

年代际气候变化与 1998 年长江大水

陈兴芳 宋文玲

(国家气候中心, 北京 100081)

摘 要 由于海温、高原积雪和大气环流异常等特定条件, 引发了 1998 年夏季长江的特大洪涝, 而 90 年代的气候特征也对 1998 年长江大水起到一定的作用。从中国夏季降水、大气环流、冬季高原积雪和海温等方面分析年代际气候变化对 1998 年长江大水提供有利的气候环境。

关键词 长江大水 年代际气候变化

1 引言

1998 年夏季长江流域发生了 1954 年以来的特大洪涝灾害, 东北的嫩江和松花江也出现了严重洪水。在 1998 年 3 月底至 4 月初的全国汛期旱涝预测会商会上, 专家们详细分析了某些物理因子的强信号变化, 综合各单位的各类物理统计预测方法和动力模式预报产品的结果, 比较成功地预报了 1998 年夏季我国长江中下游及江南北部地区可能出现较严重的洪涝。1998 年汛期全国大范围洪涝灾害的出现, 与前期发生本世纪以来最强的厄尔尼诺现象、青藏高原冬季雪量异常偏多, 从而造成大气环流异常、夏季西太平洋副高强而西伸、东亚阻塞高压的持续发展等一系列的相关变化有关。但是我们发现, 1998 年的长江大水也有其一定的气候背景, 其中年代际气候变化就是一个方面。下面我们就中国的夏季降水、大气环流以及高原积雪和海温等方面进行一些具体的分析。

2 我国夏季降水的年代际变化

首先, 1951~1998 年夏季降水类型各年代的频次分布 (表 1) 就能反映出一定的变化趋势, 其中 50 年代 3 类 (南方类) 的频次百分率最大, 60 年代则是 1 类 (北方类) 的最多, 70 年代 1 类和 2 类 (黄淮类) 居多, 80 年代和 90 年代都是 3 类降水占优势。

为了能更好地反映出夏季降水的年代际变化特点, 我们计算了各年代的中国夏季降水距平百分率平均分布 (图 1), 其中 70、80 和 90 年代的变化更具代表性。由图 1 可见, 70 年代全国降水的平均分布情况是南北多中间少, 主要多雨区在华北和西北以及江南地区, 江淮流域降水偏少; 80 年代与 70 年代正好相反, 为南北少中间多的分布趋势, 主要多雨区在长江流域; 进入 90 年代后中国夏季降水则是另外一种分布特点, 容易出现中国大范围多雨, 这从 1990~1997 年的平均降水距平百分率分布 (图 1c) 上可

见, 负距平的区域比较小, 主要多雨区比 80 年代要偏南, 位于江南一带, 两湖盆地处于多雨中心区。

图 2 是 1998 年 6~8 月降水距平百分率, 与图 1c 比较, 很明显它们的分布趋势和主要雨带是非常相似的。

表 1 1951~1998 年各年代夏季降水类型频次百分率

年 代	类型 1	类型 2	类型 3
1951~1959	33%	22%	45%
1960~1969	50%	30%	20%
1970~1979	40%	40%	20%
1980~1989	30%	30%	40%
1990~1998	33%	22%	44%

3 北半球大气环流的年代际变化

3.1 北半球 500 hPa 平均高度的年代际变化

为了能显示整个北半球 500 hPa 平均高度场气候变化总趋势, 我们对 1951 年 1 月以来的逐月平均高度场, 统计正距平格点数的距平积分曲线 (图 3), 图 3 中曲线上升表示 500 hPa 月平均高度场是增高趋势, 曲线下降表示高度场降低趋势^[1]。从图中曲线变化情况来看, 存在着非常清楚的年代尺度的变化过程, 50 年代至 60 年代初是上升时期, 60 年代中到 70 年代中是下降时期, 70 年代末至今又为上升时期。显然, 500 hPa 月平均高度场的这种气候变化对大尺度大气环流是有影响的, 总的来说, 在高度场升高时期有利高值系统, 如副高、阻高等的加强, 不利低值系统, 如极涡、东亚大槽等的发展; 在高度场降低时期则相反。近 10 多年来世界气候变暖, 我国 1986 年以来连续 12 个暖冬, 可能与 500 hPa 高度场处于异常增高时期有一定关系。

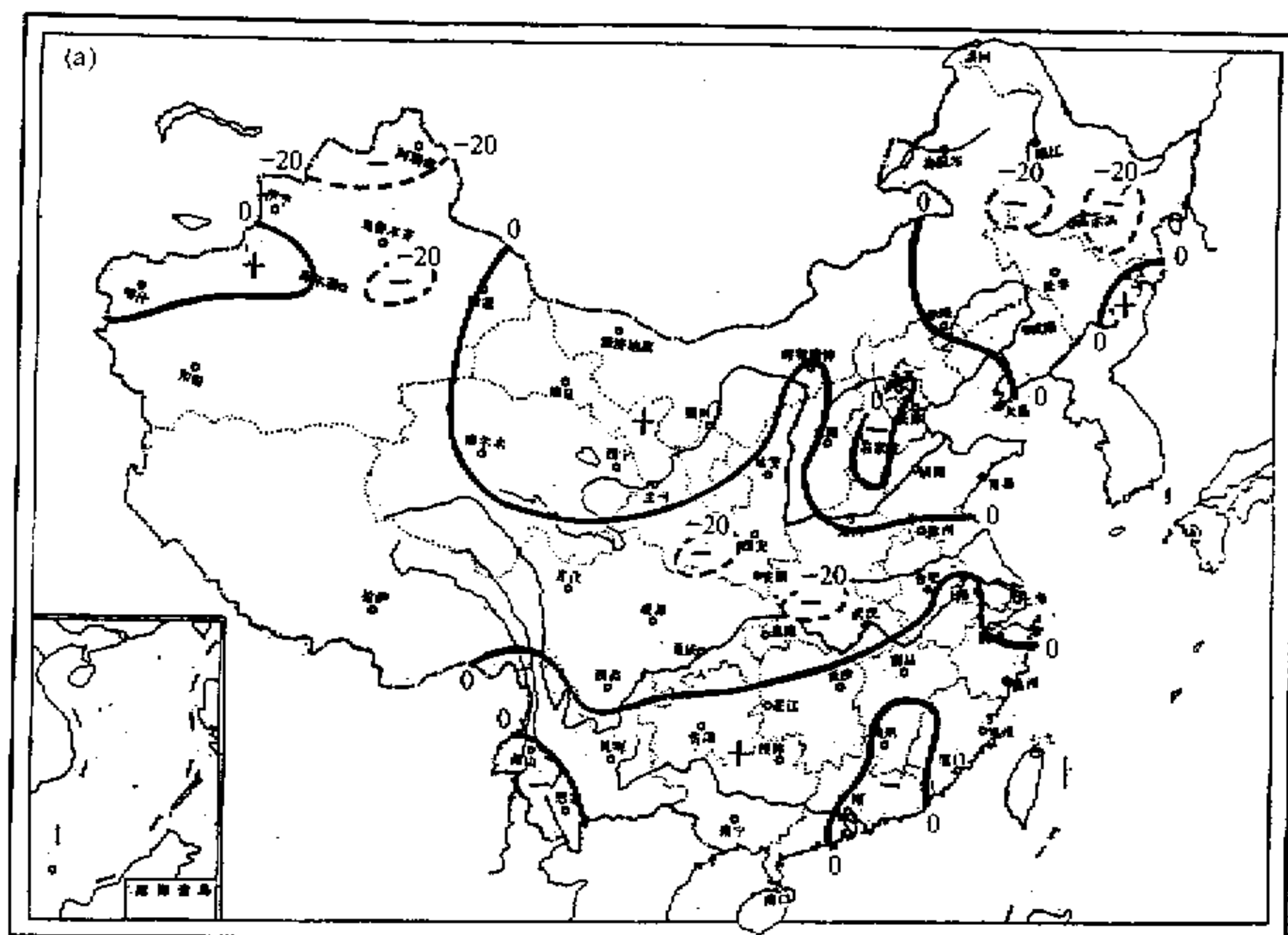


图 1 中国夏季 (6~8 月) 降水距平百分率
(a) 70 年代

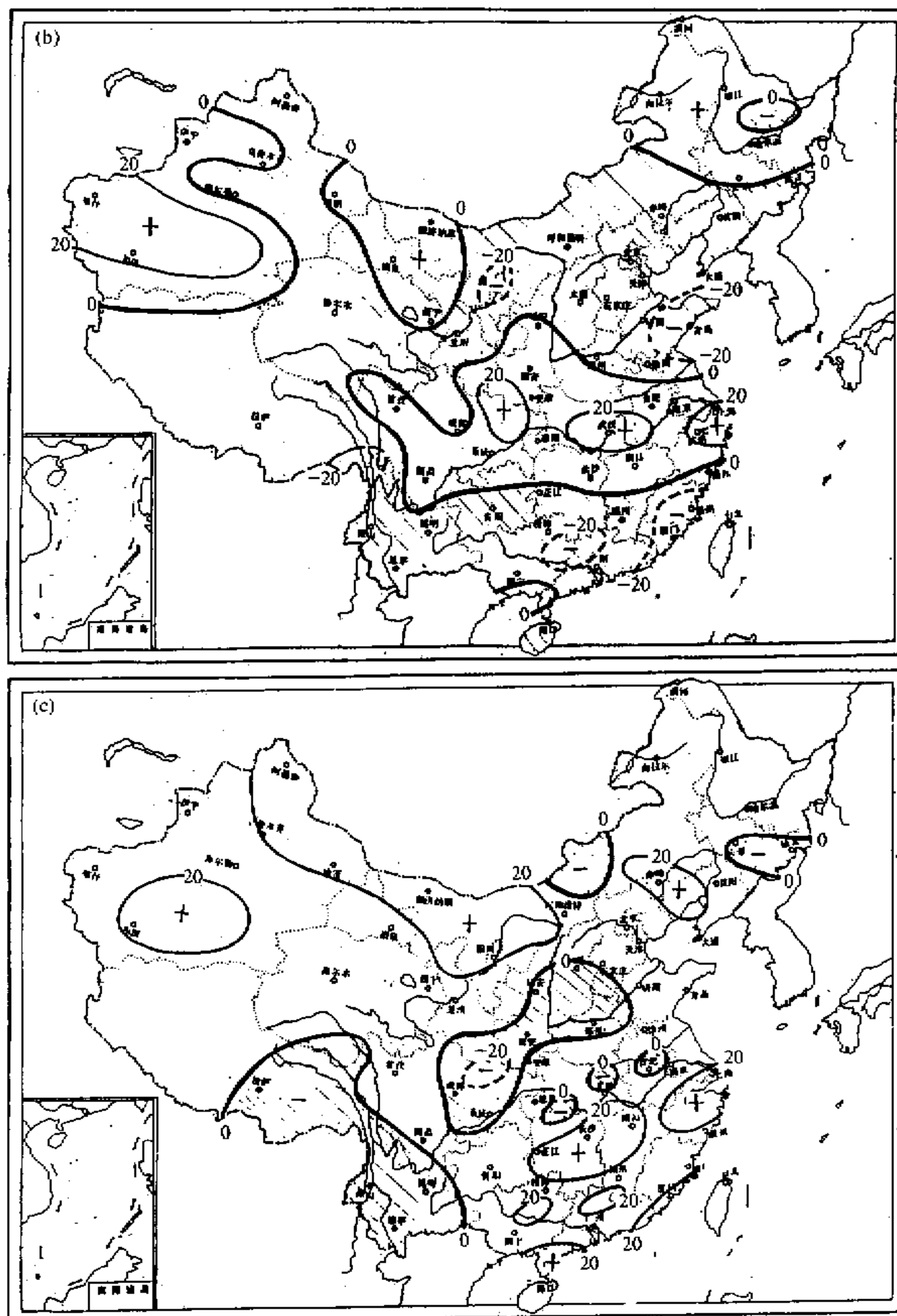


图1(续) 中国夏季(6~8月)降水距平百分率
(b) 80年代, (c) 90年代(1990~1997年)

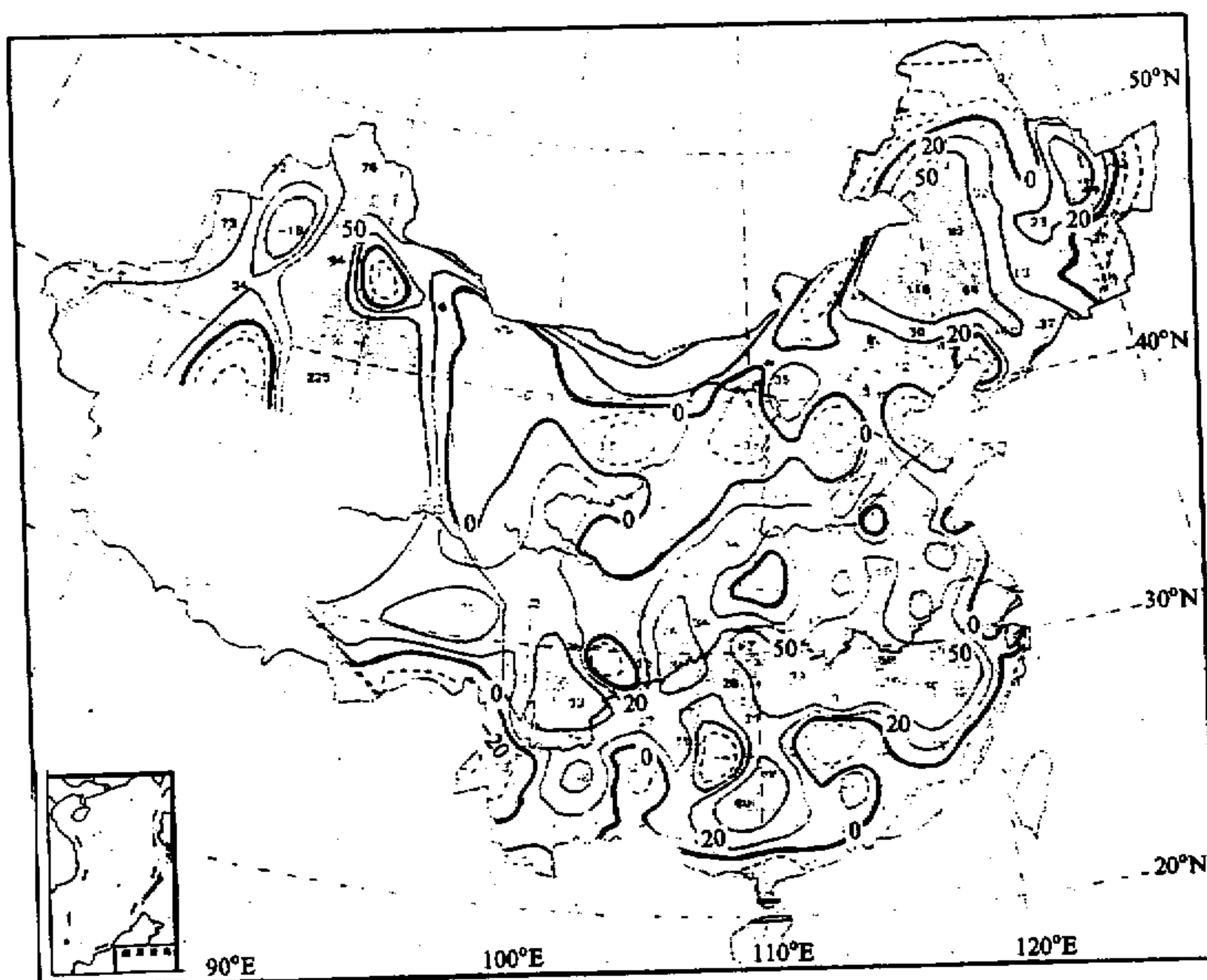


图2 1998年6~8月中国降水距平百分率

3.2 副热带高压的年代际变化

与北半球 500 hPa 高度场变化相对应, 北半球副高环流系统也有类似的气候振动。图 4 是北半球副高和西太平洋副高年面积指数的距平积分曲线^[2], 从图中可以看到, 北半球副高在 50 年代至 60 年代初是加强时期, 60 年代初到 70 年代中转为减弱时期, 70 年代后期开始又变为加强时期, 特别是进入 90 年代后副高的加强程度为历史少见。西太平洋副高的变化与北半球副高基本上是同步的, 只是 50 年代的变化不太一致。同样, 90 年代以来西太平洋副高也进入异常的加强时期, 其中仅在 1996~1997 年副高强度有所减弱, 1997 年下半年起副高再次异常加强, 在 1998 年 1~8 月除了 5 月份外, 西太平洋副高面积指数都是 1951 年以来的同月最大值。

西太平洋副高西伸脊点经度位置的年际变化中同样也具有偏东和偏西不同趋势的气候阶段。表 2 和表 3 是 7 月和 8 月的统计结果。对于 7 月西太平洋副高西伸脊点位置, 1951~1966 年为偏西阶段, 在这时期内脊点经度位置负距平年占 81%; 1967~1978 年为偏东阶段, 正距平年占 75%; 1979 年后又为偏西阶段, 1979~1997 年期间负距平年占 89%。其气候阶段的时间长度为 16、12 和 19 年。对于 8 月西太平洋副高西伸脊点位置, 同样也表现出这种明显的气候阶段, 只是气候阶段的持续时间较 7 月要短, 在 7~10 年之间。

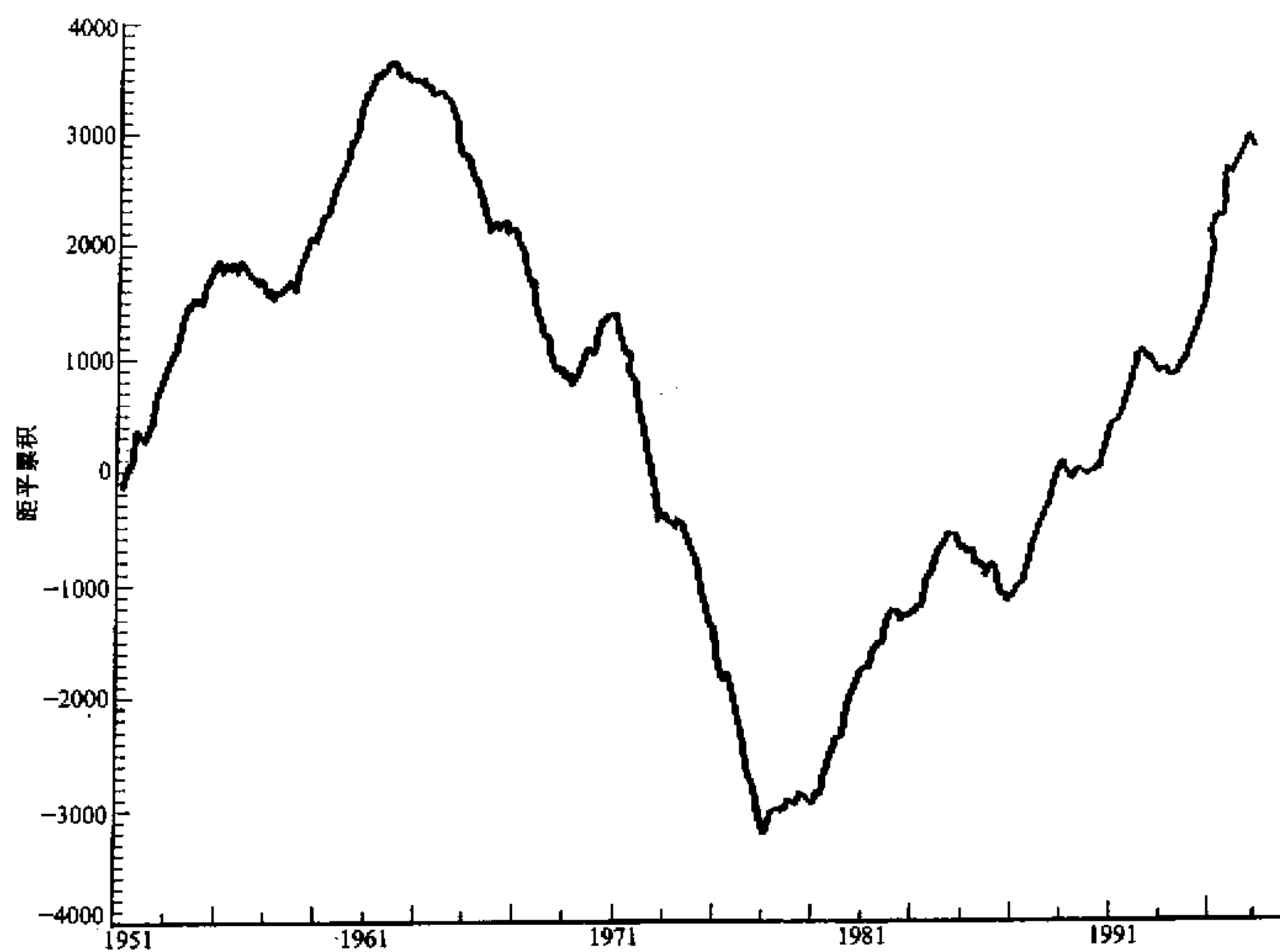


图3 北半球 500 hPa 月平均高度距平场正距平格点数的距平积分曲线

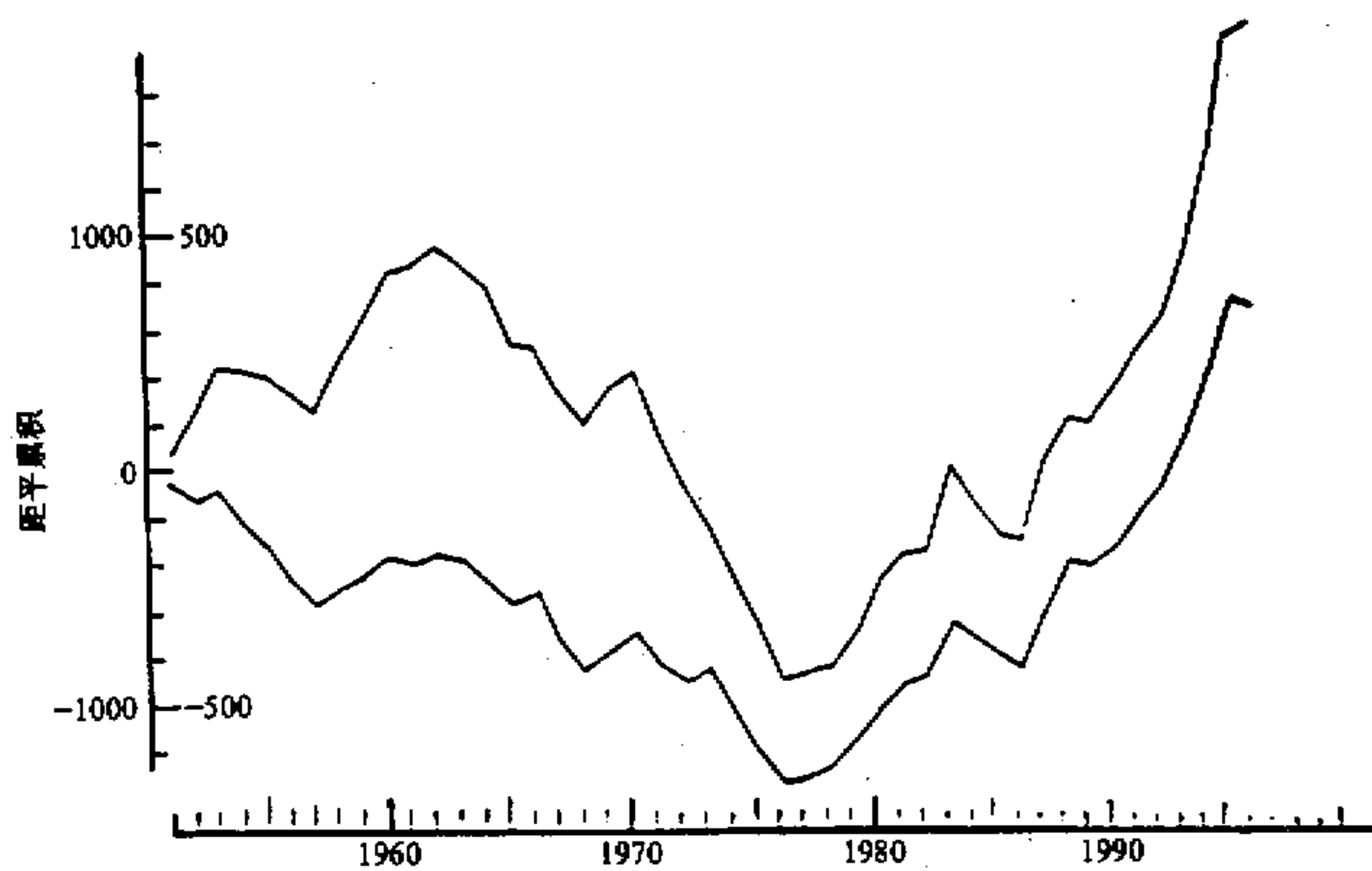


图4 500 hPa 副高年面积指数距平积分曲线
细线为北半球副高, 粗线为西太平洋副高

表 2 7 月西太平洋副高西伸脊点经度位置变化的阶段性

时期	年数	阶段型	偏西频次	偏东频次	优势
1951~1966	16	偏西	13	3	81%
1967~1978	12	偏东	3	9	75%
1979~1997	19	偏西	17	2	89%

表 3 8 月西太平洋副高西伸脊点经度位置变化的阶段性

时期	年数	阶段型	偏西频次	偏东频次	优势
1951~1960	10	偏东	3	7	70%
1961~1967	7	偏西	7	0	100%
1968~1975	8	偏东	1	7	88%
1976~1983	8	偏西	5	3	63%
1984~1992	9	偏东	2	7	78%
1993~1997	5	偏西	5	0	100%

由上可见, 90 年代西太平洋副高为异常加强西伸时期, 由于盛夏副高深入大陆, 副高常常形成东北-西南向, 西端位置偏南, 因此雨带也不易北上, 有利长江及江南地区降水偏多。

3.3 青藏高原高度场的年代际变化

由于青藏高原的特殊地形, 因此其附近 500 hPa 平均高度场的变化对大气环流和中国的气候也有重要作用。图 5 是夏季高原地区 500 hPa 平均高度距平积分曲线, 反映了 50 年代至 60 年代中期为高原高度场偏高时期, 60 年代后期至 80 年代后期为偏低时期, 80 年代末开始又变为偏高时期。因此, 进入 90 年代以来高原高度场的增高, 一般有利于夏季西太平洋副高的加强西伸。

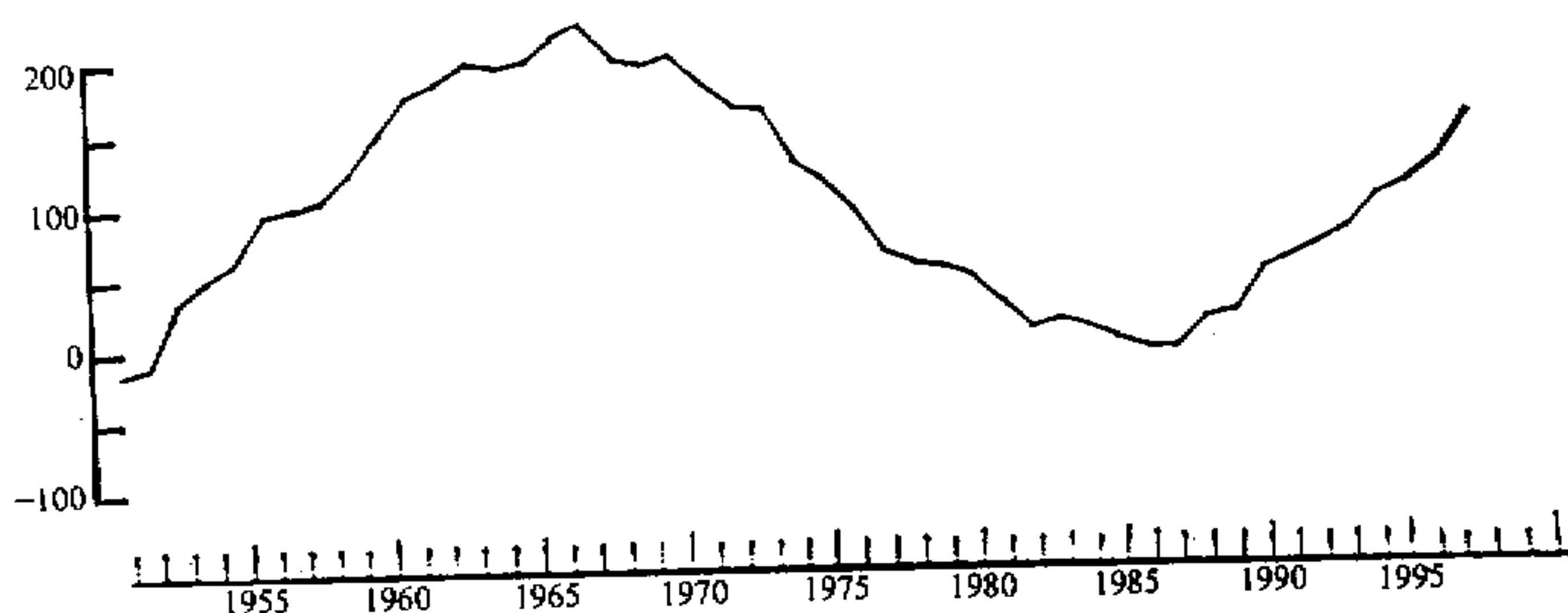


图 5 夏季高原地区 (25~35°N, 80~100°E) 500 hPa 平均高度距平积分曲线

4 高原积雪的年代际变化

冬春青藏高原积雪与中国夏季降水有着一定的相关性, 图 6 是冬季青藏高原积雪综合指数 (积雪日数与积雪深度标准化平均) 与中国夏季降水的相关系数分布图, 其中江南和西北东部的正相关中心都达到 0.05 信度。也就是说, 当冬季高原积雪异常多时,

有利夏季长江流域降水增多。而冬春高原积雪同样也有着年代际的变化特点, 图 7 是 1962~1993 年冬季和春季高原积雪综合指数距平积分曲线, 可以看到 60 年代至 70 年代前期高原积雪为偏少时期, 而 70 年代后期到 90 年代为偏多时期。1994 年以后虽然没有延续资料, 但 1995~1996 年冬季和 1997~1998 年冬季都出现了异常的多雪, 所以表明 90 年代以来高原多雪时期是明显的。

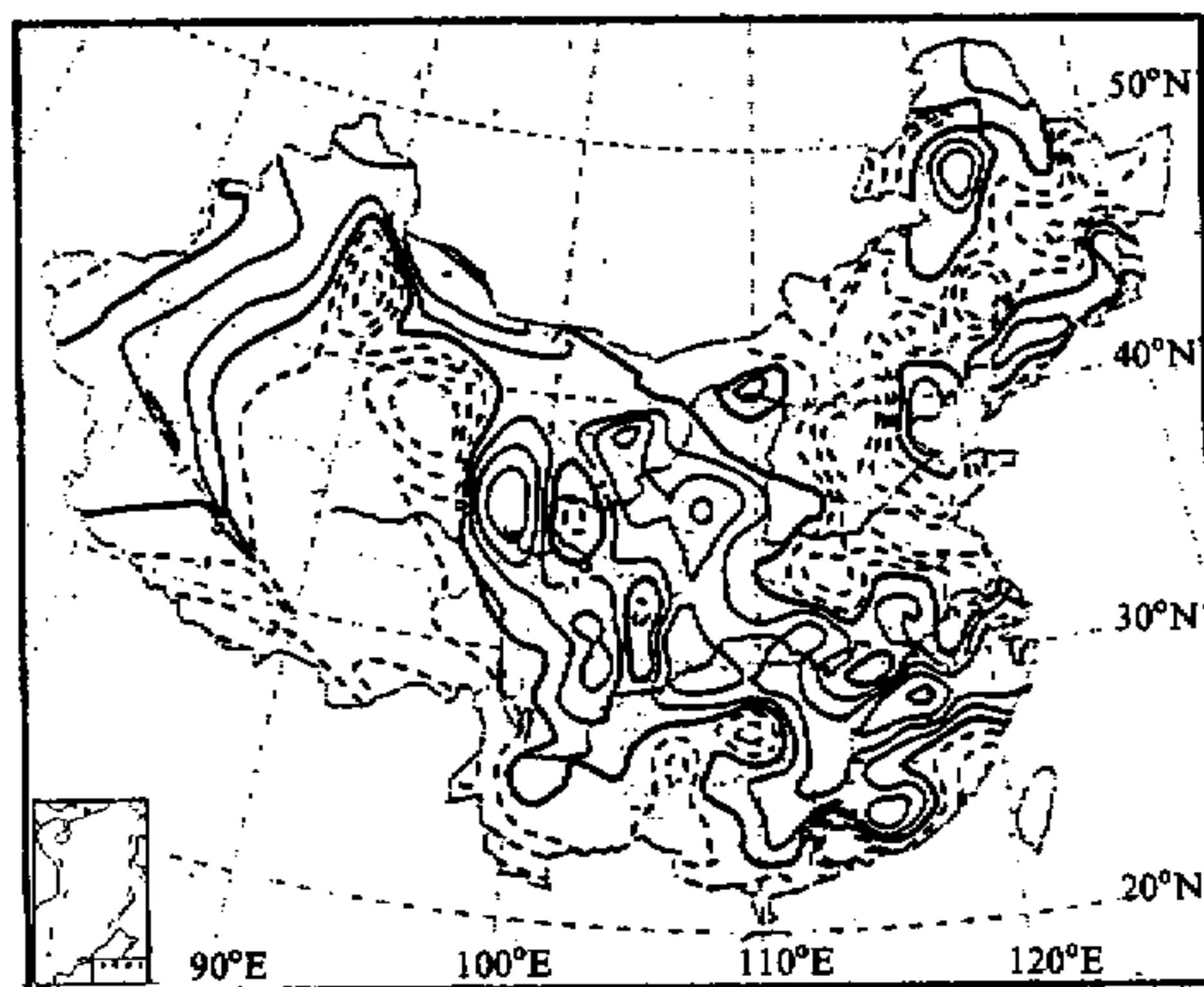


图 6 1962~1993 年冬季青藏高原积雪综合指数与中国夏季降水相关系数分布
实线为正值, 虚线为负值, 等值线间距为 0.10

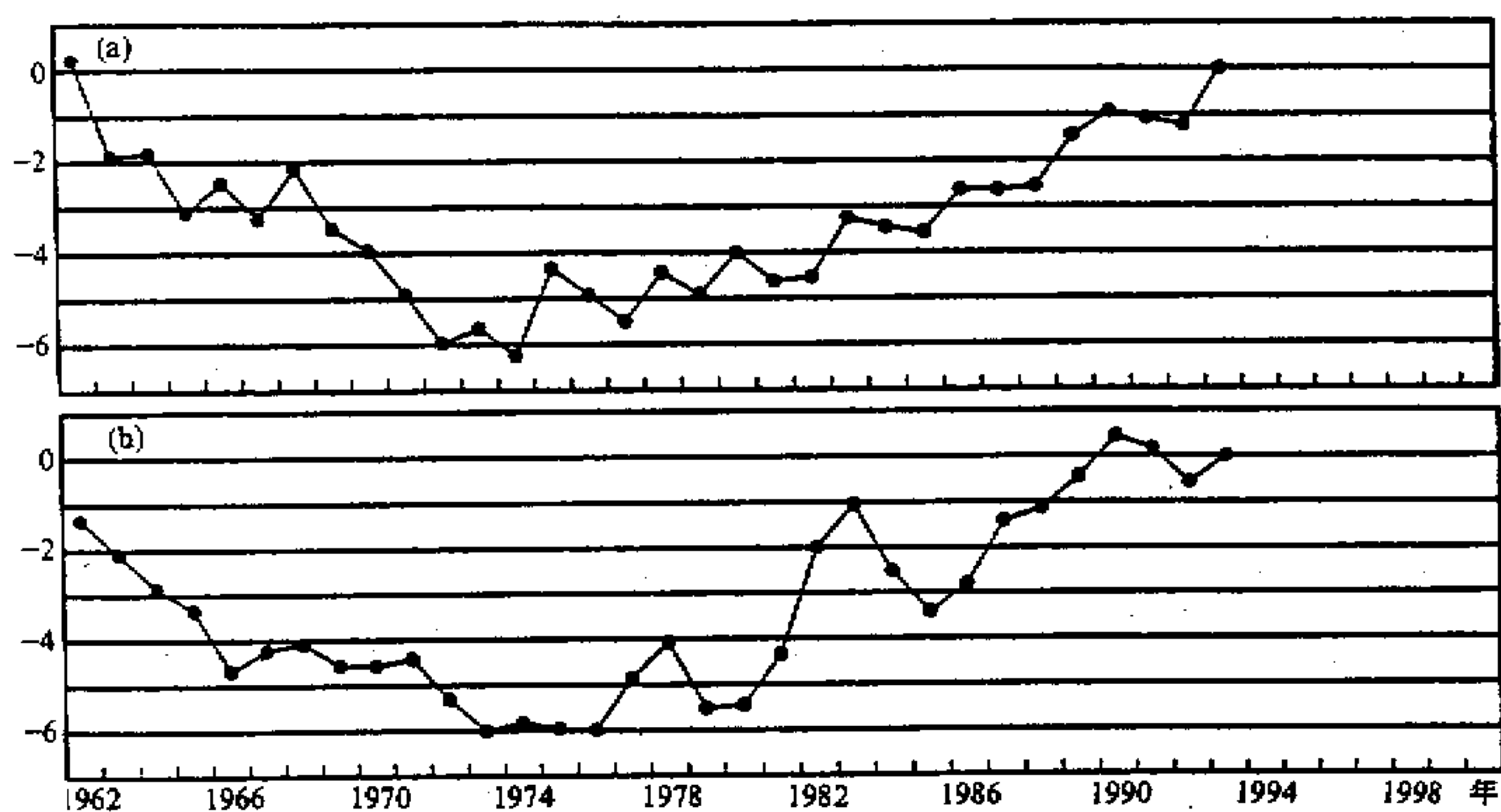


图 7 1962~1993 年冬季 (a) 和春季 (b) 高原积雪综合指数距平积分曲线

我们知道, 冬季高原积雪与冬季降水量的趋势基本是一致的。因此, 从高原冬季降水也可反映积雪的变化趋势^[3]。图 8 是 1951 年以来冬季 (11~2 月) 和 1 月高原地区降水指数距平积分曲线, 可以看到其年代际变化很明显, 且与图 7 的趋势是一致的, 同时也反映出 90 年代以来高原冬季降雪比 80 年代增加更明显, 这与 90 年代中国夏季雨带明显偏南也相吻合。

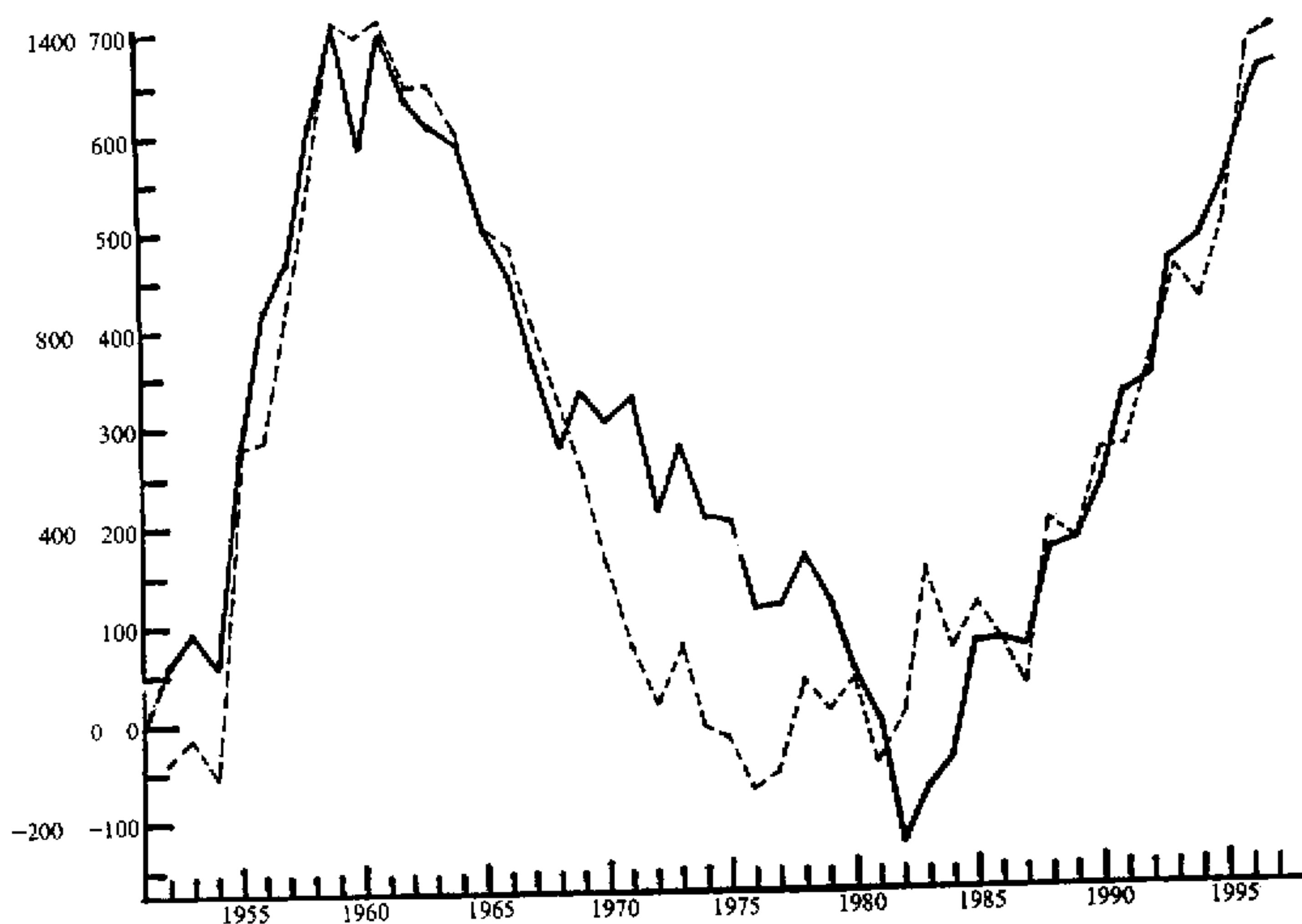


图 8 1951~1997 年冬季高原地区降水指数距平积分曲线
实线是 1 月, 虚线是 11~2 月

5 海温的年代际变化

反映海洋热状况异常的厄尔尼诺和拉尼娜现象, 对大气环流和中国气候有着重要的影响。一般厄尔尼诺现象发生后西太平洋副高加强西伸, 盛夏位置偏南, 中国夏季雨带偏南, 而拉尼娜现象发生后则相反。分析发现, 赤道太平洋和北太平洋海温距平场的分布趋势也存在着一定的气候振动^[4], 一种是厄尔尼诺分布型的暖水位相, 即西风漂流区一带是负距平, 赤道东太平洋一带是正距平; 另一种是拉尼娜分布型的冷水位相, 距平场分布正好相反。图 9 是夏季西风漂流区海温距平积分曲线以及赤道东太平洋冷水区与西风漂流区海温距平差的积分曲线。图中两条曲线反映了海温距平场暖水位相和冷水位相的气候发展倾向, 由图 9b 可见, 60 年代至 70 年代中呈下降趋势, 表明西风漂流区海温距平增高, 赤道东太平洋冷水区海温距平降低, 是冷水位相优势时期。70 年代后期以后曲线呈上升趋势, 表明海温距平场分布为相反趋势, 是暖水位相优势时期, 尤其是进入 90 年代以来, 曲线的增幅急剧加大, 意味着暖水位相的异常发展。上述大气环

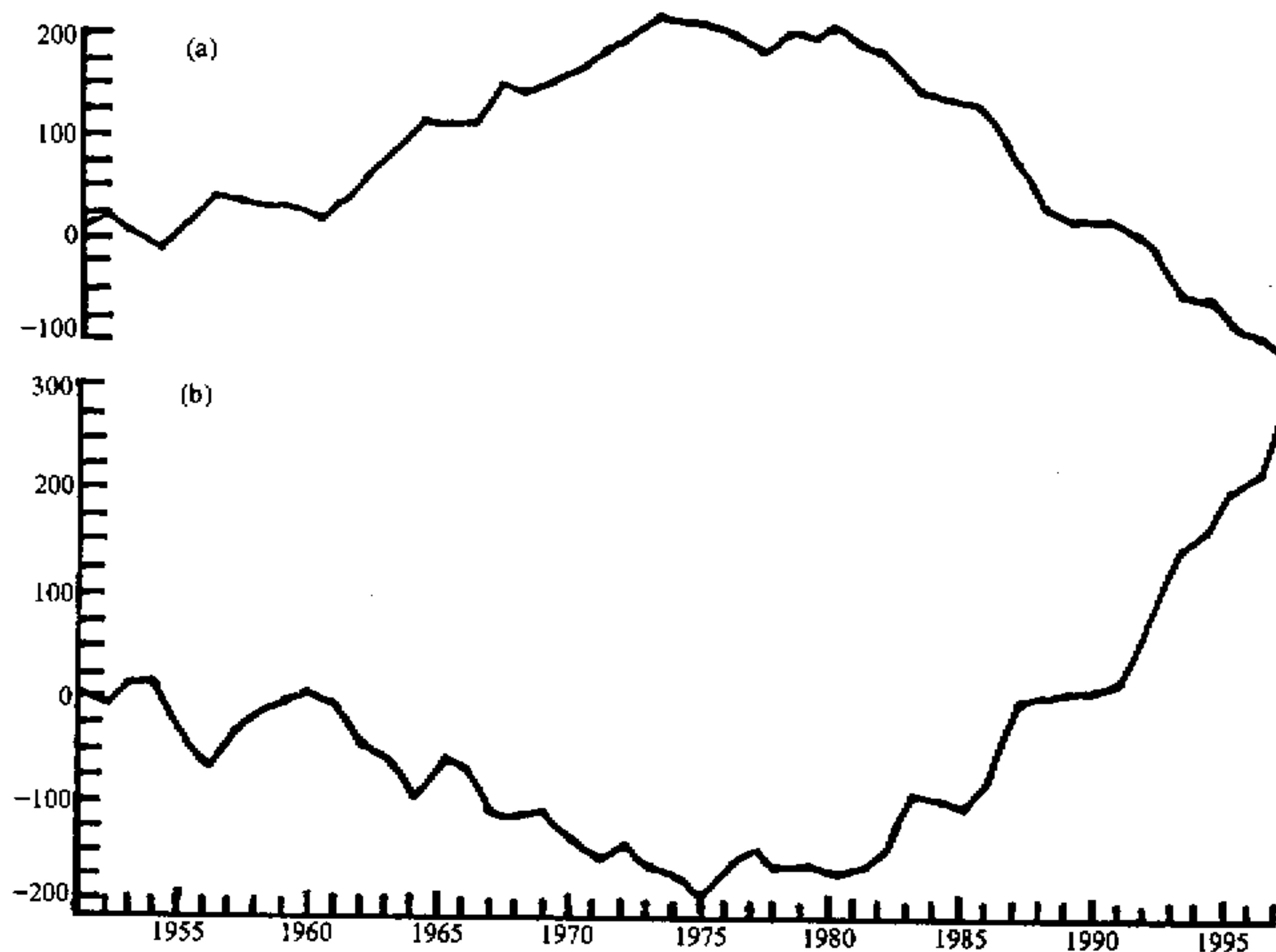


图9 夏季(6~8月)海温距平积分曲线
(a) 西风漂流区; (b) 赤道东太平洋区与西风漂流区海温距平差

流和中国夏季降水的气候变化趋势,与海温的这种年代际尺度的气候变化是一致的。

6 小结

综上所述表明,海温、高原积雪和北半球 500 hPa 高度场、青藏高原高度场、副热带高压以及中国夏季降水等方面的气候变化中,都存在着年代际尺度的气候振荡,在这年代际尺度气候变化影响下,90 年代表现出的主要气候特征有海温距平场分布为暖水位相、冬季高原降水和积雪偏多、500 hPa 平均高度场和高原高度场增高、夏季西太平洋副高加强西伸以及副高西端位置偏南,与此相应我国夏季降水增多、季风雨带偏南、长江流域容易发生洪涝灾害。1998 年长江大水有其特殊的引发条件,但 90 年代的有利气候环境,也有一定的作用。

参 考 文 献

- 1 陈兴芳, 1991, 70年代北半球对流层平均高度场的气候突变, 大气科学研究和应用, 30~37.
- 2 陈兴芳, 1995, 1994年西太平洋副热带高压的异常变化及其成因分析, 气象, 21(12), 3~7.
- 3 陈兴芳, 1997, 1995~1996年冬季高原地区雪灾气候分析, 气象, 23(6), 40~43.
- 4 陈兴芳、晁淑懿, 1992, 海温慢变及其对副热带高压和我国气候的影响, 海洋对气候变化调节与控制作用学术研讨会论文集, 国家海洋局科学技术司编, 北京: 海洋出版社, 148~158.

Decadal Climate Variation and Inundation over the Changjiang River Basin in 1998

Chen Xingfang and Song Wenling

(*National Climate Center, Beijing 100081*)

Abstract Some specific conditions such as anomalous sea surface temperature, snow cover over the Tibetan Plateau and the atmospheric general circulation result in the catastrophic flood over the Changjiang River basin during the summer of 1998, meanwhile, the flood is also due to the climatic features during 1990's to a certain degree. Analysis of summer precipitation in China, winter snow cover over the Tibetan Plateau and the atmospheric general circulation indicates that the decadal climate variation is advantageous to the occurrence of inundation over the Changjiang River basin in 1998.

Key words inundation over the Changjiang River basin decadal climate variation