

青藏高原热状况与大气超长波的关系

黄忠恕

(长江流域规划办公室)

提 要

本文分析了青藏高原冷暖年中大气超长波和东亚至西太平洋地区副热带纬圈环流的变化,认为冷年和暖年中大气超长波和东亚副热带纬圈环流状况的不同,可能是影响汛期长江流域大范围持续性旱涝变化的原因之一。

近年来,在研究长期天气预报物理基础方面,比较注重对长期天气过程及其物理因子的分析。从我国所处的特殊地理环境以及季风气候特征考虑,大范围持续性旱涝变化实质上是一种季风异常。我国气象工作者开展了一系列利用海表温度、地温和冰雪复盖变化制作长期天气预报的研究取得了有益的结果^{[1-4][1,2]}。

长江流域东临浩瀚的太平洋,西接“世界屋脊”青藏高原,海陆下垫面热力状况的变化对天气气候的影响无疑是值得重视的。作者分析了北太平洋海表温度和青藏高原热状况与长江汛期旱涝的关系及其对东亚大气环流的影响,初步揭示出海陆下垫面热状况变化与旱涝相关的若干事实。这些分析的实际意义在于提供了一些制作大范围持续性旱涝趋势长期预报的物理因子和方法。

下垫面热状况与旱涝的联系无疑是与大气环流的变化分不开的。笔者在文献^[3]中指出,亚欧环流指数和西太平洋副高活动都与高原冷暖变化有关,高原地区增时亚欧经向环流发展和纬向环流衰退,有利于西太平洋副高加强和西伸北抬;反之,副高一般是偏南减弱。本文在此基础上分析了高原冷暖年中大气超长波和东亚至西太平洋地区副热带纬圈环流的变化。

一、高原热状况变化的持续性对长江旱涝的重要作用

对海陆下垫面热力状况的表征,通常以海水温度或冰况反映海洋的冷暖变化,以地温或雪盖代表陆地的热力状况。对于青藏高原这样特殊的陆下垫面,还可以用雪线、冰川和冻土层的变化作为热状况指标。但是,无论是地温还是雪线、冰川和冻土层等资料一般都比较短缺,为预报应用着眼,我们选择测站地面气温场作为高原下垫面热状况指标。文献^[5]指

本文1983年9月2日收到,1984年10月12日收到修改稿。

1) 章淹等:初夏西太平洋副热带高压活动与梅雨和海温关系的初步探讨,1975年长江流域长期水文气象预报讨论会技术经验交流文集,长江流域规划办公室编,1975年。

2) 汤懋苍等:下垫面能量储放与天气变化,同上。

出, 青藏高原气温场具有许多明显的特点, 其等温线的分布有着不因季节变化而受到破坏的定常形式, 它是高原大地形对大气环流的热力作用与机械阻挡作用的结果。为了消除地面气温的不稳定性和局地地形的影响, 我们曾试用了各种选点和各种时段的高原温度指标, 本文中选取 35°N 以南和 100°E 以西已有较长观测记录的拉萨、日喀则、黑河、吉迈、玛多、玉树、昌都和甘孜等 8 个站的平均月温为高原热状况指标, 它与长江中下游地区汛期 (4—8 月) 降水量的相关过程 (图 1a) 分别在头年 3、8 和 12 月等三个时段出现极大值, 其相关性都较高。其中以头年 8 月高原平均月温与长江旱涝关系最好, 置信水平达 0.01, 其余两个时段也达到或接近 0.05 的水平。三个相关时段间隔 4—5 个月。

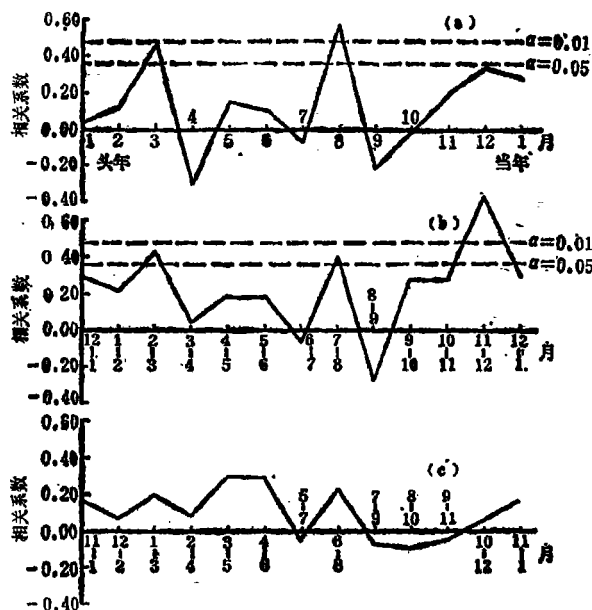


图 1 a) 高原八站热状况与长江中下游汛期降水量相关过程

b) 高原八站热状况月际自相关过程

c) 高原八站热状况隔月自相关过程

- a) Correlogram between the heat state of eight stations in the plateau and the precipitation in water season in the middle and lower reaches of Yangtze River
- b) Autocorrelogram of the heat state of eight stations in the plateau from month to month
- c) Autocorrelogram of the heat state of eight stations in the plateau from the first month to the third month

相关系数的置信水平只能说明两个变量线性相关的密切程度, 而不能表明它们之间的内在联系。但为什么在上述三个时段高原热状况与长江旱涝的关系最紧密而不是其它? 分析高原平均月温变化的自相关性可以看出, 三个高相关时段的高原平均月温与其前一月和隔月平均温度变化的持续性也较高 (图 1b 为月际自相关, 图 1c 为隔月自相关)。在月际自相关过程中, 3 月与 2 月、8 月与 7 月以及 12 月与 11 月都出现了峰值, 且置信水平都达到 0.05, 而其

它月份之间则没有这样的密切关系。在隔月自相关过程中,相关性虽然普遍降低,置信水平都在0.05以下,但3月与1月、8月与6月的相关性仍然处于峰值阶段,12月与10月的峰值发生后移现象。这一事实表明,高原热状况与长江汛期旱涝之间的三个高相关时段不是偶然出现的,在这三个时段中,高原热状况变化与其前期具有较大的持续性,它能够反映2—3个月高原热状况的变化趋势,具有季节性特征。它与长江流域大范围持续性旱涝变化的时间尺度大体一致。

上述事实还表明,高原热状况与大气环流的季节变化特征例如大气超长波之间可能存在着某些联系。

二、高原热状况与大气超长波的关系

对于超长波(例如纬圈波数为1—3的波)的认识,人们最初也象对待长波(纬圈波数为4—8的波,又称罗斯贝波)一样,把它看作由于大气内在的不稳定性所产生的一种自由波。这种看法不能很好地解释超长波的许多重要性质。自从布格^[6]提出超长波与长波的力学体系不同的看法以来,对超长波的研究受到重视。由于在实际大气中所观察到的超长波槽脊大体上有着稳定的地理分布,有人指出超长波是大地形和冷热源作用下形成的一种驻波。朱抱真^[7]、章基嘉^[8]等应用简单的模式研究了大地形、冷热源和斜压性对超长波的重要作用,取得了有意义的结果。本文应用纬圈谱方法计算了大气不同层次的平均环流谱,着重讨论超长波与高原冷暖变化的关系。

根据高原热状况与长江汛期旱涝有明显相关的3、8和12月这三个月的平均温度,从历年(1941至1980年)距平资料中选取最暖的1953、1966和1972年(以下简称高原暖年)及最冷的1956、1962和1965年(以下简称高原冷年)进行对比分析。

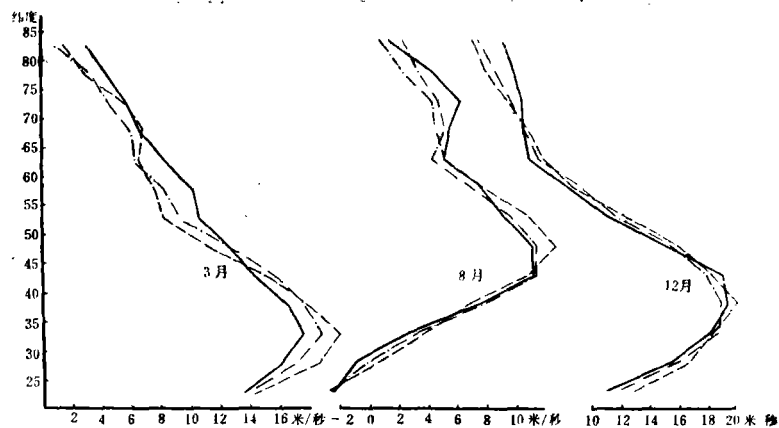


图2 高原冷暖年北半球500毫巴平均西风廓线(实线为暖年、虚线为冷年、点虚线为多年平均)

Mean wind velocity profile of N.H. 500mb in the cold and warm year of the plateau (—warm year, ----cold year,mean)

图2是三个月的高原冷年（虚线）、暖年（实线）和多年平均（点虚线）北半球500毫巴平均西风廓线。它们的共同特点是中低纬地区（与高原纬度相当）在高原冷年平均西风加强而暖年减弱，这种变化在最大风速轴线处最明显；中高纬度地区相反，一般是高原冷年西风减弱而暖年加强，或强弱随纬度交替变化。但廓线所反映的最大风速轴线的位置在高原冷暖年中并没有显著的南北移动，也就是说，高原冷暖年平均西风的强弱变化不可能是由于行星锋区的位移造成的。我们发现，高原冷暖年大气超长波能量密度的变化与平均西风廓线的上述分布特征甚为一致。

大气超长波的强弱，一般用波幅（A）表示。从能量的角度看，以波的能量密度（E）（单位体积之能量）表征可能更好。在不考虑波速差异的情况下，k波的能量密度（ E_k ）可以近似写为^[9]

$$E_k \approx \frac{1}{2} \rho A_k^2 k^2 \quad (1)$$

式中 ρ 为空气密度， A_k 为K波的波幅，k为闭合纬圈内的波数。为了计算方便，我们取

$$C_k = A_k^2 k^2 \quad (2)$$

并称 C_k 为k波的能量密度指数。

表1—3分别为用（2）式计算的高原冷暖年8月北半球100毫巴、500毫巴和海平面的超长波（ $K=1-3$ ）总能量密度指数及各分波百分率。可以看出高原冷暖年中，中低纬地区与高纬地区以及低层与高层的超长波能量密度变化截然不同：当暖年能量密度增加时，冷年则减少；高纬地区增加时，中低纬地区则减少；高层增加时，低层则减少。反之亦然（见表1—4）。同时还可以看出，在超长波总能量密度的变化中，各分波的比重也发生变化。

表 1 高原冷暖年8月100毫巴超长波能量密度指数分布

Index of energy density of 100mb ultra-long wave in the plateau during warm and cold year on August

冷暖年	能量 超长波	纬度							平均
		80	70	60	50	40	30	20	
暖年	1波	87.9	56.6	27.1	45.4	43.3	48.2	47.3	50.8
	2波	8.6	30.7	42.3	48.6	55.7	36.5	29.1	35.9
	3波	3.4	12.7	30.6	6.0	1.0	15.3	23.6	13.3
	总能量	12	57	85	74	217	150	55	93
冷年	1波	52.0	24.8	14.4	35.2	51.1	63.7	59.5	43.0
	2波	25.5	22.8	26.4	24.9	40.9	28.3	38.1	29.8
	3波	22.5	50.4	59.2	39.9	8.0	8.0	2.4	27.2
	总能量	10	58	111	58	113	136	95	83

表 2 高原冷暖年8月500毫巴超长波能量密度指数分布

Index of energy density of 500mb ultra-long wave in the plateau during warm and cold year on August

冷 暖 年	能 量 超 长 波	纬 度	80	70	60	50	40	30	20	平均
暖 年	1 波		26.9	22.0	6.9	3.6	21.9	15.8	25.0	17.4
	2 波		51.0	69.7	59.6	73.5	9.4	52.7	46.0	51.7
	3 波		22.1	8.3	33.5	22.9	68.7	31.5	29.0	30.9
	总能量		10	22	168	101	6	18	25	50
冷 年	1 波		75.1	11.4	9.7	0.6	40.5	23.0	20.0	25.8
	2 波		18.3	17.4	24.7	44.5	2.4	47.8	57.2	30.3
	3 波		6.6	71.2	65.6	54.9	57.1	29.2	22.8	43.9
	总能量		35	112	205	66	8	21	22	67

表 3 高原冷暖年8月海平面超长波能量密度指数分布

Index of energy density of sea level ultra-long wave in the plateau during warm and cold year on August

冷 暖 年	能 量 超 长 波	纬 度	80	70	60	50	40	30	20	平均
暖 年	1 波		22.6	11.4	8.2	9.5	23.6	31.2	38.7	20.7
	2 波		64.5	23.9	89.0	52.1	61.6	65.1	51.3	58.2
	3 波		12.9	64.7	2.8	38.4	14.8	3.7	10.0	21.1
	总能量		6	20	28	34	137	200	90	74
冷 年	1 波		74.4	8.6	21.6	28.7	30.1	35.9	38.7	34.0
	2 波		5.1	28.6	58.6	56.9	46.2	56.4	47.4	42.7
	3 波		20.5	62.8	19.8	14.4	23.7	7.7	13.9	23.3
	总能量		4	7	22	40	168	230	109	83

从暖年到冷年, 高能量密度指数从低频波向高频波方向转移。3 月和12月超长波的变化也有类似情况, 此处从略。

表 4 高原冷暖年8月超长波能量密度指数变化趋势
Variation of energy density index for ultra-long wave in the plateau during warm and cold year on August

位 面	能 量 变 化		高纬地区 (60~80°N)	中低纬地区 (20~50°N)	北 半 球 (20~80°N)
	冷	暖 年			
100毫巴	暖	年	减 少	增 加	增 加
	冷	年	增 加	减 少	减 少
500毫巴	暖	年	减 少	增 加	减 少
	冷	年	增 加	减 少	强 加
海平面	暖	年	增 加	减 少	减 少
	冷	年	减 少	增 加	增 加

图 3—5 为高原冷暖年中三个月的北半球 500 毫巴 1 波和 2 波槽线位置分布, 结果仍然表明, 超长波的活动在高原冷年与暖年不同, 中低纬地区与高纬地区不同。其中, 1 波的槽线位置总的说来, 冷暖年在高纬地区差异比中低纬地区大。冷年 1 波槽位于东半球而暖年位于西半球 (其中 8 月份例外)。由于 1 波是大气环流偏移极心的波动, 高纬地区 1 波的强弱与位置变化常常反映了极涡的状况。高原冷年, 极涡偏向于东半球, 东亚地区冷空气活动加强; 高原暖年, 极涡偏向于西半球, 东亚地区冷空气活动也随之减弱。2 波的槽线位置, 高原冷暖年是中低纬地区差异最大。大约在 40°N 以南, 冷年 2 波槽呈东北至西南向分布而暖年则呈西北至东南向分布。在中纬地区 (40°—60°N), 无论是 1 波或 2 波都存在一个槽脊分布比较稳定的过渡带, 冷暖年变化不明显, 具有驻波的性质。在它的南北两侧, 冷暖年变化逐渐增大。还可以看出, 超长波槽脊随纬度的分布, 一般是高原暖年与多年平均情况的趋势接近, 而高原冷年则完全相反 (但高原暖年 12 月的 2 波与多年平均情况相反)。

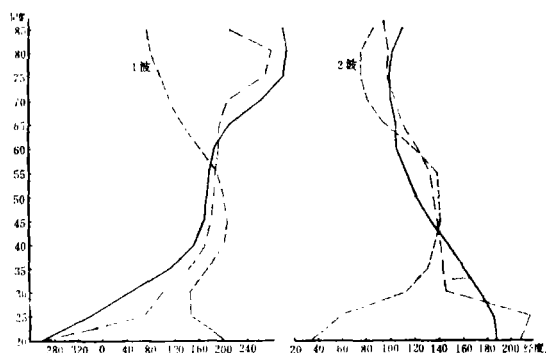


图 3 高原冷暖年 3 月北半球 500 毫巴超长波槽线分布 (说明同图 2)

Trough line distributions of N.H. 500mb ultra-long wave in the plateau during March (note as Fig. 2)

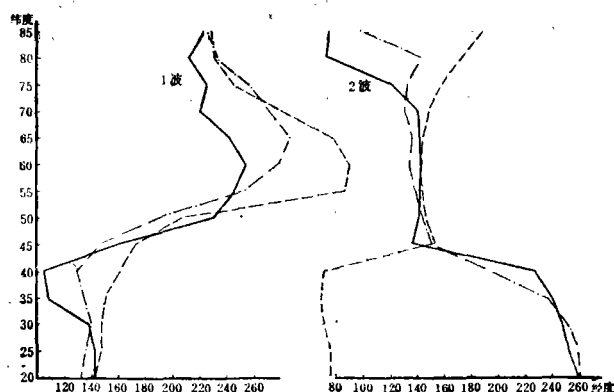


图 4 高原冷暖年8月北半球500毫巴超长波槽线分布 (说明同图2)

Trough line distribution of N.H. 500mb ultra-long wave in the plateau during August (note as Fig.2)

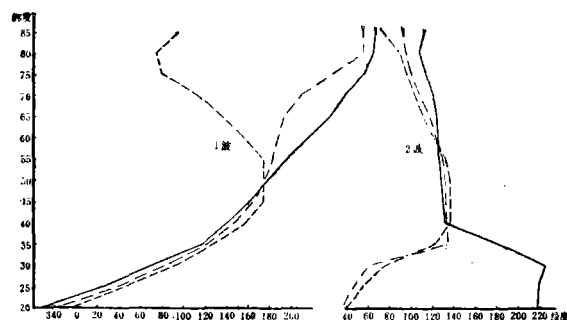


图 5 高原冷暖年12月北半球500毫巴超长波槽线分布 (说明同图2)

Trough line distribution of N.H. 500mb ultra-long wave in the plateau during December (note as Fig.2)

三、高原热状况与东亚地区副热带纬圈环流

在研究夏季西太平洋副高的成长机制时, 黄士松等^[10]注意到单以Hadley环流的强弱变化不能解释北半球夏季副高的加强, 因而提出从高原大陆到太平洋海洋上应当有一支下沉气流来加强Hadley环流的下降支。叶笃正等^[11]对东亚平均环流圈的研究表明, 夏季在东亚地区 30°N 附近存在一个纬向环流圈。作者根据夏季高原热状况和冬季西太平洋海温与长江流域汛期旱涝有明显相关的事实, 认为从高原至西太平洋副热带地区的纬向环流圈可能主要是热力性质的, 青藏高原和西太平洋下垫面的冷暖变化将导致这个环流圈的减弱或加强, 从而对东亚大气环流和天气气候产生不同的影响。在此, 首先对夏季的情况进行初步的实例分析。

图 6 和图 7 是高原夏季特暖年 (1972 年 8 月) 和特冷年 (1965 年 8 月) 从 75°E 至 175°E 沿 30°N 的环流剖面图, 各层垂直速度 (单位为 10^{-3} 毫巴每秒) 是在地面垂直速度为零, 且随高度呈线性分布的假定下根据连续方程计算得到的。结果表明, 无论是在高原暖年或冷年, 在东亚至西太平洋的副热带地区主要存在着三圈纬向环流, 它们在图中分别以 A、B、C 表示。当高原下垫面热状况不同时, 这三个纬圈环流也随之发生明显变化: 高原下垫面增暖 (图 6), A 环流圈加强并扩展抬升。环流圈的上界无疑达 100 毫巴以上, 中心在 $100-105^{\circ}\text{E}$ 的 100 毫巴附近。B 环流圈收缩东退和下降, 中心在 $130-135^{\circ}\text{E}$ 的 350 毫巴附近。C 环流圈东移发展并抬升, 中心在 $170-175^{\circ}\text{E}$ 的 600 毫巴附近; 反之, 当高原下垫面变冷时 (图 7), A 环流圈减弱收缩下降, 中心在 $90-95^{\circ}\text{E}$ 的 300 毫巴附近。B 环流圈加强西进并抬升, 中心在 $115-120^{\circ}\text{E}$ 的 200 毫巴附近。C 环流圈则西进减弱下降, 中心在 $155-160^{\circ}\text{E}$ 的 700 毫巴附近。

纬向环流圈随高原下垫面冷暖变化的天气学意义也是十分清楚的。当高原下垫面增暖时, 热源作用加强, 低层大气被强烈加热, 辐合上升运动加剧, 促使 A 环流圈发展。在我国大陆为 A 环流圈上升支控制, 低层大气有低值系统发展加深。而高层则有青藏高压的加强北抬, 直到 100 毫巴位面, 北纬 30° 度地区仍处于青藏高压的南侧东风气流之中。A 环流圈和 B 环流圈的下降支位于我国大陆东部和西太平洋沿岸地区, 因而有利于西太平洋副高的西伸加强; 反之, 当高原下垫面变冷时, 其热源作用削弱, 大气的辐合上升运动减弱, A 环流圈衰退。这时低层大气低值系统和高层的青藏高压的发展受到抑制, 100 毫巴的青藏高压减弱南退。北纬 30° 度地区转为高压北侧的西风气流控制下。同时, 位于我国大陆东部和西太平洋沿岸地区上空的是 B 环流圈的上升支, 不利于西太平洋副高的西伸发展, 因而副高一般是减弱东退的。这种影响过程与天气分析发现的基本事实相吻合。

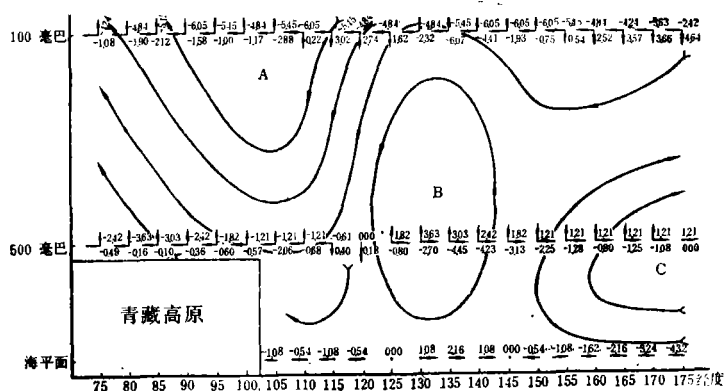


图 6 高原特暖年 (1972 年 8 月) 东亚副热带 (30°N) 纬圈环流 (u : 米每秒, w : 10^{-3} 毫巴每秒)
Latitude circulation on subtropical zone (30°N) in East Asia during the warmest year (August, 1972) (u : m/s, w : 10^{-3} mb/s)

毫无疑问, 东亚副热带纬圈环流与高原热状况的变化并不仅仅局限于对东亚大气环流和中国天气气候的影响, 而对北半球甚至全球的环流和天气气候也将会有影响, 这方面的工作有待于进一步探讨。

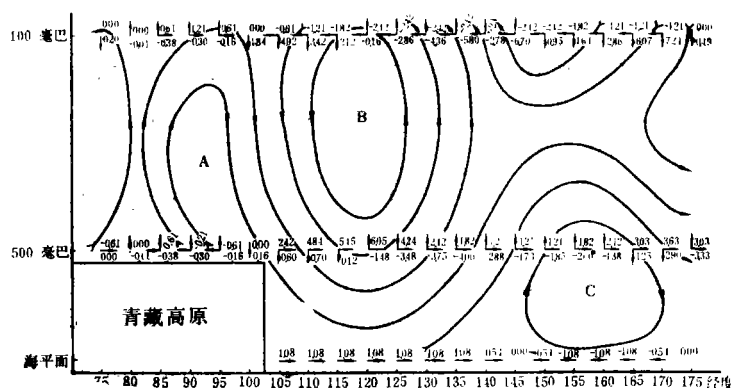


图 7 高原特冷年(1965年8月)东亚副热带(30°N)纬圈环流(说明同图6)
Latitude circulation on subtropical zone (30°N) in East Asia during the coldest year (August, 1965) (note as Fig.6)

本文揭示青藏高原热状况变化对长江流域汛期旱涝影响的事实进而探讨其与大气超长波的联系,目的在于为长期天气预报提供一种比较可靠的物理因子。主要结果如下:

(1) 高原热状况与长江流域汛期旱涝变化有三个遥相关时段,它们分别为头年3、8和12月。相关时段呈现出4—5个月的重现期,它们也是高原热状况自身变化持续性较高的时段。

(2) 分析得出,高原热状况与大气超长波密切相关。在高原暖年和高原冷年里,北半球平均西风廓线、大气超长波的能量密度和槽脊分布绝然不同。

(3) 在东亚至西太平洋的副热带地区,夏季存在着三圈纬向环流,它们在高原冷暖年中的变化存在着涛动现象,即一个环流圈加强(或减弱),其相邻的环流圈则减弱(或加强)。环流圈随高原热状况而变化。

参 考 文 献

- (1) 李鸿洲等:一个可能是高长期预报质量的物理因子—1973—1977年汛期降水长期预报试验小结,中长期水文气象预报文集第一集,水利电力出版社,1979年。
- (2) 李克让等:太平洋海温与初夏副热带高压和两湖地区降水的关系,地理集刊,第11号,长期天气预报,科学出版社,1979年。
- (3) 黄忠恕:青藏高原热状况与长江流域汛期旱涝关系初步分析,青藏高原气象会议论文集(1977—1978年),科学出版社,1981年。
- (4) 陈烈庭、阎志新:青藏高原冬春季异常雪盖影响初夏季风的统计分析,青藏高原气象论文集(1975—1976年),1977年。
- (5) 盛承禹、高由禧等:青藏高原地区地面温度场特征及其形成研究,同文献(4)。
- (6) A.P.Burger, Tellus, Vol.10, NO.2, 195—205, 1958.
- (7) 朱抱真:大地形和热源的动力控制与超长波活动关系的初步研究,气象学报,34(3),1964年。
- (8) 章基嘉:超长波活动规律的定性分析,大气科学,第3期,1979年。
- (9) 章基嘉等:季节转换期间北半球大气超长波与长波的演变,气象,第1期,1980年。

- (10) 黄士松、汤明敏：夏季大洋上副热带高压的成长维持与青藏高压的联系，南京大学学报（自然科学版），1977年。
- (11) 叶笃正等：东亚和太平洋地区上空的平均垂直环流（一）夏季，大气科学，第1期，1979年。

A PRELIMINARY ANALYSIS OF THE CORRELATION BETWEEN THE STATE OF HEAT AND ULTRA-LONG WAVE IN THE QINGHAI-XIZANG PLATEAU

Huang Zhongshu

(Yangtze Valley Planning Office)

Abstract

This paper describes overall the correlation analysis of the air temperature at eight basic stations in the East Qinghai-xizang Plateau and the precipitation in water season on Yangtze River basin. It is found in the chart that there is an obvious maximum value of monthly mean air temperature in the plateau in March, August and December last year. The appearance of three high correlation stages is not occasional. The variation from month to month shows that three stages are also with higher continuity. This paper has emphatically analysed the variation of the atmospheric circulation ultra-long wave in the three warm and three cold years of the plateau. It is outlined that, (1) the change of the energy density of ultra-long wave in lower and higher atmospheric layer, on middle-low and high latitudes zones in the cold and warm year of the plateau is completely different, that is, on one side the energy density increases and on the other side it decreases. (2) The difference of the trough and ridge line distribution of the atmospheric ultra-long wave in cold and warm year is the greatest in middle-low and high latitude zones, too, but the tendency of their change is in the opposite direction. In the middle latitude transition zone ($40-60^{\circ}\text{N}$) the difference of the density between cold and warm years is not observable. (3) In summer on subtropical zone from East Asia to West Pacific Ocean ($75-175^{\circ}\text{E}$) there exist mainly three latitude circulation cells, the variation of which in cold and warm year of the plateau is an oscillation as billow, i.e. as one cell is strengthened (or weakened), the other two neighboring cells are weakened (or strengthened).