

[16] BONSAI B R, ZHANG X B, VINCENT L A, et al. Characteristics of daily and extreme temperature over Canada[J]. Journal of climate, 2001, 14(9): 1959-1976.

[17] ALEXANDER L V, ZHANG X, PETERSON T C, et al. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation[J]. Journal of geophysical research, 2006, 111(5): 1-22.

[18] 崔锦泰. 小波分析导论[M]. 西安: 西安交通大学出版社, 1995.

[19] 李建平. 小波分析与信号处理: 理论、应用及软件实现[M]. 重庆: 重庆大学出版社, 1997.

[20] 申红艳, 马明亮, 王冀, 等. 青海省极端气温事件的气候变化特征研究[J]. 冰川冻土, 2012, 34(6): 1371-1379.

[21] 杜军, 路红亚, 建军. 1961-2010 年西藏极端气温事件的时空变化[J]. 地理学报, 2013, 68(9): 1269-1280.

[22] 李红梅, 李林. 2℃ 全球变暖背景下青藏高原平均气候和极端气候事件变化[J]. 气候变化研究进展, 2015, 11(3): 157-164.

[23] 严中伟, 杨赤. 近几十年中国极端气候变化格局[J]. 气候与环境研究, 2000, 5(3): 267-272.

[24] KARL T R, JONES P D, KNIGHT R W, et al. A new perspective on recent global warming: Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature[J]. Bull of American Mete Sci, 1993, 74(6): 1007-1023.

[25] 宋善允, 王鹏祥, 杜军, 等. 西藏气候[M]. 北京: 气象出版社, 2013.

[26] 建军, 李惠, 才让端智, 等. 冬、春季全球极涡对青藏高原夏季降水影响[J]. 西藏科技, 2007(6): 60-65.

[27] 论珠群培, 红梅, 建军, 等. 夏季西太平洋副热带高压对青藏高原降水影响[J]. 西藏科技, 2008(12): 63-65.

[28] 晏红明, 肖子牛, 张小玲, 等. 低纬高原地区南支槽强降水尺度 MCS 系统的模拟与分析[J]. 高原气象, 2005, 24(5): 672-684.

[29] 索渺清, 丁一汇. 冬半年副热带南支西风槽结构和演变特征研究[J]. 大气科学, 2009, 33(3): 425-442.

(上接第 139 页)

[3] 刘腾腾, 蔡彦朋, 王传珍, 等. 刺槐新害虫——刺槐突瓣蛾及其相关种生物学研究[J]. 应用昆虫学报, 2015, 52(4): 942-950.

[4] 汪文俊, 邹运鼎, 鲍周明. 高效氯氰菊酯对茶小绿叶蝉的防效[J]. 安徽农学通报, 2011, 17(7): 111, 113.

[5] 薛明, 李强, 李照会, 等. 14 种杀虫剂对小菜蛾的药效试验[J]. 农药, 1996, 35(6): 37-39.

[6] 吴世昌. 合理使用灭幼脉类杀虫剂防治蔬菜害虫[J]. 上海蔬菜, 1992(3): 33-34.

[7] 王会福, 王永才. 阿维菌素 1.8% 乳油防治稻纵卷叶螟药效试验初报[J]. 农药科学与管理, 2011, 32(5): 52-53.

[8] 宗雷. 阿维菌素等药剂对小菜蛾的毒力测定研究[J]. 安徽农学通报, 2011, 17(12): 149-150.

[9] 农业部农药检定所. 农药田间药效试验准则(一): GB/T 17980.41-2000[S]. 北京: 中国标准出版社, 2000: 51-54.

[10] 王世琦, 王—州, 郭印, 等. 防治桃树潜叶蛾的田间药效筛选试验[J].

现代园艺, 2013(9): 10-11.

[11] 陈明艳, 邵彦坡, 刘德如, 等. 甲胺基阿维菌素苯甲酸盐 1% 微乳剂防治苹小卷叶蛾田间药效试验[J]. 农药科学与管理, 2009, 30(11): 53-55.

[12] 王红军, 张红梅, 汤爱勤. 杀虫剂对小菜蛾的防治研究[J]. 安徽农业科学, 2007, 35(17): 5201.

[13] 朱国仁, 张芝利, 沈崇尧. 主要蔬菜病害防治技术及研究进展[M]. 北京: 中国农业科技出版社, 1992.

[14] 广振, 温沛宏, 徐波勇, 等. 生物原杀虫剂——甲胺基阿维菌素苯甲酸盐[J]. 农药, 2001, 40(5): 43.

[15] 杨海珍. 1% 甲胺基阿维菌素苯甲酸盐乳油防治甘蓝菜青虫、小菜蛾药效试验[J]. 农药, 2001, 40(8): 28.

[16] 王运兵, 吕印谱. 无公害农药实用手册[M]. 郑州: 河南科学技术出版社, 2004: 91-92.

[17] 李高平, 鞠桂清, 王建如, 等. 生物农药对小菜蛾和菜青虫防治效果的研究[J]. 安徽农业科学, 2006, 34(14): 3405, 3423.