

青藏高原冷暖与东亚大气环流的统计分析

徐国昌

(甘肃省气象科学研究所)

提 要

本文使用高原温度距平指数代表高原温度。分析指出,高原温度的季序列存在着明显的3年、5年周期,7年和11年周期也较明显。高原温度的持续性容易在秋季发生转换,并且比西太平洋副高、超长波振幅的持续性转换得早。分析还指出,青藏高原温度夏季与南亚高压的南北振荡有密切关系,而冬季又与东亚槽和新疆脊的强度有比较密切的关系。并指出,高原热状况对我国旱涝的影响应引起高度的重视。

一、前言

青藏高原对长期天气过程的影响,一直是长期天气预报工作者关心的问题。早在20年代, Walker〔1〕就把喜马拉雅山的积雪作为预报印度季风雨量的因子。1981年陈烈庭〔2〕根据青藏高原地面测站的积雪记录分析了高原积雪与东亚环流的关系,发现高原冬春积雪多的年份100hPa高压弱,初夏季节迟,华南降水偏多。1983年郑世京等〔3〕发现冬季高原温度低,有利于盛夏100hPa脊线偏东、川东多雨。不少台站用高原温度作为降水预报的指标,但是对测站选择的任意性和主观性比较大。为了克服这一缺点,我们选了高原上40个站20年的温度资料,用自然正交函数进行分解,发现前三个主成分分别占总方差的约50%、20%和10%。根据载荷量计算,每一个主成分选出载荷量最大的两个站作为代表站,第一个主成分的代表站是玉树和吉迈,第二个主成分是日喀则和西宁,第三主成分是帕里和康定。分别将各主成分的两个代表站的温度距平的平均值乘以该主成分的方差比,然后相加,并且规格化,作为高原温度的指标,称为高原温度距平指数(PT)。其表达式为:

$$PT = 0.313\Delta\bar{T}_1 + 0.125\Delta\bar{T}_2 + 0.062\Delta\bar{T}_3$$

式中 $\Delta\bar{T}_1$ 表示玉树和吉迈的温度距平和, $\Delta\bar{T}_2$ 表示日喀则和西宁的温度距平和, $\Delta\bar{T}_3$ 表示帕里和康定的温度距平和。表1给出了1957—1985年历年各月高原温度距平指数。由于高原温度距平指数是根据典型场特征及其方差贡献的大小确定的,代表性较好,可以作为高原冷暖的客观指标。顺便指出,不少人用拉萨站温度代表高原温度,但据计算,拉萨站对于前3个主成分的载荷量都不很大,所以用它代表高原的总体特征是不太适合的。如果仅用一个站粗略地代表高原,从第一主成分的载荷量的计算结果来看,玉树站的代表性更好些。

二、青藏高原温度的周期性和持续性

1. 周期性

我们对青藏高原温度距平指数(以下简称高原温度)的季序列(3—5月为春季,6—8月为夏季,9—11月为秋季,12—2月为冬季)进行周期分析(1957—1985年),结果表明,3年(12个季)周期最明显,5年(20个季)周期次之,这两个周期信度水平平均达到0.01,7年(27个季)和11年(44个季)周期也较明显,信度达0.05(见图1)。

2. 持续性

计算逐月高原温度后延一个月的相关系

表1 青藏高原1957—1985年温度距平指数

年份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均
1957	0.0	-1.3	-1.2	-1.1	-0.5	-1.1	-0.3	0.2	-0.1	0.6	-0.8	-0.5	-0.5
1958	1.0	-1.8	0.5	0.9	0.1	1.1	0.6	-0.3	0.9	1.1	2.2	1.0	0.6
1959	0.7	-1.2	0.3	0.5	-0.2	-0.5	0.9	-0.2	-2.2	-0.5	0.6	0.6	-0.1
1960	-1.3	1.0	0.6	0.1	0.5	0.7	0.2	-0.3	0.6	-0.5	0.9	1.0	0.3
1961	0.7	0.1	-0.2	0.2	-0.7	1.6	0.3	0.8	-0.8	1.5	-0.8	0.6	0.3
1962	-1.3	-0.2	-2.0	-0.1	-0.9	-0.2	0.1	-0.8	0.1	0.1	0.8	-0.5	-0.4
1963	-2.6	-0.6	-1.0	0.1	0.6	-0.9	0.0	0.1	1.1	-0.8	-0.9	-1.0	-0.5
1964	-0.1	0.5	0.4	1.3	0.4	-0.3	-0.3	-0.4	0.7	2.0	0.2	0.4	0.4
1965	0.2	-0.3	-1.6	-0.1	0.2	0.2	-0.5	-1.2	-0.3	-0.8	-1.3	-1.4	-0.6
1966	-0.3	1.1	1.6	0.4	1.0	0.1	0.6	0.8	-1.3	-1.5	0.1	1.0	0.3
1967	0.1	-0.4	-0.9	-0.8	0.5	-0.7	0.0	0.7	-0.4	-0.8	-2.3	-1.6	-0.6
1968	-0.7	-1.5	-0.3	-1.4	-0.3	-0.8	-0.9	-0.8	0.6	-0.4	0.2	1.0	-0.4
1969	1.2	1.4	1.4	0.4	1.4	0.0	0.2	0.1	0.3	-0.5	0.2	0.0	0.5
1970	-0.9	-0.4	-0.8	-1.3	0.2	-0.2	0.3	0.0	0.2	-0.5	-0.5	0.8	-0.3
1971	-0.3	-0.9	0.7	0.3	-0.9	-0.5	0.7	0.0	0.7	0.3	-2.5	-1.8	-0.4
1972	2.4	0.1	1.8	-0.8	1.0	0.3	1.5	1.4	-0.9	-0.3	-1.8	0.9	0.5
1973	1.5	1.3	1.3	0.4	0.0	-0.8	-0.4	0.0	0.4	0.3	-0.8	-1.2	0.2
1974	0.2	1.7	0.0	0.5	0.1	0.7	-0.7	-0.3	-0.2	2.5	1.4	1.0	0.6
1975	-0.5	0.4	0.4	-0.1	-0.7	1.0	-0.3	0.5	1.0	1.6	0.6	-0.9	0.3
1976	-0.1	1.5	0.2	-1.2	-0.6	-0.1	-1.9	-0.5	-0.7	-0.5	1.5	1.7	-0.1
1977	0.8	-1.2	0.2	-0.5	-2.0	-0.9	0.3	0.0	0.8	-0.8	-0.5	-0.7	-0.4
1978	-1.6	0.0	-0.7	-0.7	0.4	-0.1	-0.2	0.0	-0.5	0.5	0.3	0.7	-0.2
1979	1.3	0.2	-0.5	1.1	1.6	0.5	-1.0	0.5	-1.3	-0.4	1.0	-0.1	0.2
1980	0.0	0.8	0.2	0.6	0.2	0.0	-0.3	-0.4	0.0	-0.8	1.0	0.8	0.2
1981	0.1	2.0	0.1	-0.3	-0.4	1.5	1.0	1.7	0.2	0.8	-2.2	-0.9	0.3
1982	1.6	-0.1	0.6	-1.3	-0.4	-0.3	0.4	0.1	0.5	0.4	0.2	-0.4	0.1
1983	-1.7	-2.5	-1.2	-2.4	0.2	0.0	0.0	-0.2	0.8	1.3	-0.3	-0.1	-0.5
1984	0.1	2.2	1.3	1.0	-0.3	1.0	-0.4	-0.9	-0.4	1.8	0.3	2.8	0.7
1985	0.5	-0.4	1.2	0.5	0.5	0.2	-0.7	1.1	-0.2	0.4	-1.0	0.2	0.2
平均	0.0	0.1	0.1	-0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.2	-0.1	0.1	0.0
均方差	1.1	1.2	1.0	0.9	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	1.0	1.2	1.0	0.4

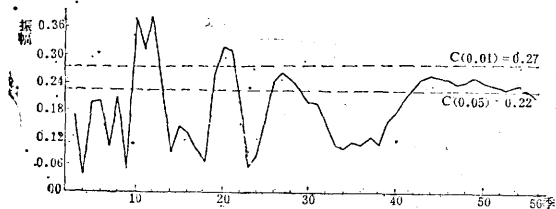


图1 青藏高原温度距平指数季序列周期图

数(见表2)看出,除8—9月以外,其他各月相关系数均为正,其中2—3月(后冬)、7—8月(盛夏)、11—12月(前冬)相关显

著,持续性强,但多数月份持续性较弱。值得注意的是,8—9月相关系数为-0.37,表明高原温度的持续性容易在秋季发生转换[4],陈兴芳指出,西太平洋副高的持续性容易在秋季发生转换[5],我们也曾指出500hPa月平均图上20°N 1波和2波振幅的持续性也存在秋季转换的现象[6]。表2给出了高原温度、西太平洋副高面积指数、20°N上1、2波振幅后延一个月的相关系数。由表2可见,高原温度秋季转换最早,在8—9月;西太平洋副高次之,在9—10月;

表2 青藏高原温度距平指数(PT)、西太平洋副高面积指数(S)及20°N上1,2波振幅(A₁、A₂)后延一个月的相关系数

项目 \ 月份	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12	12—1
PT	0.31	0.45	0.21	0.29	0.11	0.01	0.57	-0.37	0.20	0.24	0.60	0.16
S	0.71	0.64	0.85	0.74	0.64	0.69	0.48	0.52	-0.07	0.10	0.71	0.76
A ₁	0.21	0.20	0.55	0.47	0.48	0.47	0.32	0.51	0.41	-0.04	0.65	0.28
A ₂	0.47	0.36	0.54	0.22	-0.26	0.39	0.23	0.25	0.19	-0.07	0.37	0.49

北半球低纬超长波最迟, 在10—11月。这是否意味着青藏高原是秋季转换的“启动地区”? 这是一个有趣的问题。根据我们多年的预报经验, 秋季转换是一个很重要的现象, 它在环流和要素的许多方面都有表现, 是我们长期预报的重要指标之一。

3. 高原冬季温度与积雪

积雪使下垫面反照率显著加大, 对太阳辐射的吸收显著减少。融雪要消耗大量热量, 因此积雪多, 温度一般偏低。图2给出了青藏高原积雪日数距平百分率(D)及温度距平指数(PT)曲线。两条曲线位相相反的趋势是明显的。例如, 1957—1974年积雪最多的是1968年, 相应冬季温度也最低(指数为-1.3°C)。最近获悉, 1983年冬季, 高原积雪是二十多年来最多的年份, 相应高原温度也最低(指数为-1.8°C)。当然也存在少雪低温的干冷情况, 如1963年〔4〕。

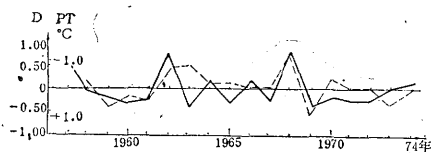


图2 冬季(11—3月)青藏高原积雪日数⁽²⁾与温度

实线: 积雪日数距平百分率, 虚线: 高原温度距平指数

三、高原温度与南亚高压

统计表明, 夏季高原温度与100hPa南亚高压脊线位置有很好的正相关。温度高的年份脊线偏北, 温度低的年份脊线偏南(见

表3)。由表3可见, 7—10月相关很显著, 秋季相关最好, 相关系数最高的达0.81。应该说明, 我们的100hPa脊线资料是从逐日天气图上根据东西风的分界线读取的, 因此资料比较精确可靠, 上述统计结果是可信的。这显示了100hPa南亚高压的热力性质。

表3 高原温度距平指数与100hPa南亚高压脊线位置的同期相关系数(1961—1980年)

月份 \ 经度	5	6	7	8	9	10
90°E	0.45	0.23	0.48	0.57	0.64	0.81
105°E	0.29	0.65	0.57	0.64	0.76	0.80
120°E	-0.09	0.24	0.43	0.40	0.60	0.77

100hPa高压稳定上高原(稳定达到27°N及其以北)的日期(平均为6月1日), 是东亚入夏的重要标志之一。每年高压上高原的日期与晚春高原温度有一定的关系, 5月高原温度偏高, 南亚高压上高原的日期有偏早的趋势; 反之, 偏迟。但相关系数不高, 为-0.304。这可能说明, 初夏南亚高压上高原的迟早, 还受其他因素的影响。

我们注意到一个现象, 即4月高原温度偏高, 有利于以后各月脊线偏北, 表现为正相关, 但其影响随时间逐渐减弱(见表4)。4月是高原的融雪季节, 上述事实是否在一定程度上说明高原冬春积雪对后期的影响主要在近期。

但统计也发现:

- (1) 前一年8月高原温度偏高, 来年6月高压脊线(105°E)偏南, $r = -0.44$ 。

表4 高原4月温度与5、6、7、8月100hPa高压脊线位置的相关系数(1960—1985年)

经度 \ 月份	5	6	7	8
90°E	0.40	0.21	0.19	0.08
105°E	0.46	0.37	0.21	0.02
120°E	0.46	0.29	0.41	0.00

(2) 前一年秋季(9—11月)高原温度偏高, 来年6月高压脊线偏北, $r=0.50$ (见图3)。

另外也发现高原冬春温度高, 有利于盛夏南亚高压和西太平洋副高脊线偏北, 反之偏南。其中春季(3—5月)高原温度与8月南亚高压关系较好, $r=0.41$ (见图4);

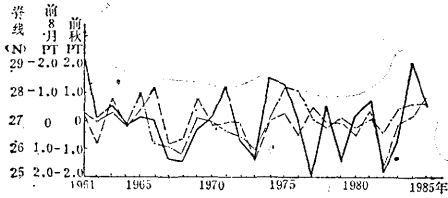


图3 前一年8月、秋季高原温度与6月105°E100hPa高压脊线位置图

实线: 高压脊线位置,
虚线: 前一年8月高原温度指数
点划线: 前一年秋季高原温度指数

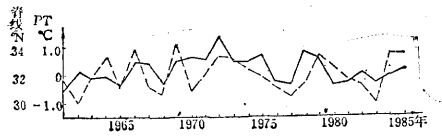


图4 春季高原温度与8月90°E100hPa高压脊线位置图

实线: 高压脊线位置,
虚线: 春季高原温度指数

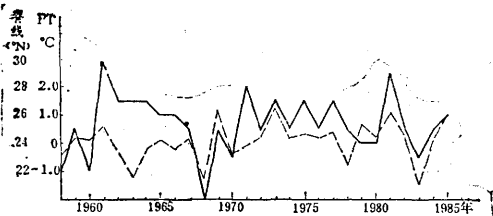


图5 冬季高原温度与7月西太平洋副高脊线位置图

实线: 副高脊线位置,
虚线: 冬季高原温度指数

冬季(12—2月)高原温度与7月500hPa太平洋副高关系较好, $r=0.42$ (见图5)。

四、高原温度与中纬度500hPa月平均超长波

月平均图上的平均槽脊具有驻波性质, 其地理位置与海陆分布和地形的作用有密切关系, 在一定的季节内变化较小。但是其振幅的年际变化相对较大, 并且与旱涝有密切关系。例如中纬度(40°N)东亚大槽在冬季和过渡季节都是北半球最重要的系统之一。谐波分析表明, 东亚大槽是超长波1、2、3波叠加的结果, 而新疆脊是超长波3波中的一个脊。东亚槽和新疆脊对我国的旱涝有很大的影响, 在它们存在的季节, 东亚槽深, 新疆脊强, 我国北方少雨, 反之多雨。

从上节我们看到, 高原温度与夏季100hPa南亚高压的南北振荡关系相当密切, 那么, 高原温度与其他季节的环流的关系如何呢? 我们分别统计了各月高原温度与中纬(40°N)500hPa1、2、3波振幅的相关(见表5)。总的看来, 以负相关为主, 即高原温度偏低, 有利于1、2、3波振幅的加大, 但仅1—3月较明显, 其他各月相关系数很小, 有的月份甚至有弱的正相关。在超长波中, 高原温度与3波振幅的关系稍好一点。因为新疆脊是3波的一个波脊, 它刚好位于青藏高原的北部, 其东西两个槽分别是东亚槽和南欧槽, 高原温度是否对上述区域的波影响更大? 我们统计了高原温度与欧亚区域超长波(实际上是北半球3波中的一个波)振幅的相关。因为中纬度3波位相的变率是最小的, 可以近似地把它看成不变的。这样就可以根据30—140°E500hPa高度, 用谐波的方法计算其基波的振幅, 并用其表示欧亚区域超长波的振幅, 它主要反映了北半球3波中位于欧亚区域的一个波的强度, 也在一定程度上反映了1、2波的影响。统计表明, 高原温度与欧亚区域超长波的负相关系

表5 高原温度与中纬度(40°)环流同期相关系数

项目	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1波振幅	-0.35	-0.38	-0.07	0.09	-0.04	-0.17	0.23	0.08	0.18	0.16	-0.18	0.13
2波振幅	-0.48	-0.45	-0.28	0.20	0.09	-0.25	-0.22	0.12	-0.26	0.13	0.04	0.09
3波振幅	-0.40	-0.33	-0.30	0.17	-0.18	0.22	-0.10	-0.14	-0.22	0.22	-0.29	-0.06
欧亚超长波振幅	-0.67	-0.58	-0.25	0.23	-0.08	-0.19	-0.41	-0.34	-0.38	-0.09	0.03	-0.27
东亚北风指数	-0.69	-0.54	-0.23	-0.14	-0.08	-0.17	-0.43	-0.27	-0.23	-0.19	-0.16	-0.33

数明显加大, 冬季尤其明显, 这表明高原温度与欧亚区域超长波有更密切的关系, 高原温度偏低, 区域超长波振幅偏大, 反之亦然, 冬季的关系更加密切(见表5)。

新疆脊平均位于 $80-85^{\circ}\text{E}$, 东亚大槽平均位于 140°E , 我国北方在整个冬季和过渡季节都处于这两个系统之间的西北气流控制之下, 我们把 $500\text{hPa } 40^{\circ}\text{N}$ 、 80°E 和 40°N 、 130°E 两个网格点的高度差作为东亚北风指数, 发现高原温度与东亚北风指数的关系更好(见表5)。

根据以上的事实, 我们可以看出, 高原温度偏低有利于新疆脊的加强和东亚槽的加深, 从而也有利于东亚北风的加大, 尤其在冬季更是如此。这个事实与杨广基等〔7〕模拟试验结果很一致。高原温度对北半球超长波振幅某种程度上的影响, 可能是它对东亚环流影响的反映。

综上所述, 青藏高原夏季温度与南亚高压的南北振荡有密切的关系, 而冬季温度又

与东亚槽和新疆脊的强度有比较密切的关系, 而这些系统分别是夏季和冬季对我国旱涝有重要作用的超长波系统, 因此, 高原热状况对我国旱涝的影响应引起我们的高度重视。

参考文献

- 〔1〕 Walker, G., *Memoirs of Indian Meteorological service*, 1923.
- 〔2〕 陈烈庭、阎志新, 青藏高原冬春异常雪盖影响初夏季风的统计分析, 中长期水文气象预报文集, 第二集, 1981.
- 〔3〕 郑世京、陈效孟, 青藏高原温度的异常与东亚副热带环流及四川旱涝的关系, 1983年全国汛期长期预报会议文集, 1984.
- 〔4〕 徐国昌、李梅芳, 高原温度与东亚环流, 高原气象, 4卷, 2期, 1985.
- 〔5〕 陈兴芳, 副高秋季转换的初步探讨, 大气科学, 4卷3期, 1980.
- 〔6〕 徐国昌、董安祥、李梅芳, 500毫巴超长波的持续性, 1983年全国汛期长期天气预报会议文集, 1984.
- 〔7〕 杨广基、王兴东、王桂芳、周明煜, 冬季青藏高原对其周围地区流场影响的模拟实验, 气象学报, 38卷, 1期, 1980.

Qinghai-Xizang Plateau temperature and East Asia general circulation

Xu Guochang

(Institute of Meteorological Science, Gansu Province)

By analysing of the seasonal series of Qinghai-Xizang Plateau temperature anomaly index, it is shown that there are two significance periods and two less significance ones, these are three-year and five-year, and seven-year and eleven-year respectively. The sign changes of Plateau temperature anomaly in autumn is often observed, and earlier than the changes of anomaly signs of western Pacific subtropic high and ultra-long-wave amplitude.