

# 青藏高原冬季积雪异常和长江中下游主汛期 旱涝及其与环流关系的研究\*

陈乾金 高 波 李维京

刘玉洁

(国家气候中心, 北京, 100081)

(国家卫星气象中心, 北京, 100081)

## 摘 要

在对青藏高原冬季异常积雪资料进行了综合分析的基础上, 用 3 种方法对长江中下游的旱涝指标进行了综合评定, 计算了高原积雪日数和深度资料与长江中下游 6~8 月降水量之间的相关系数, 结果表明, 青藏高原冬季积雪异常与长江中下游流域的旱涝呈正相关关系, 最大正相关区主要位于江南北部。通过对冬季北半球 500 hPa 高度场、OLR、SSTA 资料的合成分析以及对夏季风指数的联系揭示表明, 高原多雪和少雪所反映出的环流特征显著不同。讨论了异常积雪-大气-海洋-雨带相互之间的可能联系, 给出了一个初步与青藏高原冬季积雪相联系的长江中下游旱涝物理过程概念模型, 进而为短期气候监测、预测提供参数线索。

关键词: 积雪, 青藏高原, 旱涝, 长江中下游流域, 环流。

## 1 引 言

青藏高原因其特殊的地理位置和地形高度特征及其显著的热源强度的季节及年际变率, 使其在东亚季风气候的形成与异常中起着相当重要的作用。积雪是反映高原热状况的一个极为重要因子, 因而向来为中外气候科学家所瞩目。特别是近年来, 随着全球的或区域的气候异常加剧、旱涝等严重灾害的频繁发生, 人们也越来越重视对大陆积雪, 尤其是青藏高原积雪在东亚冬夏季风气候异常中的作用。中国学者陈烈庭等<sup>[1]</sup>和郭其蕴等<sup>[2]</sup>都研究过高原异常雪盖持续性对同期与后期大气环流的影响, 指出, 青藏高原冬季异常多雪, 100 hPa 和 500 hPa 环流从冬到夏的季节转换偏迟。陈烈庭等<sup>[3]</sup>还研究了与中国南方前汛期降水的关系, 发现冬春季高原多雪, 初夏 5~6 月降水偏多。徐国昌等<sup>[4]</sup>对冬末 3 月高原异常雪盖研究表明, 3 月多雪, 5 月东亚北风偏强, 中国北方降水偏少。这些研究结果基本都是从雪盖的持续性效应原理来探讨和解释对同期或前汛期大气环流及天气气候影响的。而对中国长江中下游主汛期旱涝及其大气环流特征却未予以涉及。然而, 高原冬季积雪后延冷却效应是有限的, 一般仅 1~2 月<sup>[5]</sup>, 甚至还不足 1 个月<sup>[4]</sup>。这种有限的后延特性在数值模拟实验中已经得到证明, 真实的欧亚大陆和青藏高原积雪变化不可能对东亚季风产生持续性影响<sup>[6]</sup>。由此看来, 对长期过程来说, 从冬季风环流演变到夏季风环流仅用积雪持续性来解释已行不通, 其间可能存在着某种“隔季相关”特征。而这种“隔季相关”的物理意义及其通过何种过程或形式来实现其影响的? 仍需要进行大量的深入研究。

\* 初稿时间: 1997 年 12 月 19 日; 修改稿时间: 1998 年 8 月 30 日。

资助课题: 国家“九五”重中之重项目“我国短期气候预测系统的研究”(96—908—04—03—4)。

本文在分析 1950 年至 1990 年初高原异常积雪资料的基础上,通过相关分析和综合分析方法,各选择了 10 a 高原冬季异常多雪和异常少雪的年份,分别对其 500 hPa 位势高度场进行合成分析,探讨高原积雪异常和长江中下游主汛期旱涝及其与大气-海洋环境场的联系。无疑有助于进一步认识雪盖-环流-雨带的相互联系及其可能机制,从而为短期气候监测、预测提供有效的参数指标。

## 2 异常雪盖资料及其综合再分析

如何确定和选择具有代表性的典型高原冬季异常雪盖资料是分析和阐明积雪对东亚冬夏季风影响的基础和必不可少的重要环节。由于过去中国在开展冰雪圈与气候变化之间的研究历史不长,观测资料十分有限,因而系统而准确的雪盖资料非常难得。正因为如此,人们以往在开展积雪研究时,除与研究范围及其所得结果<sup>[3,7-9]</sup>存在差异外,还与使用资料年限偏短、种类单一及其局限性也有较大关系。例如,就地面常规观测的积雪资料来说,因其地理地形、站点密度分布等因素,其代表性受到影响;NOAA 卫星观测的雪盖资料,其准确性因受到云及仪器精度影响也较大,尤以 20 世纪 70 年代前资料最突出;而近年发展起来的具有优良性能的多通道微波辐射仪观测的 SMMR 积雪资料虽然排除了云的干扰,但对浅雪区与无雪区的识别不够理想,有可能导致 SMMR 观测的雪盖面积偏大等等。因此看来,不同种类的积雪资料,有其优越性,也存在不足。近年来,中国李培基<sup>[10]</sup>在对这类积雪资料进行大量的研究后指出,利用地面台站常规观测和卫星观测等多种积雪资料进行综合分析是反映高原雪盖代表性的较好方法。根据这一准则,我们利用 1970 ~ 1990 年美国 NOAA/NESDIS 卫星资料,并经过数据的订正处理后得到的青藏高原积雪面积资料,以及对以往不同作者研究所得出的高原异常积雪资料进行综合再分析,即相互对比,取长补短,寻找多数资料序列中一致反映出的共同变化特征,并以此建立具有典型代表性的积雪异常资料的时间序列。表 1 是不同作者在研究和使用的青藏高原各种类型的冬季积雪异常年份的时间序列。由表 1 可见,各种资料序列长短不一,其年代主要从 1950 年代至 1990 年代初,其间各种长短资料相互叠加,从而构成可供综合比较的较长资料序列。经过初步比较分析,发现青藏高原典型冬季积雪异常出现年份不但在同种类型资料序列中多有一致的反映,而且在不同种类资料中也有许多相应的显示。但也可以看到其中仍有一些异常年份在各种资料序列中反映并不一致,甚至前后出现相互矛盾。这可能与各种资料精度及其代表性以及不同作者定义积雪异常标准差异有关系。因此,为了减少差异性,突出共同性,较为准确地反映高原异常积雪特征,同时使其尽量达到客观化,本文采用多数原则,对异常积雪出现次数( $n$ )进行综合判定和挑选。即当  $n \geq 3$  时(表 1 中以黑体字标出),表明某积雪异常年份在不同资料序列中多次出现,若  $n < 3$  则视为较少出现,一般不予以考虑并剔除。最后,经过如此反复比较分析,取之多数,舍去少数,于是青藏高原冬季异常多雪年和异常少雪年分别归纳如下:多雪年:1956/1957,1961/1962,1963/1964,1967/1968,1971/1972,1973/1974,1977/1978,1978/1979,1979/1980,1981/1982,1982/1983,1985/1986,1986/1987,1990/1991,1992/1993 年共 15a。少雪年:1957/1958,1958/1959,1959/1960,1960/1961,1962/1963,1964/1965,1965/1966,1966/1967,1968/1969,1969/1970,1970/1971,1972/1973,1975/1976,1976/1977,1980/

表 1 青藏高原冬春季异常雪盖年标准统计比较表项目

作 者	多雪年	少雪年	资料种类	观测方法	统计范围	资料年代
陈烈庭等 <sup>[3]</sup>	1956/1957 1961/ 1962 1963/1967 1967/ 1968	1958/1959 1959/ 1960	降雪量、 积雪深度 积雪日数	地面常规观测 逐日卫星云图	高原中部	1956 ~ 1970 年 (11 ~ 2月)
		1960/1961 1962/ 1963				
		1964/1965 1966/ 1967 1968/1969 1969/ 1970 1971/ 1972				
徐国昌等 <sup>[4]</sup>	1977/1978 1978/ 1979 1980/ 1981 1982/ 1983	1976/1977 1984/ 1985	雪盖面积	NOAA	青藏高原	1975 ~ 1986 年
		1985/1986 1983/1984 1962/1963 1964/ 1965	频率图	NESDIS	(含天山)	(1 ~ 3月)
李培基 <sup>[11]</sup>	1956/1957 1958/ 1959 1961/1962 1967/ 1968 1977/1978 1979/ 1980 1981/1982 1982/ 1983	1968/1969 1969/ 1970	积雪日数 距平图	地面常规 观测	中国西部 地区	1957 ~ 1987 年
		1970/1971 1972/ 1973 1973/1974 1983/ 1984 1986/ 1987				
郭其蕴 <sup>[2]</sup>	1977/1978 1967/ 1968 1961/1962 1963/ 1964 1974/1975	1962/1963 1964/ 1965	积雪日数	地面常规观测	青藏高原 43个站点	1962 ~ 1979 年 (12 ~ 1月)
		1968/1969 1970/ 1971 1966/ 1967				
赵溱 <sup>[12]</sup>	1973/1974 1977/ 1978 1978/1979	1970/1971 1971/ 1972	雪盖面 积指数	NOAA 卫 星观测	青藏高原	1971 ~ 1980 年 (12 ~ 2月)
		1972/1973 1974/ 1975 1975/1976 1976/ 1977 1979/ 1980				
李培基 <sup>[11]</sup>	1978/1979 1979/ 1980 1981/1982 1982/ 1983 1985/1986 1986/ 1987 1990/1991 1992/ 1993	1980/1981 1984/ 1985	积雪量图等	SMMR 微波扫 描仪	中国西部 地区	1978 ~ 1987 年 (12 ~ 2月)
		1956/1957 1959/ 1960 1960/1961 1963/ 1964	1957/1958 1958/ 1959	冬季积雪量 距平百分率	地面常 规观测	青藏高原 5个站点
1967/1968 1970/ 1971 1971/1972 1973/1974	1961/1962 1964/ 1965 1966/1967 1968/ 1969 1972/1973 1974/ 1975					
李培基 <sup>[11]</sup>	1967/1968 1971/ 1972 1972/1973 1974/ 1975 1977/1978 1979/ 1980 1981/1982 1982/ 1983 1985/1986 1986/ 1987 1987/1988 1988/ 1989 1989/1990 1990/ 1991	1957/1958 1958/ 1959	积雪深度 年际变化图	地面常规观测	青藏高原 地区	1957 ~ 1992 年 (11 ~ 5月)
		1959/1960 1960/ 1961 1962/1963 1964/ 1965 1966/1967 1968/ 1969 1969/1970 1070/ 1971 1975/1976 1976/ 1977 1983/1984 1984/ 1985 1980/ 1981				
吉林省市 气象台 <sup>[14]</sup>	1956/1957 1960/ 1961 1963/1964 1965/ 1966 1967/1968 1971/ 1972 1973/1974	1955/1956 1957/ 1958	冬季降雪量 距平百分率图	地面常规观测	青藏高原 5个站点	1956 ~ 1975 年 (11 ~ 2月)和 (11 ~ 4月)
		1958/1959 1961/ 1962 1962/1963 1964/ 1965 1969/1970 1974/ 1975 1957/1958 1962/ 1963 1963/1964 1964/ 1965				
李培基 <sup>[11]</sup>	1968/1969 1970/ 1971 1975/1976 1976/1977 1977/ 1978 1979/1980 1985/ 1986 1986/1987	1965/1966 1967/ 1968	积雪量距平 年际变化图	地面站观 测资料	中国西部 175个站点	1957 ~ 1987 年
		1969/1970 1973/ 1974 1974/1975 1975/ 1976 1978/1979 1980/ 1981 1981/1982 1982/ 1983 1983/ 1984				
陈乾金等	1971/1972 1977/ 1978 1978/1979 1982/ 1983	1970/1971 1976/ 1977	雪盖面积	NOAA/NESDIS 卫星观测	青藏高原	1970 ~ 1990 年 (12 ~ 2月)
		1979/1980 1983/ 1984 1984/ 1985				
赵振国等 <sup>①</sup>	1965/1966 1967/ 1968 1972/1973 1974/ 1975 1977/1978 1979/ 1980 1981/1982 1982/ 1983 1983/1984 1984/ 1985 1985/1986 1986/ 1987 1988/1989 1990/ 1991 1992/1993 1989/ 1990	1961/1962 1962/ 1963	积雪日数 距平	常规观测	青藏高原	1961 ~ 1993 年 (12 ~ 2月)
		1963/1964 1964/ 1965 1966/1967 1968/ 1969 1969/1970 1970/ 1971 1971/1972 1973/ 1974 1975/1976 1976/ 1977 1978/1979 1980/ 1981 1987/1988 1991/ 1992				

① 赵振国等, 冬季青藏高原积雪对中国夏季降水的影响及季风-海温-雪盖-副高之间的可能联系. 气候通讯, 第 1 期, 1998.

(续表 1)

综合 结果	多雪年	1956/1957 1961/1962 1963/ 1964 1967/ 1968 1971/ 1972 1973/1974 1977/1978
		1978/1979 1979/1980 1981/ 1982 1982/ 1983 1985/ 1986 1986/1987 1990/1991 1992/ 1993
少雪年		1957/1958 1958/1959 1959/ 1960 1960/ 1961 1961/ 1963 1964/1965 1965/1966
		1966/1967 1968/1969 1969/ 1970 1970/ 1971 1972/ 1973 1975/1976 1976/1977 1980/ 1981 1983/ 1984 1984/ 1985

\* 表中黑体表示异常积雪( $n \geq 3$ )年份

1981, 1983/1984, 1984/1985年, 共 17a。

### 3 青藏高原冬季积雪异常与长江中下游旱涝关系特征分析

#### 3.1 相关分析

积雪日数和积雪深度等观测资料在很大程度上反映了青藏高原冬季积雪是否正常的  
一个重要参数。文中利用 1961~1993 年青藏高原冬季(12~2月)共 57 个站的月积雪日  
数和积雪深度资料对全国 160 个站夏季 6~8 月降水量求相关, 得到长江中下游流域及全  
国其它地区相应相关系数分布图(图 1)。由图 1 可见, 青藏高原冬季积雪与长江中下游主  
汛期旱涝呈正相关关系, 但较大相关区( $0.2 < R < 0.5$ )主要位于江南北部一带, 并显著通  
过 95% 的信度检验, 而沿江及其北部沿岸虽然也反映出正相关关系, 但  $R$  值偏小, 一般  
在  $0.1 \sim 0.3$  之间, 有些站点接近或通过信度检验。顺便指出, 与长江中下游流域相反, 淮河  
以北至华北大部地区和东北部分地区呈负相关关系。华南地区亦呈负相关分布。同样, 用  
高原积雪深度资料与降水求出的相关系数分布与上述分布特征基本相似(图略)。

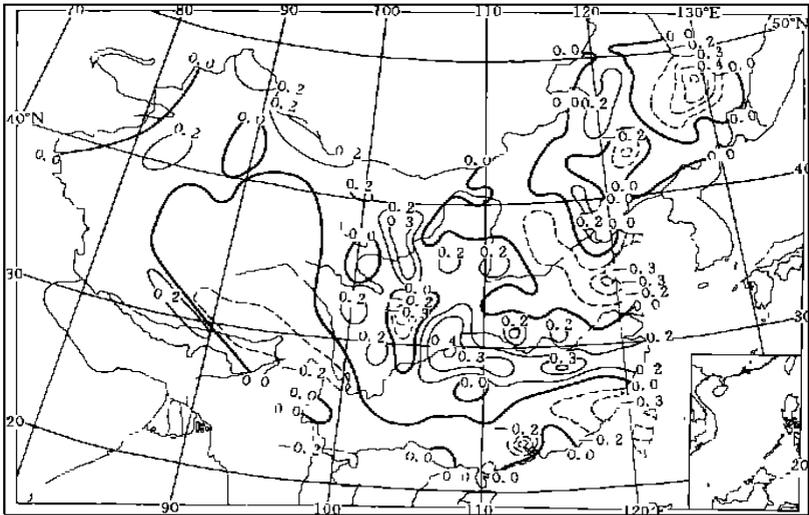


图 1 高原积雪日数与长江中下游 6~8 月降水量相关系数分布  
(实线表示相关系数大于零, 虚线表示相关系数小于零)

### 3.2 综合分析

目前,用来表征旱涝的指标较多,但每一种指标对旱涝的准确表达程度仍存在不尽人意。因此,为了对长江中下游旱涝特征表达较为准确,这里在图1的基础上,选取信度检验显著区附近20个站点作进一步分析,主要通过分别计算3种旱涝指标来综合分析和评定长江中下游旱涝特征及其与高原异常积雪的联系。3种指标分别为“Z指数”、“梅雨强度指数”和“降水距平百分率比值”。

Z指数方法是用长江中下游1951~1995年6~8月降水量资料,计算出标准化距平,然后计算出Z指数并定出长江中下游7种旱涝级别(见表2)。1级和7级分别表示大涝和大旱,2级和6级表示涝和旱,3级和5级表示偏涝和偏旱,4级则表示正常。

梅雨强度指数M计算方法按以下公式[15]进行,即:

$$M = \frac{L}{\bar{L}} + \frac{1}{2} \frac{\frac{R}{L}}{\frac{\bar{R}}{\bar{L}}} + \frac{R}{\bar{R}}$$

式中,L为当年梅雨期长度(天数), $\bar{L}$ 为各年平均梅雨长度, $\bar{R}$ 为各站点当年梅雨总量的平均值, $\bar{R}$ 各站点梅雨总量的多年平均值。本文M值取自文献[15]的计算结果,并取M=3.0为涝,M=2.0为旱,2.0<M<3.0为正常梅雨量,取M=3.5为大涝,M<1.5为大旱。

降水距平百分率比值则用相同20个站点资料,分别计算其降水距平百分率(RD%),并规定单站RD%≥25%为涝,≥30%为大涝;RD%≤-20%为旱,≤-30%为大旱;-20%<RD%<25%为正常。而后再分别计算其各年主汛期6~8月RD%各等级所出现站数与全流域总站数之比。即规定:-20%<RD%<25%所出现的站数与总站数之比0.6为正常;RD%≥25%出现的站数与总站数的比值和RD%≤-20%出现站数与总站数的比值之和≥0.4,且二者之差的绝对值≥0.15时,视为偏旱或偏涝,若绝对值≥0.4,则为涝或旱,若绝对值≥0.8则为大旱或大涝。

表2是青藏高原冬季异常积雪年与夏季长江中下游旱涝特征值的对应关系及其综合评定结果。表2表明,青藏高原冬季积雪异常与长江中下游主汛期旱涝有较好的对应关系。冬季高原多雪,夏季长江中下游流域降水多为正常—涝年。其中涝年超过67%,只有1972年和1978年为旱年;而高原冬季少雪,夏季长江中下游流域降水大多数为正常—旱年。其中旱年占71%以上,只有1969年为涝年。可见,青藏高原冬季积雪偏多或偏少,夏季长江中下游主汛期则易发生涝或旱。

## 4 高原冬季积雪异常大尺度环流特征分析

### 4.1 北半球中高纬度环流特征

为了进行对比分析,选取青藏高原冬季(12~2月)多雪年和少雪年各10a对500 hPa高度场进行合成分析,多雪年分别为1956/1957,1961/1962,1963/1964,1967/1968,1978/1979,1981/1982,1982/1983,1985/1986,1986/1987,1990/1991年;少雪年分别为1958/1959,1959/1960,1960/1961,1965/1966,1966/1967,1969/1970,1970/1971,1976/

表2 历年青藏高原冬季雪盖异常与长江中下游主汛期洪涝特征关系统计值

多雪年	1956 ~1957	1961 ~1962	1963 ~1964	1967 ~1968	1971 ~1972	1973 ~1974	1977 ~1978	1978 ~1979	1979 ~1980	1981 ~1982	1982 ~1983	1985 ~1986	1986 ~1987	1991 ~1991	1992 ~1993
Z指数早涝等级	4	3	4	4	6	4	7	3	1	3	2	3	2	3	1
早涝特征	正常	偏涝	正常	正常	早	正常	大旱	偏涝	大涝	偏涝	涝	偏涝	涝	大涝	大涝
梅雨强度M值	3.0	3.1	1.9	2.4	2.3	3.0	1.1	2.5	4.4	4.3	3.7	4.3	3.3	9.0	2.0
早涝特征	涝	涝	早	正常	正常	涝	大旱	正常	涝	涝	涝	涝	涝	大涝	正常
RD%出现站数 $\geq 25\%$	0.31	0.58	0.13	0.37	0.28	0.55	0.04	0.28	0.63	0.56	0.89	0.27	0.89	0.53	0.89
占总站数比值 $\leq -20\%$	0.23	0.06	0.31	0.46	0.49	0.31	0.97	0.13	0.09	0.07	0.00	0.08	0.09	0.33	0.01
早涝特征	正常	涝	正常	正常	早	偏涝	大旱	偏涝	大涝	涝	大涝	偏涝	涝	涝	大涝
综合评定	正常	涝	正常	正常	早	偏涝	大旱	偏涝	大涝	涝	涝	偏涝	大涝	涝	大涝
出现涝概率															67%

少雪年	1957 ~1958	1958 ~1959	1959 ~1960	1960 ~1961	1962 ~1963	1964 ~1965	1965 ~1966	1966 ~1967	1966 ~1967	1968 ~1969	1969 ~1970	1970 ~1971	1972 ~1973	1975 ~1976	1976 ~1977	1980 ~1981	1983 ~1984	1984 ~1985	
Z指数早涝等级	5	5	4	5	5	4	7	6	1	4	4	4	4	6	3	5	4	5	
早涝特征	偏早	偏早	正常	偏早	偏早	正常	大旱	早	大涝	正常	正常	正常	正常	偏早	偏涝	偏早	正常	偏早	
梅雨强度M值	0.6	1.3	1.5	1.9	2.1	0.7	0.3	1.1	3.9	2.9	1.9	1.9	1.9	2.7	1.4	1.5	3.2	1.6	
早涝特征	早	大旱	早	早	偏早	正常	大旱	早	大涝	正常	早	偏早	偏早	涝	大旱	早	涝	早	
RD%出现站数 $\leq -20\%$	0.55	0.78	0.49	0.71	0.49	0.37	0.83	0.53	0.17	0.27	0.53	0.50	0.55	0.24	0.69	0.20	0.77	0.77	
占总站数比值 $\geq 25\%$	0.03	0.00*	0.11	0.07	0.19	0.29	0.00*	0.15	0.82	0.23	0.09	0.25	0.10	0.51	0.07	0.07	0.03	0.13	
早涝特征	早	大旱	早	早	偏早	正常	大旱	早	大涝	正常	早	偏早	早	早	偏涝	早	正常	早	
综合评定	早	大旱	早	早	偏早	正常	大旱	早	大涝	正常	偏早	偏早	早	早	偏涝	早	正常	早	
出现涝概率																			71%

\* :表中0.00表示RD% $\geq 25\%$ 或RD% $\leq -20\%$ 未出现。

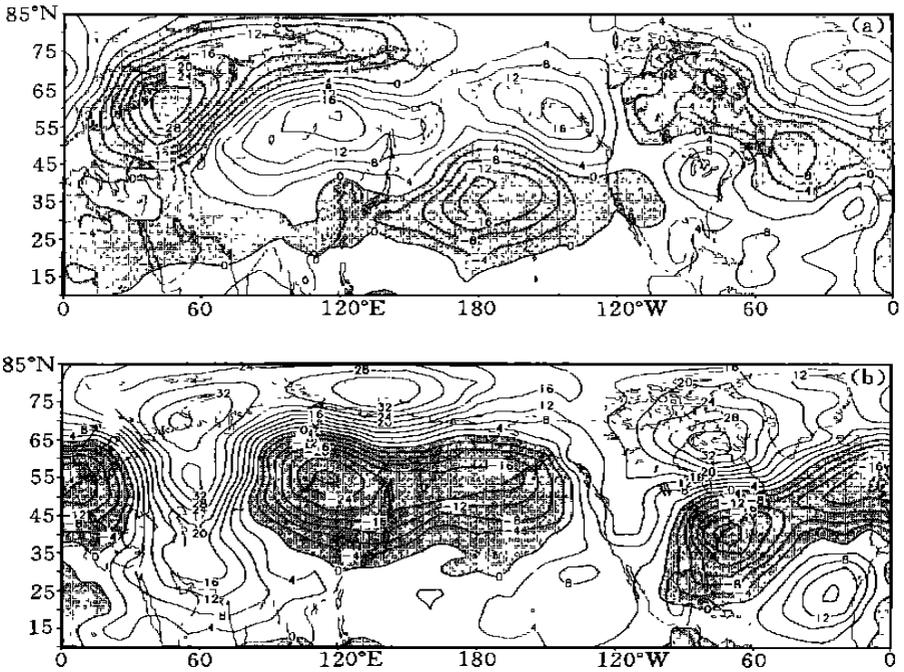


图2 青藏高原冬季多雪年(a)和少雪年(b)北半球500 hPa高度累积距平待值分布

1977, 1980/1981, 1984/1985年。合成结果表明, 两类高原雪盖异常500 hPa高度距平场出现了几乎相反的配置(图2)。对于多雪年冬季, 北半球500 hPa高度距平场, 位于135°E附近的东亚大槽区至贝加尔湖一带为强的正高度距平中心控制, 表明多雪年东亚大槽较常年位置偏东, 强度偏弱。另一个强负距平中心位于乌拉尔山至欧洲东部一带, 并与高纬的负距平区相联接。再一个相对负高度距平区则位于欧亚南部的20~35°N附近。表明, 亚洲南部的南支颇为活跃。这里值得注意的是, 位于阿拉伯海北部的负高度距平区几乎与其北部的乌拉尔槽区相联接, 表明青藏高原西侧有频繁的西风冷槽活动或加深通过青藏高原, 并与南支波动结合共同影响青藏高原降雪和降温天气。而中国东部则由于东亚大槽弱而浅, 纬向环流占优势, 致使影响中国的冬季风偏弱, 气温偏高(图3a)。而高原少雪年则相反, 从贝加尔湖以东至135°E附近的东亚大槽区为强的负高度距平中心覆盖, 表明该时期东亚大槽偏西, 强度加深, 致使影响中国的冷空气偏强, 中国东部和北部地区

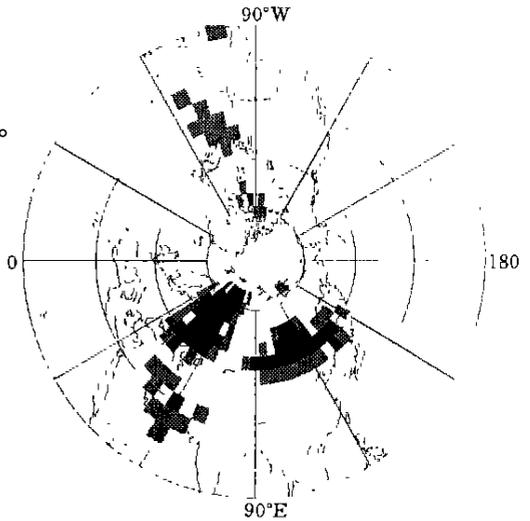


图2c 北半球500 hPa高度场信度检验 (深阴影区为通过95%信度水平, 浅阴影区为通过90%信度水平)

而中国东部和北部地区

降温显著(图 3b)。与多雪年比较相反,从乌拉尔山直到南部的西亚和青藏高原区为正高度距平区覆盖,表明青藏高原西侧西风冷槽活动较少,加之南支波动不活跃,致使青藏高原上空降雪降温天气偏少,气温偏高(图 3b)。对上述特征进行可信度检验,结果表明(见图 2c),乌拉尔山附近地区和贝加尔湖至日本海附近以及阿拉伯海北部一带 500 hPa 高度场均已通过 95%(90%)的显著检验信度水平。中国气温达到 95%(90%)的信度要求的,主要为新疆和东北大部地区等北方地区。而南方则大多未通过信度检验水平。这主要与南支气流活动及与北方冷空气南下造成降水影响有关。此外,在中国青藏高原中东部部分地区也通过 95%(90%)的信度检验(图略)。

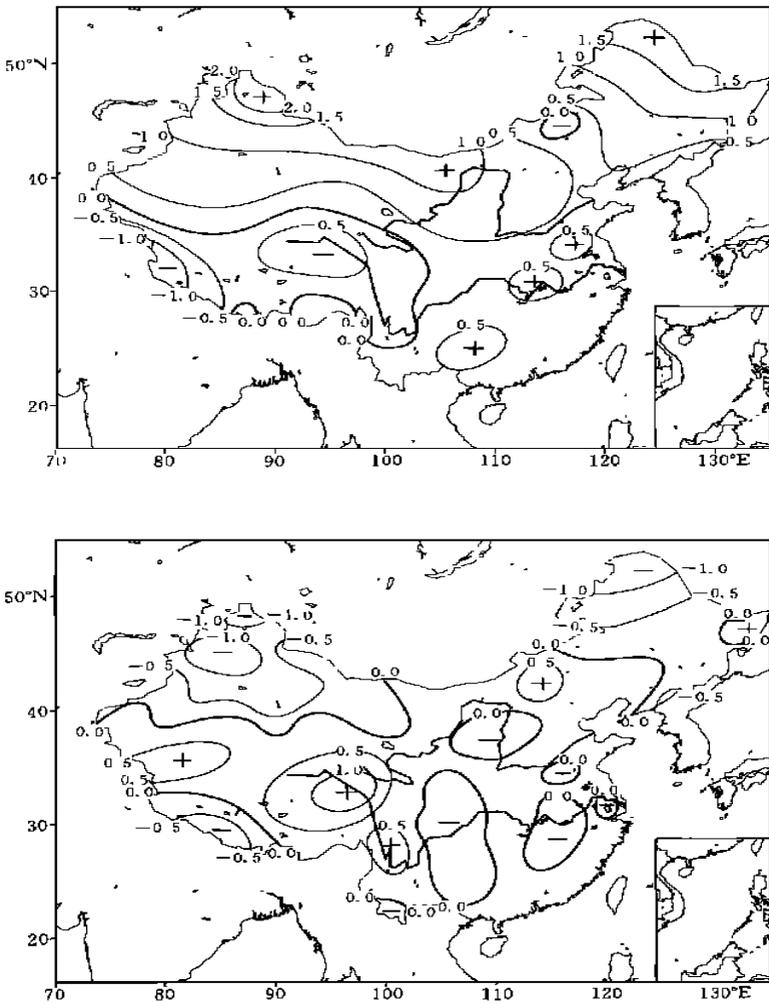


图 3 青藏高原冬季多雪年(a)和少雪年(b)中国平均气温距平分布

## 4.2 热带地区对流活动特征

我们用射出长波辐射(OLR)的强度来表征热带对流活动的强弱。给出多年平均的高原冬季多雪年和少雪年热带低纬 OLR 分布图(图 4a, b)。由图可见, 两种类型雪盖异常 OLR 分布完全相反。其二者的差值图可见(图 4c), 北半球热带从孟加拉湾以东至 150°E 皆为正值区。其中南海南部附近海域正 OLR 值达到  $30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  以上, 而赤道印度洋中西部和赤道中东太平洋为负的 OLR 值分布, 其中, 日期变更线附近海域上空负值中心可达  $-30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  以上。由此可见, 两种类型的 OLR 分布的显著差异, 即多雪年南海南部一带对流活动偏弱, 中太平洋和西赤道印度洋对流活动偏强。少雪年 OLR 分布则完全相反, 南海南部附近上空对流偏强, 而中东太平洋和西赤道印度洋偏弱。这种分布特征与孙淑清、孙柏民分析东亚冬季风异常对热带对流活动特征十分相似<sup>[16]</sup>。由于 OLR 值反映的是大气垂直对流强度的重要指标, 因此对于冬季风时期来说, 南海南部海域一带 OLR 值则反映了东亚 Hadley 南部上升支强弱情况。

由上分析表明, 两类高原雪盖异常反映出南海南部地区 OLR 值的显著差异, 同样也

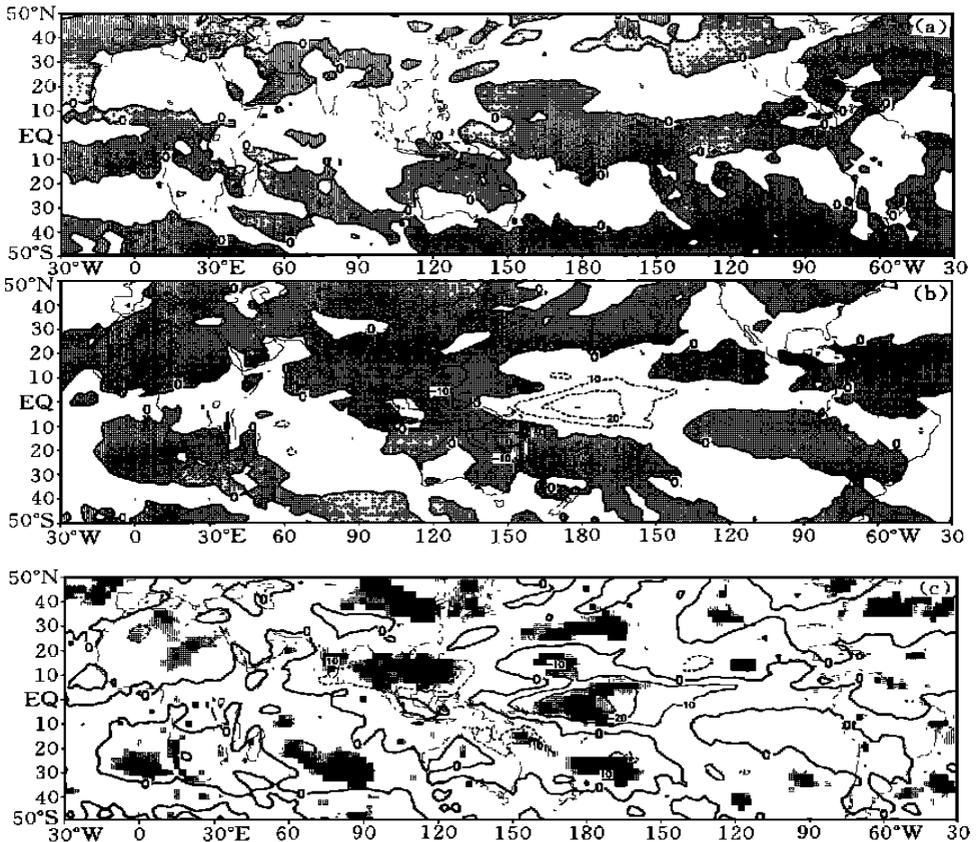


图4 高原冬季积雪异常热带对流活动(OLR)分布特征

(a. 多雪年; b. 少雪年。深阴影区为通过 95% 信度水平, 浅阴影区为通过 90% 信度水平)

表征了该时期赤道太平洋和印度洋 Walker 环流上升支强弱的显著不同。即高原多雪,赤道地区纬向环流弱。而高原少雪则相反,两大洋赤道上空纬向环流强。这种显著差异与上面分析的东亚大槽强度异常密切相关。对上述 OLR 分布差异进行信度检验表明,南海附近海域、赤道中东太平洋部分海区均已通过 95% 信度检验水平(图 4c)。

#### 4.3 热带 SST A 场特征

为了反映高原冬季积雪异常对热带海表温度变化的影响,这里分别合成了典型多雪年 10a (1956/1957, 1961/1962, 1963/1964, 1978/1979, 1979/1980, 1981/1982, 1982/1983, 1986/1987, 1990/1991, 1992/1993) 和少雪年 10a (1958/1959, 1959/1960, 1960/1961, 1962/1963, 1964/1965, 1966/1967, 1969/1970, 1970/1971, 1980/1981, 1984/1985) 热带海洋 SSTA 分布图(图 5)。由图 5 可见,青藏高原冬季多雪和少雪所对应的同期热带 SSTA 场显著不同。高原多雪(图 5a),赤道中东太平洋和赤道中印度洋为正 SSTA 特征,而菲律宾附近及其以东的暖池区以及西北太平洋中部海区为负的 SSTA 值,表明高原冬季异常积雪时期,热带海洋已趋于不正常。而高原少雪年则基本相反(图 5b)。赤道中东太

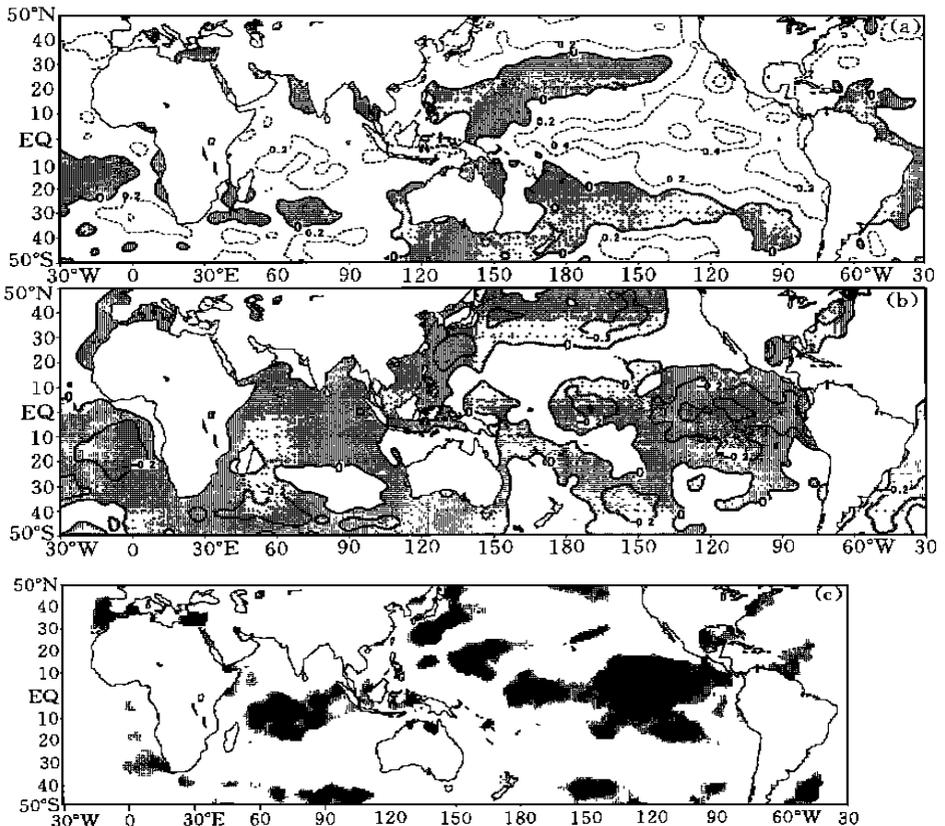


图 5 高原多(少)雪年热带海洋 SSTA 场分布  
(a. 多雪年; b. 少雪年; c. 高原多(少)雪年热带海洋 SSTA 显著性检验)

平洋和赤道印度洋为负 SSTA 值分布, 西太平洋暖池区及太平洋中部为正 SSTA 分布, 表明赤道太平洋的冷位相特征。这里尤其值得注意的是印度洋 SSTA 呈相反分布, 即多雪年赤道印度洋地区偏暖, 阿拉伯海及孟加拉湾 SSTA 呈南高北低形势。而少雪年则相反。这种形势分布到春季仍然持续。这可能是造成亚洲夏季风异常的重要原因, 即前者造成印度季风偏弱, 干旱少雨, 后者造成印度季风偏强, 降水偏多, 甚至出现洪涝。对图 5a, b 中 SS-TA 场信度检验表明, 在赤道中、东太平洋和赤道印度洋中西部大范围均通过 95% 的信度检验(图 5c)。

#### 4.4 与亚洲夏季风的联系

观测和研究表明, 每年亚洲夏季风是否正常对中国的天气气候影响很大, 尤其 6~8 月主汛期的旱涝情况更为人们所关注。为了反映东亚夏季风的强度特征, 人们设计了许多用以表征亚洲夏季指数指标。最近日本气象厅提出一种用 OLR 资料算出的夏季风指数表征方法<sup>[17]</sup>(图 6)。由图 6 可见, 从 1979~1996 年夏季风 OLR 指数(SAMOI)的年际变化非常显著, 且较好地反映出各年夏季风强度特征。我们用此指数值与青藏高原冬季积雪异常年进行比较分析, 发现二者有密切的联系。即当亚洲夏季风偏强的年份, 前冬高原积雪偏少, 当年夏季长江中下游偏旱。而亚洲夏季风偏弱的年份, 则对应前冬高原积雪大多异常偏多, 当年长江中下游主汛期易偏涝。这种积雪—季风—旱涝的差异及其配置与上节分析的积雪—SSTA—大气环流特征的相互联系是完全一致的。

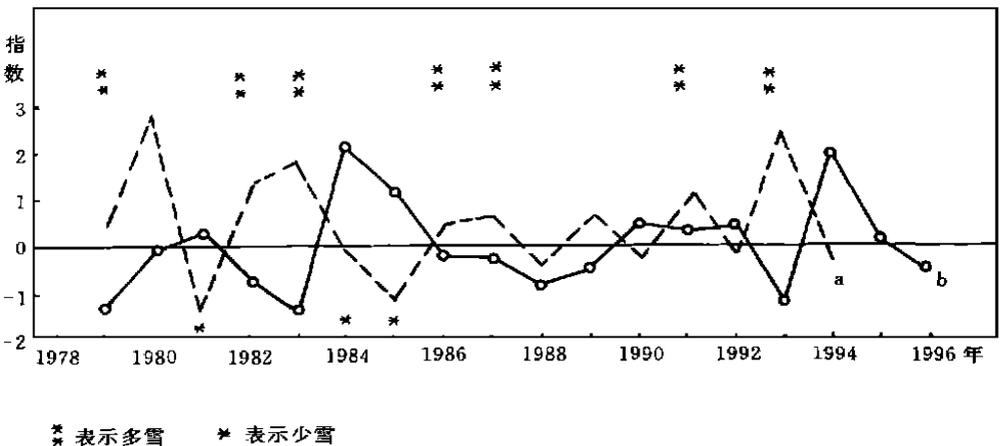


图 6 亚洲夏季风指数年际变化与长江中下游旱涝特征关系

### 5 一个初步的物理机制模型

根据上面分析, 我们大体可以得到一个初步与青藏高原积雪状况相联系的长江中下游旱涝物理过程概念模型, 用以表达和理解高原积雪异常与冬夏季风相互联系的某些基本特征(图 7)。这里特别指出, 在冬夏季风相互联系过程中的中介环节——海洋起到十分重要的作用。

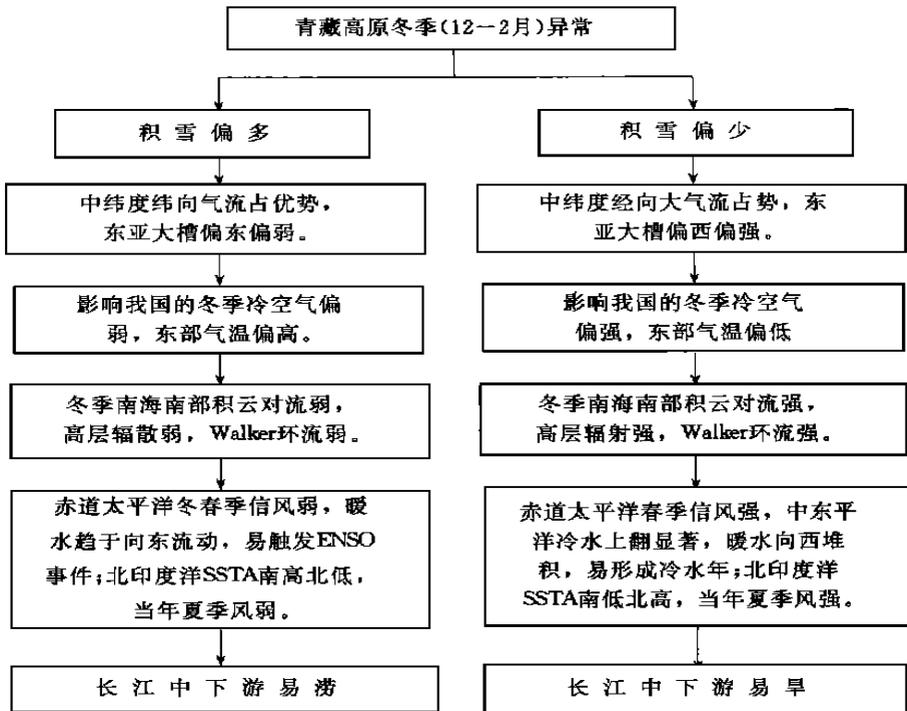


图7 青藏高原冬季积雪异常对长江中下游主汛期旱涝影响的可能机制

## 6 结论和讨论

1. 青藏高原冬季积雪与长江中下游主汛期旱涝呈正相关关系。最大的正相关区主要位于江南北部一带, 并显著通过 95% 的信度检验。用异常积雪年份资料综合分析同旱涝指标综合评定结果表明, 高原冬季积雪异常与长江中下游主汛期旱涝有较好的对应关系。即高原冬季多雪, 夏季长江中下游流域降水多为偏涝至大涝年, 约接近 70%; 而高原冬季少雪, 夏季长江中下游流域降水大多为偏旱至大旱年, 占 71% 以上。

2. 冬季高原异常积雪, 北半球 500 hPa 位势高度场特征迥然不同。即多雪年和少雪年除了青藏高原高度场出现显著异常外, 位于 135 E 附近的东亚大槽也呈现极大的不同。前者为极强的正距平中心, 对应中国东部气温偏高; 后者为强负距平中心, 对应中国东部气温偏低。表明东亚冬季风的显著差异。

3. 高原冬季积雪异常, 热带低纬地区海气特征也存在着显著的不同。高原多(少)雪, 南海南部上空积云对流弱(强), 对应 SSTA 暖池区为负(正)值分布, 而赤道中东太平洋为正(负)值分布, 印度洋中北部 SSTA 呈南正(负)北负型。这种海气环境场的形成和持续将对后期亚洲夏季风强弱产生影响。前者当年亚洲夏季风偏弱, 后者当年亚洲夏季风偏强, 进而对中国东部地区夏季旱涝产生影响。

4. 本文初步给出的物理过程模型能较好地解释高原积雪—环流—SST—雨带之间的相互联系及影响。这里应该指出, 图 7 模型中给出的弱(强)东亚冬季风易触发 ENSO 循环位相不同, 主要是通过联结中—低纬度相互作用的中间环节——东亚 Hadley 环流来实现的。即: 当冬季风异常强时期, 冷空气频频爆发南下, 致使南海南部上空积云对流发展旺

盛, 高层辐散气流加强。相反, 在弱冬季风时期, 南海南部积云对流偏弱, 高层辐散气流减弱。T N Krishnamurti<sup>[18]</sup> 对该地区冬季积云对流活动发展的作用时指出, 南海及“海洋大陆”地区强的上升支构成的辐散气流可以分成 3 支, 一支向北返回到东亚北部地区下沉, 从而加强 Hadley 环流。另外二支中一支向东到太平洋中东部下沉, 构成强 Walker 环流, 另一支向西到达阿拉伯海和北非东岸下沉, 构成东西向的反 Walker 环流。研究表明, Walker 环流强则有利于低层信风增强, 暖水向西太平洋堆积, 易形成 ENSO 循环的冷位相。相反, 当冬季南海南部积云对流弱, 沿赤道印度洋—太平洋地区则处于弱 Walker 环流的影响下, 有利于太平洋信风减弱, 西风增强, 激发 Kelvin 波东传, 易形成 ENSO 循环的暖位相。这些物理过程解释, 与最近徐建军、朱乾根等<sup>[19]</sup> 研究提出的关于东亚冬季风年际变化与 ENSO 循环位相关系的统计结果是一致的。但这似乎与过去传统看法<sup>[20]</sup> 并不完全一致。这除了与冬季风冷空气强度定义标准差异有关外, 还可能与文献<sup>[19]</sup> 指出的: 强东亚冬季风不总是对应着后一年冬季 ENSO 循环的暖位相, 它们的关系不仅具有年际差异, 而且还与年代际差异有关。

## 参考文献

- 1 陈列庭, 闫志新. 青藏高原冬春季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(2). 北京: 水文电力出版社, 1981. 138~141
- 2 郭其蕴, 王继琴. 青藏高原的积雪及其对东亚季风的影响. 高原气象, 1986, 5(2): 122~123
- 3 陈烈庭, 闫志新. 青藏高原冬春季积雪对大气环流和我国南方汛期降水的影响. 中长期水文气象预报文集(1). 北京: 水文电力出版社, 1979. 185~194
- 4 徐国昌, 李珊, 洪波. 青藏高原雪盖对我国环流和降水的影响. 应用气象学报, 1994, 5(2): 62~67
- 5 李珊, 徐国昌. 欧亚大陆雪盖对东亚环流和我国西北春雨的影响. 高原气象, 1987, 6(3): 256~263
- 6 Barnett T P Eral. The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations. J Atmos Sci, 1989, 46(5): 661-685
- 7 Li Mai-tsun. The Monsoon of East Asia and its global associations- A survey. Bull Amer M et Soc, 1984, 65(2):
- 8 叶愈源. 冬季亚欧大陆雪盖与湖南汛期降水. 高原气象, 1986, 5(3): 271~273
- 9 韦志刚, 罗四维. 中国西部积雪对我国汛期降水的影响. 灾害性气候的过程及诊断. 北京: 气象出版社, 1996. 137~140
- 10 李培基. 高亚洲积雪地理分布、季节变化与年际变化波动. 灾害性气候的过程及诊断. 北京: 气象出版社, 1996. 132—136
- 11 李培基. 中国西部积雪变化特征. 地理学报, 1993, 48(6): 505~514
- 12 赵溱. 欧亚大陆雪盖与东亚夏季风. 气象, 1984, 7, 27~30
- 13 章少卿. 冬春季欧亚大陆雪盖面积与我国东部气温、降水的统计关系. 科学通报, 1985, 15, 1167~1170
- 14 吉林省气象台, 吉林市气象台. 100hPa 极涡和南亚高压的活动与东北区夏季低温的关系. 气象学报, 1981, 39(4): 483~493
- 15 周曾奎. 江淮梅雨. 北京: 气象出版社, 1996. 25—38
- 16 孙柏民, 孙淑清. 东亚冬季风环流异常与我国江淮流域夏季旱涝天气的关系. 灾害性气候的过程及诊断. 1996. 40—45
- 17 Japan Meteorological Agency, Monthly Report on Climate System, June 1997
- 18 Krishnmurti T N, Masao Kanamitsu, Walter James Koss, et al. Tropical east-west circulations during the Northern Winter. J Atmos Sci, 1973, 30, 780-794
- 19 徐建军, 朱乾根, 施能. 近百年东亚冬季风与 ENSO 循环的相互关系及其年代际异常. 大气科学, 1997, 21(6):

641 ~ 648

20 李崇银. 频繁的强大东亚槽活动与 El Nino 的发生. 中国科学(B), 1988, 31, 667 ~ 674

# STUDIES ON RELATIONSHIPS AMONG SNOW COVER WINTER OVER THE TIBETAN PLATEAU AND DROUGHTS/ FLOODS DURING MEIYU SEASON IN THE MIDDLE AND LOWER REACHES OF THE YANGTZE RIVER AS WELL AS ATMOSPHERE / OCEAN

Chen Qianjin Gao Bo Wi Weijing

(National Climate Center, Beijing 100081)

Liu Yujie

(National Satellite Meteorological Center, Beijing 100081)

## Abstract

Based on the integrated analysis for abnormal snow day, snow depth and snow covered area data in Tibetan Plateau in winter, as well as the comprehensive assessment for flood/drought in summer in the middle and lower reaches of Yangtze River valley by using the indices such as percentage of monthly precipitation anomalies, Mei-yu period length and z-index, correlation analysis shows the very positive correlation between them. The Northern Hemisphere anomalous 500-hPa geopotential height, the anomalous outgoing longwave radiation and the anomalous sea surface temperatures in the same time averaged both for the more-snow years and for less-snow years in Tibetan Plateau are analyzed. The association between ENSO and Summer Asia Monsoon is also revealed. Result shows that the Northern Hemisphere general circulation are remarkably different between the more-snow years and less-snow years in Tibetan Plateau. A primary flood/drought physical process model is achieved, which has demonstrated the probably association among the snow, atmosphere, ocean and the following summer rainband in the middle and lower reaches of Yangtze River valley. This model can provide the clues for short-term climate monitoring and prediction.

**Key Words:** Snow cover, Tibetan Plateau, Flood/drought, Middle and lower reaches of Yangtze River valley, General circulation.