

中国科学院寒区旱区环境与工程研究所

博士学位论文

我国北方沙尘暴气候特征及其成因研究

姓名：钟海玲

申请学位级别：博士

专业：大气物理学与大气环境

指导教师：李栋梁

20070528

摘 要

本文选用中国 185 个常规气象观测站自建站到 2004 年的沙尘暴日数资料, 利用 EOF、小波分析和 CCA 方法, 分析了近 50 年来中国北方沙尘暴的气候特征和变化趋势。同时还利用全国 1961~2000 年 549 站的降水资料和 539 站的气温资料, 讨论了降水、温度异常对沙尘暴的影响。并利用 1981 至 2000 年青藏高原 82 个常规气象站冬季 0cm 地温、1949~1999 年 NCAR/NCEP 月平均再分析资料, 分析了沙尘暴对青藏高原地面加热场异常及西风环流异常的响应。进一步通过数值模拟研究沙尘暴的发展和变化规律, 并与有关的观测资料进行对比分析, 讨论模式在我国西北地区的适用性和有效性。主要结论如下:

单个沙尘暴过程具有一定的局地性, 但沙尘暴日数总体上具有较好的空间一致性。沙尘暴的产生在空间上有五个自然尘源区, 即河西走廊、南疆盆地南缘、阿拉善高原、鄂尔多斯高原和浑善达克沙地。比较近 50 年来中国沙尘暴日数的年代际变化, 总体趋势在减少, 20 世纪 90 年代是近 5 个年代中最少的。但 20 世纪末至 21 世纪初, 中国沙尘暴日数有明显的回升趋势。

我国北方年、春季、4 月沙尘暴日数在第一空间尺度上具有较好的一致性, 异常敏感中心在河西走廊的张掖地区; 在第二空间尺度上存在东西反位相差异, 代表性区域分别在内蒙古西部的阿拉善高原和华北北部。这不仅与影响我国北方的冷空气路径有关, 还与青藏高原地面加热场的异常密切相关。冬季青藏高原地-气温差呈 EOF1 模态时, 即当高原主体地-气温差增强, 高原北部及周边海拔较低处地-气温差减弱时, 有利于春季西北、华北沙尘暴减少, 反之亦然; 冬季青藏高原地-气温差呈 EOF2 模态时, 即当昆仑山脉以北、柴达木盆地、河西走廊及海拔较低的雅鲁藏布江大拐弯处地-气温差变大, 则中国北方春季沙尘暴日数较常年明显增加, 反之亦然。当青藏高原春季地面感热通量距平呈 EOF 第一模态结构, 即当高原主体地面感热通量增强时, 中国北方的西北、华北及东北东部沙尘暴日数减少; 当喜马拉雅山脉和昆仑山脉春季地面感热通量增强时, 西北、华北及东北东部沙尘暴日数增加。反之亦然。当冬季青藏高原地面感热呈 EOF1 模态时, 即当高原主体地面感热通量增强时, 有利于中国西部地区沙尘暴日数增加, 东部地区减少, 反之亦然。

高原主体地-气温差偏大年大气环流的经向度减小,东亚大槽位置偏东且变浅,蒙古气旋减弱;高原主体地-气温差偏小年则反之。高纬冷空气向南爆发是导致沙尘暴天气的重要因素。

1990年代末到本世纪初太阳黑子周期长度开始变长,表明新一轮的太阳活动较弱时期开始,气候变暖速率将比1990年代减缓,青藏高原地面加热场强度转向减弱趋势,蒙古气旋逐渐加强。

特定时期的寒潮是沙尘暴发生的动力,它与处在特定状态的粉尘相结合是沙尘暴发生的必要条件。虽然沙尘暴的活动与冷空气活动有关,但沙尘暴活动最强的季节不是最寒冷的冬季,而是温度适中的春季。温度和降水量对沙尘暴的生成有重要影响,当前冬初春降水偏少,温度偏低,则有利于后期沙尘暴增多;当前冬初春降水偏多,温度偏高,则有利于后期沙尘暴减少。我国地面风速与沙尘暴存在着较好的正相关关系,即当冬季初春地面风速越大,后期年、春季、4月沙尘暴就越多;冬季初春地面风速越小,后期年、春季、4月沙尘暴就越少。相关最显著区域在南疆盆地、河西走廊及阿拉善高原。

多沙尘暴年,蒙古气旋加强,欧亚大气环流的经向度加大,我国北方高空纬向西风位置偏南强度偏强;少沙尘暴年,蒙古气旋减弱,大气环流的经向度减小,高空纬向西风位置偏北强度偏弱。西风急流轴的南北移动也是造成沙尘暴多少异常的重要原因。进一步研究发现,可以利用前一个月的流场特征及高空纬向风分量来预报下一个月的沙尘暴日数。为了进一步说明沙尘暴对大气环流的响应,选取1966年作为沙尘暴多发年,1997年作为沙尘暴少发年进行了个例分析,其结果与多沙尘暴合成年和少沙尘暴合成年的分析结果一致。

利用区域气候模式(RegCM3)模拟了大气环流及其相关气象要素对青藏高原地面感热异常的响应。模拟结果表明:当冬季高原地区的感热通量增大时,春季在我国上空蒙古气旋加强,位势高度西高东低,即西风加强,有利于沙尘暴增多。西风加强最显著区域在南疆盆地;西北地区降水以减少为主,这也有利于沙尘暴的增多。降水减少最显著区域在新疆东部、内蒙古和甘肃的西部;反之亦然。

关键词:中国北方、沙尘暴日数、气候特征、青藏高原、地面感热、地-气温差($T_s - T_a$)、大气环流、EOF分解、典型相关分析(CCA)

Abstract

In this paper, the climatic characteristics and evolution tendency of sand-dust storm in northern China in recent 50 years, its response to the abnormal sensible heat of surface in Tibetan Plateau, and its response to the abnormal of general circulation were analyzed and studied by using 185 conventional meteorology observation stations' data of the annual sand-dust storm days from beginning to 2000, 82 conventional meteorology observation stations' data over QXP of the surface temperature from 1981 to 2000, and NCEP/NCAR reanalysis monthly mean data with EOF, CCA and wavelet analysis methods. And then the influence of abnormality of precipitation and temperature on sand-dust storm has been discussed by using the data of 549 stations' precipitation and 539 stations' temperature in China. Sandstorm further development and changes were researched with numerical simulation, and comparative analysis of the observational data. In the law and comparative analysis of the observational data. We discussed the applicability and validity of the model by used in Northwest region. The main conclusions were as follows:

Although each process of sand-dust storm has regional characteristics, sand-dust storm days have a better spatial coherence in general. There are five natural sand-dust sources in Gansu corridor, southern rim of south xinjiang basin, Alxa plateau, Eerduosi plateau and Hunshandake sandlot. By comparing with the interdecade variability of the sand-dust storm days in recent 50 years in China, the negative trend is found. The number of sand-dust storm days in 1990's is the least during recent 5 decade. From the end of 20 century to the beginning of 21 century, the sand-dust storm days have an obvious increasing trend in China.

The sandstorm days have a better coherence in the first spatial and its sensitive center is the region of Zhangye in Gansu corridor. They have the obvious reverse difference between the east and the west in northern China in the second spatial and its representative regions are the region of Alxa Plateau in the west of Inter-mengolia

and the northern of North China. All that is connected with not only the path of cold air but also the sensible heat of surface in Tibetan Plateau. The second mode represents opposite patterns between high and lowland. When the EOF1 mode of ($T_s - T_a$) on Qinghai-Xizang Plateau in Winter occurs, the sand-dust storm days of Northwest and North China will increase in Spring. When the EOF2 mode of ($T_s - T_a$) on Qinghai-Xizang Plateau in Winter occurs, the sand-dust storm days in northern China in Spring is obviously more than normal years. When the EOF1 mode of the surface sensible heat over Tibetan plateau in spring occurs, the sand-dust storm days in northern China is obviously more than normal year. Then the EOF1 mode of the surface sensible heat over Tibetan plateau in winter occurs, that is when the sensible heat flux of surface of the main body of plateau is increase, the sand-dust storm days is more than normal year in the west of China, while its is less in the east of China. Vice versa.

In bigger ($T_s - T_a$) years on the main body of Tibetan plateau the longitudinal general circulation decrease, East Asian trough located east and became lighter, and Mongolian cyclone weakened; the contrary in smaller ($T_s - T_a$) years. The outbreak of cold air of high-latitude toward south is an important factor leading sandstorm weathe.

From the end of 20th century to the beginning of 21st, the solar activity begins a new round of weak trend, which weakens the warm trend of climate, causing the air temperature lower gradually, the intension of the surface heat in Tibetan plateau trials off, Mongolia cyclone strengthens gradually. Forecasting the Chinese northern sandstorm in future will increase gradually in waves, entering a new round of relatively active period.

Between surface wind and sandstorm have a good positive correlation When the surface wind speed is greater in later winter and earlier spring, the sandstorm will be more in the latest April, spring and year; Vice versa. Its correlation significant regions are in the southern basin and the Hexi Corridor and Alxa Plateau.

Cold wave in certain periods is the formation motive force, and combining with the sand and dust in particular state is the necessary conditions of sand-dust storm occurrence. Although formation of sand-dust storm is related to the movement of cold wave, its movement is weak in the cold winter with the lowest temperature and strong in the spring with moderate temperature. Temperature and precipitation affect greatly the formation of sand-dust storm. Apart from the above factor, sandstorm has close relationship with the precipitation and temperature. When the precipitation is less and the temperature is lower than the normal, then the following sandstorm will increase. While the precipitation is more and the temperature is higher than the normal, then the following sandstorm will decrease.

The latitudinal Zephyr in northern China is stronger in more sandstorm years and weaker in less sandstorm years. Also the longitudinal general circulation is stronger in more sandstorm years and weaker in less sandstorm years. The farther researches indicate that we can use the characteristics of the last mean general circulation and the last latitudinal Zephyr in high altitude to forecast the days of sandstorm in the follow month. To further show the sand-dust storm response to the abnormal of general circulation, 1966 as the more sand-dust storm year and 1997 as the less sand-dust storm years are selected to be researched as case study. The result of the case study is agreed with the outcome of the composite in more and less sandstorm years of northern China.

Using regional climate model (RegCM3) to simulate the response of the atmospheric circulation and other weather elements to the abnormal of the surface sensible heat on the Qinghai-Tibet Plateau. The simulation results shows that when the sensible heat flux of surface of the main body of plateau is increase, Mongolia Cyclone strengthen in Spring, and geopotential height is higher in the west than in the east, the latitudinal Zephyr is stronger, precipitation reduces in Northwest, and the most notable region is in the east of Xinjiang, Inner Mongolia and the west of Gansu. All of these is benefit to sandstorm increasing. Vice versa.

Keyword: Northern China; Sand-dust storm days; Climatic characteristics; Tibetan plateau; Sensible heat of surface; the difference between ground and air temperature;

General circulation; precipitation; temperature; EOF; CCA

原创性声明

本人声明所呈交的学位论文，是在导师的指导下独立进行研究所取得的成果。学位论文中凡引用他人已经发表或未发表的成果、数据、观点等，均已明确注明出处。除文中已经注明引用的内容外，不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的科研成果。对本文的研究成果做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。

本声明的法律责任由本人承担。

研究生签名：钟海斌

日期：2007-5-28

关于学位论文使用授权的说明

本人在导师指导下所完成的论文及相关的职务作品，知识产权归属中国科学院寒区旱区环境与工程研究所。本人完全了解中国科学院寒区旱区环境与工程研究所有关保存、使用学位论文的规定，同意学校保存或向国家有关部门或机构送交论文的纸质版和电子版，允许论文被查阅和借阅；本人授权中国科学院寒区旱区环境与工程研究所可以将学位论文的全部或部分内 容编入有关数据库进行检索，可以采用任何复制手段保存和汇编本学位论文。本人离所后发表、使用论文或与该论文直接相关的学术论文或成果时，第一署名单位仍然为中国科学院寒区旱区环境与工程研究所。

保密论文在解密后应遵守此规定。

研究生签名：钟海斌

日期：2007-5-28

导师签名：李树建

日期：2007-5-28

第一章 绪 论

1.1 沙尘暴的定义及研究背景

沙尘天气是一种重要的全球性气候灾害。在我国根据气象观测规范定义(中央气象局, 1979), 沙尘天气现象包括沙尘暴、扬沙和浮尘。沙尘暴是沙暴和尘暴的总称, 是强风把地面大量沙尘卷入空中, 使空气特别混浊并且水平能见度低于1 km的天气现象, 其中沙暴是指大风把大量沙粒吹入近地面气层所形成的携沙风暴; 尘暴则是大风把大量尘埃及其它细颗粒物卷入高空所形成的风暴。在不同的天气系统的影响下, 沙尘暴的强度会有较大的差别。在2003年以前, 我国曾经将沙尘暴划成4个等级: 4级(风速<6级, $500\text{m}\leq$ 能见度<1000m, 称为弱沙尘暴; 6级(风速<8级, $200\text{m}\leq$ 能见度<500m, 称为中等强度的沙尘暴; 风速 \geq 9级, $50\text{m}\leq$ 能见度<200m, 称为强沙尘暴; 当瞬时最大风速 $\geq 25\text{m s}^{-1}$, 能见度<50m时, 称为特强沙尘暴或黑风暴。根据中国气象局《沙尘天气预警业务服务暂行规定(修订)》(气象发报[2003]12号)对沙尘天气及沙尘天气过程进行了如下定义: 沙尘天气分为浮尘、扬沙、沙尘暴、强沙尘暴四类。浮尘是指尘土、细沙均匀地浮游在空中, 使水平能见度小于10 km的天气现象; 扬沙是指风将地面沙尘吹起, 使空气相当混浊, 水平能见度在1~10 km以内的天气现象; 沙尘暴指强风将地面大量尘沙吹起, 使空气很混浊, 水平能见度小于1 km的天气现象; 强沙尘暴指大风将地面尘沙吹起, 使空气非常混浊, 水平能见度小于500 m的天气现象。对应地将沙尘天气过程分为四类: 浮尘天气过程、扬沙天气过程、沙尘暴天气过程和强沙尘暴天气过程。浮尘(扬沙)天气过程指在同一次天气过程中, 我国天气预报区域内5个或5个以上国家基本(准)站在同一观测时次出现了浮尘(扬沙)天气; (强)沙尘暴天气过程指在同一次天气过程中, 我国天气预报区域内3个或3个以上国家基准(本)站在同一观测时次出现了(强)沙尘暴天气。近日, 中国气象局结合天空状况及沙尘天气的强度给出了三种类型(沙尘暴、扬沙、浮尘)沙尘天气的定义: 沙尘暴出现时能见度明显下降, 出现时天空混浊, 一片黄色, 发生时风很大, 能见度小于1公里; 扬沙是由于本地或附近尘沙被风吹起而造成的, 发生时能见度明显下降, 天空混浊, 一片黄色。北方都是在春季容易出现。扬沙天气时风较大,

能见度在1 km到10 km之间。强度最弱的叫浮尘天气，它是由于远地或本地产生沙尘暴或扬沙后，尘沙等细粒浮游空中而形成，俗称“落黄沙飞”，出现时远方物体呈土黄色，太阳呈苍白色或淡黄色，能见度小于10 km，大于1 km，基本上没什么明显的风(<http://www.cma.gov.cn/>)。

沙尘暴天气是在特定的地理环境和下垫面条件下，由特定的大尺度环流背景和某种天气系统发展所诱发的一种概率小、危害大的灾害性天气，其产生的原因是极其复杂的。有关研究指出，沙尘暴发生需有3个必要条件：一是足够强劲的风力；二是对流层低层要处于垂直不稳定状态；三是大风经过的区域内下垫面植被稀疏，土质干燥疏松，存在着丰富的沙尘源（钱正安等，1997，2002；叶笃正等，2001）。

春季是冷暖空气活动频繁的过渡季节。一般情况下，当急流带位置较高时，中层有快速移动的冷性低压槽，地面有冷锋存在时，由于冷锋后面冷空气的下沉，动量下传使锋后地面风速加大；冷锋后出现较大的正变压中心，所产生的变压风加强了地面风；而一些独特的地形还会产生“绕流”或“狭管效应”使风力不断加强。同时在低压槽的前部一般有来自低纬度的相对暖湿气流，这里天空晴朗，地面太阳辐射强度较强，出现正变温区，而对流层中部有时存在负变温，造成大气不稳定，有利于动量下传，加强地面风；热力扰动也有利于将地面沙尘卷入空中。因此，因气候异常而造成的势力强盛或频繁的冷空气活动及持续干暖的气候背景等均可对沙尘暴的活动产生明显的影响。

沙尘暴是影响我国北方各省（区）的一种主要自然灾害。它发生于干旱、半干旱的沙漠化地区，影响我国的沙尘源区主要有5个（钱正安等，1997，2002；叶笃正等，2001；张德二，1984）：即蒙古国东南部戈壁荒漠区、哈萨克斯坦东部沙漠区、浑善达克沙地、巴丹吉林沙漠、塔克拉玛干沙漠和古尔班通古特沙漠。这些尘源区正好位于冬、春季入侵我国的西北路（NW），西路（W）和北路（N）冷空气通道上，为影响我国北方大规模沙尘暴提供了丰富的物质基础。

1.2 沙尘天气的危害及研究意义

沙尘天气，尤其特强沙尘暴是一种危害极大的灾害性天气。沙尘天气卷起的

沙尘粒子的散射和吸收作用,导致无线电信号在传输过程中能量的衰减,使通讯线路受到很大干扰(黄宁,1998);伴随着强风的沙尘暴能够刮断、刮倒电力设施,导致尖端放电和“火电”现象的发生,引起火灾;甚至把大树连根拔起、刮倒墙壁、毁坏房屋,造成人员伤亡。

风蚀起沙所产生的风沙流通过沙埋、风蚀沙割、狂风袭击、降温霜冻和污染大气等作用方式,使大片农田或受沙埋、或遭风蚀,致使有的农作物基本绝收,或大副度减产(刘贤万,1995)。沙割是风沙流对植株的外打磨,它的危害在于缩小叶面面积,抑制植株生长,推迟生长期和降低产量;沙埋是风沙危害最明显和最严重的一种形式,沙尘暴来临时,沙尘暴下层的沙粒在狂风的驱动下滚滚向前,当它遇到障碍物或风力减弱的时候,大量的沙尘落到地面,将农田、工矿、水渠、防护工程、道路、水源和草场等掩埋,造成很大的经济损失。

20世纪90年代的后几年,我国平均每年由于风沙危害造成的直接经济损失高达540亿元,相当于西北五省(区)1996年财政收入的3倍(郭亚萍等,2000)。例如:我国仅1993年5月5日的一次特强沙尘暴天气过程就造成直接经济损失56亿元。此次特强沙尘暴的影响范围总面积约 $1.0 \times 10^6 \text{ km}^2$,占全国总面积的11.5%,涉及西北四省(区)的18个地(市)的72个县(旗),受灾人口1200多万。据统计,在这次特强沙尘暴的浩劫中,共死亡85人,失踪31人,伤264人。在死亡和失踪者中,少年儿童居多。死亡和丢失大小牲畜几十万头(只),受灾农田和果林与幼林等均达几十万亩,数以百计的塑料大棚被毁,草场、牧场和盐场的基础设施、公路、铁路和供电线路等破坏都十分严重。在国外,1934年5月一场典型的强沙尘暴从美国西部刮起,连续3天,横扫美国2/3国土,把3亿多吨土壤卷进大西洋。仅这一年美国就毁坏300多万公顷耕地,冬小麦减产510万吨,16万农民倾家荡产,逃离西部。

我国北方地区是全球四大沙尘暴区(中亚、北美、中非及澳大利亚)一中亚沙尘暴区的一部分,是现代沙尘暴高发生区。在历史上,这里一直是风沙灾害的主要成灾区域。据历史记载,十六世纪开始增多,二十世纪达到最高峰,尤其近50年来,强沙尘暴频繁发生。这与土地沙漠化的扩展密切相关。中国作为受荒漠化影响较严重的国家之一,58%的土地归属于干旱、半干旱类型,几乎1/3的

国土遭受荒漠化影响（卢琦，2001）；其影响形式包括耕地或草场遭到沙埋和侵蚀、森林生态系统遭到破坏，华北和西北地区大面积遭受沙尘暴侵袭等。而且沙尘暴爆发时间提前，范围增大。西北地区发生的沙尘暴，沙粒在沙漠及沙漠化地区就近堆积，而卷扬到高空的粉尘随气流继续运行，波及长江中下游，乃至周边国家。为此，研究沙尘暴的发生、发展，有着理论与实践意义。

1.3 沙尘暴的研究现状

1.3.1 国外沙尘天气的研究进展

对于沙尘天气的研究国外开展较早。上世纪20年代初，Hankin(1921)就对印度地区的沙尘天气进行了初步探讨。之后，随着观测资料的增多，沙尘天气的气候特征、时空分布、发生频数、天气类型及其气候成因等方面的特征均得到了系统的研究(Joseph, 1980; Nickling和Branel, 1984; Brazel, 1986; Jauregui, 1989; Gillette, 1989; Snow, 1990; LittmaIII, 1991)。中国北方是东亚地区重要的沙尘源区，很多科学家对这里沙尘的源、分布以及与气候的关系进行了研究。Sun等2001年总结了过去40年中国沙尘暴的状况、沙尘传输路径和风沙源区。Wang等(2004)对中国沙尘暴的源、空间分布特征、发生频率以及时间变化趋势进行了总结，认为中国主要的三个沙尘源区是河西走廊和内蒙西部，塔克拉玛干沙漠，内蒙中部。沙尘主要来源于沙漠边上退化草地、戈壁、河流沉积物和干涸的河床，沙漠本身对沙尘的直接贡献很小。塔里木盆地西部沙尘暴较多，但影响范围仅限于其邻近地区，而内蒙西部沙尘暴也较多，它可以影响整个中国北方地区。除此以外，Gillette(1978)对沙尘天气的起沙机制进行了分析，给出了一些半经验公式。Legrand(1988)在对撒哈拉地区沙尘天气发生时所具有的辐射特性进行分析的基础上，指出沙尘物质通过影响辐射过程，使得白天地面的加热和夜间近地面的冷却作用降低。Ott等(1991)还利用卫星等资料对撒哈拉地区的沙尘天气的爆发进行了研究。Kwon等(2002)研究沙尘暴对汉城死亡率的影响。

许多科学家对沙尘暴产生的影响因子做了很多的研究。Qian等(2002)研究了沙尘暴、沙尘天气的变化趋势以及气候对沙尘频率的影响。Yasunori等(2003)研究了2000—2002年亚洲东部沙尘暴增加的原因。Engelstaedter等(2003)研究

了植被和地形对起沙的影响。Gao等(2003)研究了降水、温度、寒潮和强风对沙尘暴的影响,以及这些因子引起大气环流的变化。Zhang等(2003)的研究表明蒙古沙漠、中国西北部和北部是最主要的沙尘源地,气候状况对起沙和沙尘事件的影响比对荒漠化的影响更重要。Zhao等(2004)研究了大风日数、亚洲极涡强度指数和北半球极涡面积指数对沙尘天气的影响。Fan和Wang(2004)的研究表明南极涛动(AAO)与沙尘天气频率有较好负相关关系及可能的影响机理。Yasunori和Mikami(2003)研究了雪盖对沙尘天气的影响。Liu等(2004)分析了沙尘暴频率与植被、土壤湿度的关系。Ding等(2005)分析了中国西北春季沙尘暴的年际变化及相应的大气环流变化。Yang等(2005)研究了下垫面类型对沙尘暴的影响。

在上述资料分析的基础上,对沙尘天气数值模拟方面的研究工作也逐步开展起来。Cautenet(1992)利用中尺度模式对撒哈拉沙尘暴的热力影响进行了数值模拟,结果指出在模式大气中沙尘含量和辐射特征是非常有意义的参数;Genthon(1992)采用大气环流模式对沙尘暴和南极洲的海盐气溶胶的特征进行了分析研究。此外,一些研究工作利用数值模拟手段对沙尘气溶胶的长距离输送进行了研究。Miller和Tegen(1998)用AGCM研究了沙尘气溶胶对辐射的影响,发现气溶胶在大气层结稳定时对温度影响较大,在深对流区域影响很小。Schutz(1977)发展了一个二维稳态沙尘输送模式,对撒哈拉II地区沙尘在赤道大西洋上空的远距离传输进行了模拟;Westphal(1987)利用撒哈拉地区的观测资料,将区域动力模式与气溶胶传输模式结合,建立了二维沙尘气溶胶模式。之后Tegen和Fung(1995)运用全球三维沙尘输送模式对全球沙尘的时间分布特征进行了模拟。Kinoshita等利用卫星资料观测了近几年亚洲沙尘天气的输送过程。Husar(2001)、In和Park(2002)利用沙尘传输模式对一次典型沙尘暴天气的远距离传输过程进行了模拟分析。

1.3.2 国内沙尘天气的研究进展

近三十年来,我国的气象工作者对沙尘天气从多角度开展了大量研究,并取得一些相当有意义的研究成果。徐国昌等(1979)分析了1977年4月22日发生在河西走廊的一次特大沙尘暴过程,发现张掖在沙尘暴过后的10分钟内,气压猛升了

28hPa, 气温下降了6.8℃, 风向由偏东风转为西北偏西, 平均风速也迅速增长到 $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上, 最大瞬时风速超过了 $30\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。之后关于沙尘天气的研究工作逐步被重视起来, 尤其是93.5.5黑风暴发生后, 越来越多的科技工作者开始关注沙尘天气的研究。

杨东贞等(1995)对1990年的两次沙尘暴的特征进行了分析; 王式功等(1995)对沙尘暴的成因进行了分析; 杨根生等(1987, 1996, 2002)对黄河沿岸风沙问题作了初步探讨, 他还对西北地区沙尘暴的形成过程和沙尘暴与农业防灾减灾措施作了初步的研究; 徐启运等(1996)分析了我国西北地区沙尘暴的时空分布特征; 钱正安等(1997)给出了我国西北地区沙尘天气的分级标准; 王式功等(2000, 2003)利用1954-2000年台站沙尘资料和相关的气候资料, 研究了我国沙尘天气的区域特征; 邱新法等(2001)利用1971-1996年的地面气象记录月报和地面天气图资料, 系统地分析了我国沙尘暴的年际变化特征和时空分布规律, 对沙尘天气移动路径和沙尘源地进行了研究, 将我国沙尘暴天气过程的源地分为外源型和内源型。外源型沙尘暴的移动路径主要包括北路和西路。钱正安等(2002), 利用1952-2000年中国北方地区的(特)强沙尘暴天气资料分析了中国北方沙尘天气近50年来的空间分布及变化规律。周自江等(2003)通过研究近50年来我国北方地区出现的沙尘暴天气, 指出我国北方地区的沙尘暴天气存在显著的年代际变化, 在上世纪50年代的7年间共出现了49次强沙尘暴天气, 到60、70和80年代强沙尘暴的年发生次数大约为4.3次到4.7次左右, 90年代相对较少, 平均每年约为3次左右。以上的研究均得出一个基本一致的结论: 近几十年中国北方大部分地区沙尘天气的爆发总体呈现下降趋势。

对沙尘天气的天气、气候学特征研究方面, 我国科研工作者亦取得了重要的结果。胡隐樵等(1996) 杨根生等(1993)对93.5.5黑风暴过程分析后指出, 由于强冷锋过境时, 冷锋前干飚线移至被强烈太阳辐射加热的地表以及条件不稳定大气层结地区, 干飚线的进一步发展导致黑风暴的爆发。全林生等(2001)研究发现沙尘天气的发生和气温与扰动涡旋的关系密切, 表现为沙尘天气的发生频次与冬、春季气温存在显著的负相关, 而与春季850hPa的扰动涡旋呈现显著的正相关。张仁健等(2002)指出由于处于拉尼娜事件的高峰期, 使得东亚季风活动频繁, 导致大风天气的频繁发生, 从而造成2000~2001两年来沙尘天气的频繁爆发。张

强等(2005)对沙尘暴的直接和间接、短期和长期气候效应进行了定性的评估。

在沙尘输送的模拟方面,纪飞等(1996, 1998)基于MM4中尺度模式发展了一个沙尘的传输模式,对模式中的源汇项进行了改进。刘毅等(1998)将MM4中尺度动力学模式与沙尘气溶胶传输模式结合,模拟了1992年4月10日发生的一次沙尘天气过程及沙尘气溶胶输送过程。结果发现蒙古气旋冷锋后的大风是起沙的主要动力;沙尘气溶胶的水平输送主要通过对流层下层和上层两层向下游输送。黄美元等(1998)提出一个适合我国北方的沙尘输送模拟和预报的起沙机制模型,对沙尘物质输送过程中的干、湿沉降过程进行参数化处理,建立适合东亚地区的分谱的沙尘物质输送模式。赵琳娜等(2002)将一个起沙模式(由邵亚平发展)与MM5中尺度气象预报模式进行藕合,数值试验结果表明该模式对起沙过程有较好的模拟能力。邵亚平(2004)发展了以数值预报为核心、以卫星观测与地理信息系统为资料背景的沙尘天气集成预报系统。分析表明,该预报系统有能力预报沙尘的源地,大气中的沙尘浓度,沙尘的输送以及沉降。

另外,沈志宝等(2000)对沙尘气溶胶的辐射效应进行了估算;胡波等(2005)分析了一次强沙尘暴过程的辐射特征,表明沙尘暴期间紫外辐射的衰减与可见光辐射强度衰减规律不一致,紫外衰减主要受到细粒子浓度影响,同时紫外辐射占总辐射的比重与气溶胶中细粒子含量成负相关。牛生杰(2004)对沙尘气溶胶的化学组分和富集因子等方面进行了分析。张仁健等(2000)对沙尘天气的物理化学属性进行了研究,指出北京地区沙尘暴期间,来自远方的大粒子占很大比例,沙尘暴期间的大粒子数浓度是沙尘暴后的20倍以上,细粒子的数浓度是沙尘暴后的7倍。方修琦等(2003)通过对比分析两个典型沙尘天气过程,对沙尘天气过境前后近地面的大气污染状况进行了探讨。特别是沙尘气溶胶对中国北方降水酸化的中和作用、对硫酸盐气溶胶的形成及其谱分布以及对海洋中微量成分循环过程的影响,已成为科学界广泛关注的问题(刘毅等, 1999)。此方面的研究,也为本项研究的进行提供了有益的借鉴

据国家环保总局最近公布的监测结果,2006年我国春季发生的一系列沙尘天气已经导致我国一半的重点城市空气污染状况加重。2006年春季以来,我国北方地区受异常气象因素影响,出现了气温明显偏高、降水持续偏少和冷空气、蒙古

气旋活动频繁的现象。特别是进入3、4月份以来，北方地区平均气温为 3.6°C ，比常年同期(2.9°C)偏高 0.7°C 。干旱少雨，区域平均降水量只有常年同期的75%。冷空气和蒙古气旋活动频繁，致使我国先后遭受了两次全国性范围的强冷空气袭击。由于受到不利气象因素影响，我国北方地区大面积的沙漠和沙化土地，与蒙古国的大量入境沙尘(约占沙尘总量一半)，造成了近年来最为严重的沙尘天气。2006年截至到4月中旬，我国北方地区的西北东部、华北和内蒙古中东部地区出现8次较大范围沙尘天气过程，其中较强沙尘暴过程3次，分别发生在3月9日~12日、4月10日~12日和4月16日~18日，扬沙和浮尘过程5次。与往年相比，2006年我国沙尘天气过程具有首发时间提前、发生频次增加、影响范围增大、对空气质量影响程度加重、单次沙尘天气对环境空气质量影响加大这五个特点(<http://www.zhb.gov.cn/>)。因此，沙尘天气造成的空气质量的恶化越来越受到社会各界的广泛关注。

李栋梁等(2004, 2007)，钟海玲(2004, 2005, 2006)利用EOF和环流合成统计方法，分析了我国北方近40年沙尘暴日数变化的时空异常特征及其气候成因。结果表明，20世纪80年代以来的太阳活动加强，全球气候变暖，青藏高原地面加热场强度加强，欧亚西风急流轴北移，西太平洋副热带高压偏北偏西、强度加强，蒙古气旋减弱，西北西部的沙尘源区降水增加，是中国北方沙尘暴减少的主要原因。20世纪末到21世纪初太阳活动开始进入新一轮的减弱期，引起气候变暖趋势减弱，气温逐渐降低，青藏高原地面加热场强度减弱，蒙古气旋逐渐加强。预计未来中国北方沙尘暴将在波动中逐渐增加，进入新一轮的相对活跃期。

牛生杰等(2001)利用贺兰山地区的沙尘资料和观测资料，通过对比分析大气背景、三种类型沙尘天气发生时大气气溶胶的数浓度谱、质量谱、总悬浮颗粒物等指标，发现该地区不同类型沙尘天气的形成规律以及气候特征。刘明哲等(2003)对比分析沙尘源区与沉降区的气溶胶的理化属性后发现：在沙尘源区，大气气溶胶粒子主要来自于地面沙尘，沙尘天气发生时气溶胶粒子浓度增大，浓度峰值向粗粒径范围移动；在沙尘沉降区，当沙尘天气发生时气溶胶粒子有地面沙尘和工业排放物两个来源，而在无沙尘天气发生时主要来自工业排放源。叶小峰等(2005)对东亚地区降水的各种离子的季节变化进行了分析，表明季节变化特征明显，受当地地理位置和气候的影响，各地的雨水离子组成的分布也不尽相同。在我国沙

尘天气多发的北方地区，尤其是西北地区，其钙离子含量最高。

除此以外，我国对沙尘天气的研究还从动力学机制、卫星监测、环境影响、灾害性及其防治对策等方面进行了较细致的研究(邱金桓等, 1994; 江吉喜, 1995; 瞿章等, 1997; 叶笃正等, 2000; 周秀骥等, 2000; 董志宝等, 2000; 郑新江等, 2000; 郭亚萍等, 2000; 史培军等, 2001; 李栋梁等, 2004)。

1.4 本文拟解决的问题和主要研究内容安排

关于中国沙尘天气变化趋势的研究表明, 近几十年中国北方大部分地区沙尘暴总体趋势是下降的, 并且在1970年代末发生了由多到少的明显转变(丁瑞强, 2003)。

中国北方沙尘天气发生日数的变化原因何在?这里面可能既有气候变化等自然因素, 也有人为的因素。从较大区域来讲, 一般认为自然因素是最主要的, 人为因素往往会起到加剧作用; 当然在局部范围内, 有时人为因素也会起到决定作用。天气气候的变化主要取决于大气环流的态势, 在冬末春初的大风季节, 在全球气候变暖情况下, 雨雪天气的增减(降水量的变化)进而引起天然植被覆盖度变化, 都程度不同地影响着沙尘天气的空间格局和强度。一些学者对中国北方地区沙尘暴活动的减少作出了许多有益的探讨, 周自江(2001)从1980年代以来中国北方地区大风日数的减少来解释沙尘暴活动的减少; 王涛等(2001)认为, 1970年代末期后, 冬季东亚大气环流出现突变, 高空东亚大槽偏东偏弱, 致使沙尘暴源区冬春季风速减小, 再加上1980年代中期后厄尔尼诺事件盛行, 所以20世纪80年代-90年代沙尘暴次数偏少; 钱正安等总结了许多人的工作, 从生态环境和降水、风速、大气环流及海温等气象条件的变化两方面对沙尘暴频数的减少作出了说明, 并指出沙尘暴活动的年代际变化与气象条件和生态环境的变化有关, 特别是气象条件的变化。

以上研究表明, 在中国北方地区环境和植被覆盖总体上趋于恶化, 荒漠化程度进一步加重的情况下(朱震达, 1999), 1970年代末的年代际气候跃变、青藏高原加热场增强是沙尘暴减少的主要原因之一(李栋梁等, 2007)。关于大气环流的年代际变化的研究目前已有许多(林学椿, 1998; 曾红玲, 2002), 但这些

研究主要针对大气环流本身，并没有与沙尘暴年代演变特征结合起来。将两者相结合，系统地研究沙尘暴的年代演变特征与大气环流年代际变化之间的关系是十分必要的，有利于我们深入理解沙尘暴演变规律。目前，这方面的研究工作还比较少。

鉴于上述问题，本文选用中国185个常规气象观测站自建站到2004年的沙尘暴日数资料，利用EOF、小波分析和CCA方法，分析了近50年来中国北方沙尘暴的气候特征和变化趋势。同时还利用全国1961~2000年549站的降水资料、539站的气温资料和1971~2000年341站的地面风速资料，讨论了降水、温度和地面风速异常对沙尘暴的影响。并利用1981至2000年青藏高原82个常规气象站冬季0cm地温、1949~1999年NCAR/NCEP月平均再分析资料，分析了沙尘暴对青藏高原地面加热场异常及西风环流异常的响应。进一步通过数值模拟研究沙尘暴的发展和变化规律，并与有关的观测资料进行对比分析，讨论模式在我国西北地区的适用性和有效性。

另外，中国西北地区西部近20年来降水增多，生态环境有所改善，其物理成因是什么？生态环境的改善是该地区沙尘暴减少的主要原因吗？本文试图从气候变化的角度对沙尘暴的减少的原因作进一步的研究，回答上面的有关问题。

本论文主要包括如下几个部分：

第一章 绪论

第二章 资料、分析方法

第三章 沙尘暴的气候特征

第四章 沙尘暴与降水、温度异常的关系

第五章 沙尘暴与青藏高原地面加热场的关系

第六章 沙尘暴对环流异常的响应

第七章 沙尘暴对高原地面感热异常响应的数值试验

第八章 结论与展望

参考文献:

- Brazel, A.J. and W.C. Nicking, The relationship of weather types to dust storm generation in Arizona, *J. Climatology*, 1986, 6(3): 255-275.
- Cautenet, G., et al., Thermal Impact of Saharan Dust over Land. Part I: Simulation. *J. Appl. Meteor.* 1992, 166-180.
- Ding Ruiqiang, Li Jianping, Wang Shigong and Ren Fuming, Decadal change of the spring dust storm in northwest China and the associated atmospheric circulation, *Geophysical Research Letters*, 2005, Vol. 32, L02808, doi:10.1029/2004GL021561.
- Engelstaedter S., K. E. Kohfeld, I. Tegen and S. P. Harrison, Controls of dust emissions by vegetation and topographic depressions: an evaluation using dust storm frequency data, *Geophysical Research Letters*, 2003, VOL. 30, NO. 6, 1294, doi:10.1029/2002GL016471.
- Fan Ke and Wang Huijun, Antarctic oscillation and the dust weather frequency in North China, *Geophysical Research Letters*, 2004, VOL. 31, L10201, doi:10.1029/2004GL019465.
- Gao Tao, Su Lijuan, Ma Qingxia, Li Haiying, B Lia Xicang and Yu Xiao, Climatic Analyses on Increasing Dust Storm Frequency in the Springs of 2000 and 2001 in Inner Mongolia, *International Journal of Climatology*, 2003, 23: 1,743–1,755.
- Genthon, C., Simulations of desert dust and sea-salt aerosols in Antarctica with a general circulation model of the atmosphere. *Tellus*, 1992, 44B, 4:371-389.
- Gillette D A., Hanson K J. Spatial and Temporal Variability of Dust Production Cause by wind Erosion in the United States. *J. Geophys. Res.*, 1989, 94 (D2): 2,197-2,206.
- Gillette D.A., A wind tunnel simulation of the erosion of soil: effect of soil texture, wind speed and soil consolidation on dust production, *Atmosph. Environ*, 1978,

12, 17-35.

Gong SL, Zhan XY, Zhao TL and LA Barrie, Sensitivity of Asian dust storm to natural and anthropogenic factors, *Geophysical Research Letters*, 2004, VOL. 31, L07210, doi:10.1029/2004GL019502.

Goudie A. S. and N. J. Middleton, Saharan dust storms: nature and consequences, *Earth-Science Reviews* 2001, 56, 179-204.

Hankin, E.H., On dust raising wind sand descending currents. *J. India Met. Memoirs*, 1921, 22, part VI.

Husar, R.B., D.M. Tratt, B.A.Schichtel, S.R.Falke, et al., 2001, Asian dust events of April J. *Geophys. Res.*, 1998, 106, 18, 317-18, 330.

In Hee-Jin, Soon-Ung Park, 2002, A simulation of long-range transport of Yellow Sand observed in April 1998 in Korea, *Atmospheric Environment*, 2002, 36, 4,173-4,187.

Jauregui E. The dust storms of Mexico City, *Inter. J. Climatol.* 1989, 9(2): 169-180.

Joseph,P.V., Raipal, D.K. and Deka,S.N, "Andhi", The convective dust storms of Northwest India.*Mausam*, 1980, 31,431-442.

K.Kinoshita, R.Iwasaki, M.KoYamada, et al., Observation of Asian dusts during 1997-2000 by NOAA/AVHRR. The CERES International Symposium on Remote Sensing of the Atmosphere and Validation of Satellite Data, 2001, 7-12.

Kurosaki and Masao Mikami, Recent frequent dust events and their relation to surface wind in East Asia, *Geophysical Research Letters*, 2003,VOL. 30, NO. 14, 1736, doi:10.1029/2003GL017261.

Kwon Hojang, Soohun Cho, youngsin Chun, Frederic Lagarde and Göran Pershagen, Effects of the Asian Dust Events on Daily Mortality in Seoul, Korea, *Environmental Research Section*, 2002, A 90, 1-5 , doi:10.1006/enrs.2002.4377.

Legrand M., Satellite detection of Saharan dust: optimized imaging during nighttime,

- Journal of Climate, 1988, 1(3), 256-264.
- Littmann, t., Dust storm frequency in Asia: Climatic control and variability. Int. J. Climatol., 1991, 11, 393-412.
- Liu Xiaodong, Yin Zhiyong, Zhang Xiaoye and yang Xuchao, Analyses of the spring dust storm frequency of northern China in relation to antecedent and concurrent wind, precipitation, vegetation, and soil moisture conditions, Journal of Geophysical Research, 2004, Vol. 109.D16210, doi:10.1029/2004JD004615.
- Nickling W G Brazel A J. Temporal and spatial characteristics of Arizona dust storms (1965-1980) Climatology, 1984, 4, 645-660.
- Ott, S.T and A. Ott, Analysis of a Trans-Atlantic Saharan dust outbreak based on satellite and GATE data, Mon. Wea. Rev., 1991, 119 (8), 1,832-1,850.
- Qian Weihong, Quan Lingshen and Shi shaoyin, Variations of the Dust Storm in China and its Climatic Control, Journal of Climate, 2002, 15, 1216-1229.
- R. L. Miller and I. Tegen, Climate Response to Soil Dust Aerosols, Journal of Climate, 1998, 11, 3247-3267.
- Schutz L. Saharan dust transport in the NE-trade wind region over the North Atlantic Ocean. Proc Sym Radi atom, 1977, 1: 68-70.
- Snow J T, McClelland T M. Dust Devils at White Sands Missile Range, New Mexico, Temporal and Spatial Distributions, J.Geophys.Res., 1990, 95(D9): 13,707-13,721.
- Sun Jiming, Zhang mangying, Liu Tungsheng, Speatial and temporal characteristics of dust storms in China and its surrounding regions, 1960-1999: Relations to source and climate, Journal of Geophysical research, 2001, VOL.106, NO. D10, 10325-10333.
- Wang Xunming, Dong Zhibao, Zhang Jiawu, Liu Lichao, Modern dust storms in China: an overview, Journal of Arid Environments, 2004, 58, 559-574.

- Wang Ying, Zhuang Guoshun, Sun Yele and An Zhisheng, Water-soluble part of the aerosol in the dust storm season-evidence of the mixing between mineral and pollution aerosols. *Atmospheric Environment*, 2005, 39, 7,020-7,029.
- Westphal, D.L., O.B. Toon and T. N. Carlson, A two-dimension numerical investigation of the dynamics and microphysics of Saharan dust storms, *Journal of Geophysical Research*, 1987,192,3,027-3,049
- Yang Song, Quan Zhanjun, Liu Lianyou, Yan Ping, Gao Tong, The influence of different underlying surface on sand-dust storm in northern China, *Journal of Geographical Sciences*, 2005, 15, 431-438.
- Yasunori Kurosaki and Masao Mikami, Effect of snow cover on threshold wind velocity of dust outbreak, *Geophysical Research Letters*, 2003, VOL. 31, L03106, doi:10.1029/2003GL018632.
- Zhang XY, Gong SL, Zhao TL, R. Arimoto, Wang YQ and Zhou ZJ, Sources of Asian dust and role of climate change versus desertification in Asian dust emission, *Geophysical Research Letters*, 2003, VOL. 30, NO. 24, 2272, doi:10.1029/2003GL018206.
- Zhao Chunsheng, X. Dabu, Ying Li, Relationship between climatic factors and dust storm frequency in Inner Mongolia of China, *Geophysical Research Letters*, 2004,VOL. 31, L01103, doi:10.1029/2003GL018351.
- 丁瑞强, 王式功, 尚可政等, 近45a我国沙尘暴和扬沙天气变化趋势和突变分析, *中国沙漠*, 2003, 23 (3) : 306-310.
- 董志宝, 风沙物理学: 研究沙尘释放与控制的基础, 科学对社会的影响(中文版), 2000, 4.
- 方修琦, 李令军, 谢云, 沙尘天气过境前后北京大气污染物质量浓度的变化, *北京师范大学学报(自然科学版)*, 2003, 39 (3) , 407-411.
- 郭亚萍, 袁星, 何菲, 沙尘暴的成因与防治措施初探, *干旱环境监测*, 2000, 14

(3) : 167-171.

胡波, 王跃思, 何新星等, 北京2004年一次强沙尘暴过程的辐射特征研究, 气候与环境研究, 2005, 10 (3), 26-54.

胡隐樵, 光田宁, 强沙尘暴发展与干飚线—黑风暴形成的一个机理分析, 高原气象, 1996, 15 (2): 178-185.

黄美元, 王自发, 东亚地区黄沙长距离输送模式的设计, 大气科学, 1998, 22 (4), 625-637.

黄宁, 郑晓静, 陈广庭, 屈建军, 沙尘暴对无线电波传播影响的研究, 中国沙漠, 1998, 18 (4), 350-353.

纪飞, 秦瑜, 东亚沙尘暴的数值模拟(I)模式建立, 北京大学学报(自然科学版), 1996, 32 (3), 384-392.

纪飞, 秦瑜, 东亚沙尘暴的数值模拟(II)个例分析, 北京大学学报(自然科学版), 1998, 34 (3), 639-444.

江吉喜, 项续康等, 以卫星云图资料为主的强沙尘暴超短期预报方法初探, 中国沙尘暴研究, 气象出版社, 1997, 98-102.

李栋梁, 王涛, 钟海玲, 中国北方沙尘暴气候成因及未来趋势预测, 中国沙漠, 2004, 24(3), 376-379.

李栋梁, 钟海玲, 我国沙尘暴的气候成因及未来发展趋势, 中国环境科学, 2007, 27(1), 14-18.

林学椿, 70年代末、80年代初气候跃变及其影响[M].东亚季风和中国暴雨.北京: 气象出版社, 1998, 240-249.

刘明哲, 魏文寿, 高卫东等, 沙尘源区与沉降区气溶胶粒子的理化特征, 干旱区地理, 2003, 26(4), 334-339,

刘贤万, 实验风蚀物理与风沙工程学, 北京: 科学出版社, 1995.

刘毅, 任丽新, 周乐义等, 一次黄沙输送过程的数值模拟研究, 大气科学, 1998,

22(6), 905-912.

刘毅, 王明星, 张仁健, 中国气溶胶研究进展, 气候与环境研究, 1999, 4(4), 407-414.

卢琦, 杨有林, 《全球沙尘暴警世录》, 北京: 中国环境科学出版社, 2001, ISBN7-80163-055-6.

牛生杰, 沙尘气溶胶微结构及其对降水影响的观测和数值模拟研究, 南京气象学院博士论文, 2004.

牛生杰, 章澄明, 孙继明, 贺兰山地区沙尘气溶胶粒子谱分布的观测研究, 大气科学, 2001, 25(2), 243-252.

钱正安, 贺慧霞, 瞿章等, 我国西北地区沙尘暴的分级标准和个例谱及其统计特征, 中国沙尘暴研究. 北京: 气象出版社, 1997, 1-10.

钱正安, 宋敏红, 李万元, 近50年来中国北方沙尘暴的分布及变化趋势分析, 中国沙漠, 2002, 22 (2): 106-111.

邱金桓, 孙金辉, 沙尘暴的光学遥感及分析, 大气科学, 1994, 18(1), 1-10.

邱新法, 曾燕, 廖启龙, 我国沙尘暴的时空分布规律及其源地和移动路径, 地理学报, 2001, 56 (3): 316-322.

全林生, 时少英, 朱亚芳等, 中国沙尘天气变化的时空特征及其气候原因, 地理学报, 2001, 56(4), 477-485.

邵亚平, 沙尘天气的数值预报, 气候与环境研究, 2004, 9 (1), 127-138.

沈志宝, 魏丽, 我国西北大气沙尘气溶胶的辐射效应, 大气科学, 2000, 24(4), 541-548.

史培军, 严平, 袁艺, 中国北方风沙活动的驱动力分析, 第四纪研究, 2001, 21(1), 41-47.

王式功, 王金艳, 周自江等, 中国沙尘天气的区域特征, 地理学报, 2003, 58(2): 193-200.

- 王式功, 杨德保, 尚可政等, 城市空气污染预报研究, 兰州大学出版社, 2002年10月。
- 王涛, 陈广庭, 钱正安等, 中国北方沙尘暴现状及对策[J], 中国沙漠, 2001, 21(12): 322-327。
- 徐国昌等, 甘肃“4.22”特大沙暴分析, 气象学报, 1979, 37(4): 26-35。
- 杨东贞, 王超, 温玉璞等, 1990年春季两次沙尘暴特征分析, 应用气象学报, 1995, 6(1), 18-26。
- 杨根生, 刘阳宣, 史培军, 黄河沿岸(北长滩-河曲段)风沙问题的初步探讨, 中国沙漠, 1987, 7(1), 43-55。
- 杨根生, 王一谋, “五·五”特大风沙尘暴的形成过程及防治对策, 中国沙漠, 1993, 13(3), 68-71。
- 杨根生, 中国西北地区黑风暴与农业防灾减灾措施, 中国沙漠, 1996, 16(2), 97-104。
- 杨根生, 拓万权, 关于宁蒙陕农牧交错带重点地区沙尘暴灾害及防治对策, 中国沙漠, 2002, 22(5), 452-465。
- 叶笃正, 丑纪范, 刘纪远等, 关于我国华北沙尘天气的成因与治理对策, 地理学报, 2000, 55(5), 513-521。
- 叶小峰, 王自发, 安俊岭等, 东亚地区降水离子成分时空分布及其特征分析, 气候与环境研究, 2005, 10(1), 115-123,
- 曾红玲, 高新全, 戴新刚, 近20年全球冬、夏季海平面气压场和500hPa高度场年代际变化特征分析, 高原气象, 2002, 21(1): 66-73。
- 张德二, 我国历史时期以来降尘的天气气候学初步分析, 中国科学(B辑), 1984, 14(3): 278-288。
- 张强, 王胜, 特强沙尘暴(黑风)的物理特征及其气候效应, 中国沙漠, 2005, 25(5), 675-681。

- 张仁健, 王明星, 中国沙尘暴天气的新特征及成因分析, 第四纪研究, 2002, 22(4), 374-380.
- 张仁健, 王明星, 浦一芬等, 2000年春季北京特大沙尘暴物理化学特性的分析, 气候与环境研究, 2000, 5(3), 259-266.
- 赵琳娜, 孙建华, 赵思雄, 一次引发华北和北京沙尘(暴)天气起沙机制的数值模拟研究, 气候与环境研究, 2002, 7(3), 279-294.
- 郑新江, 罗敬宁, 陆文杰等, 2000年3-4月卫星监测沙尘天气分析, 遥感信息, 2000, 2, 26-27.
- 钟海玲, 李栋梁, 高原冬季地-气温差的特征及其对中国北方春季沙尘暴的影响, 高原气象, 2006, 25(增), 99-105.
- 钟海玲, 李栋梁, 中国北方4月沙尘暴于西风环流的关系研究, 高原气象, 2005, 24(1), 104~111.
- 钟海玲, 李栋梁, 魏丽, 中国北方沙尘暴的气候特征及其对春季高原地面感热异常响应, 中国沙漠, 2004, 24(3), 323~329.
- 周秀骥, 徐祥德, 颜鹏等, 2000年春季沙尘暴动力学特征, 中国科学(D辑), 2002, 32(4), 327-334.
- 周自江, 近45年中国沙尘暴和扬沙天气, 第四纪研究, 2001, 21(1), 9-17.
- 周自江, 章国材, 中国北方的典型强沙尘暴事件, 科学通报, 2003, 48(1), 1,224-1,228.
- 朱震达, 中国沙漠、沙漠化、荒漠化及其治理的对策 [M].北京: 中国环境科学出版社, 1999, 659-660.

第二章 资料、分析方法

2.1 资料的选取

本文选用了中国北方 185 个常规气象观测站建站到 2004 年逐月的沙尘暴日数资料, 站点分布如图 2.1 所示。这些站点主要分布在长江以北, 在高原西部和藏北高原无人区站点较少。所用其它资料还包括: 1981 至 2000 年高原地区 82 个常规气象站 (图 2.2) 冬季 0cm 地温、全国 549 个站的降水资料、539 个站的气温资料、341 个站的地面风速资料、1948 至 2005 年太阳黑子周期长度资料、NCEP/NCAR $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的月平均再分析资料。

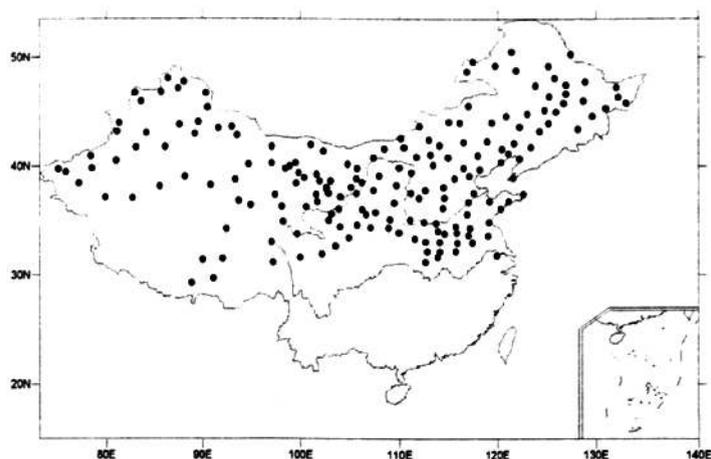


图 2.1 中国北方 185 个沙尘暴站点分布图

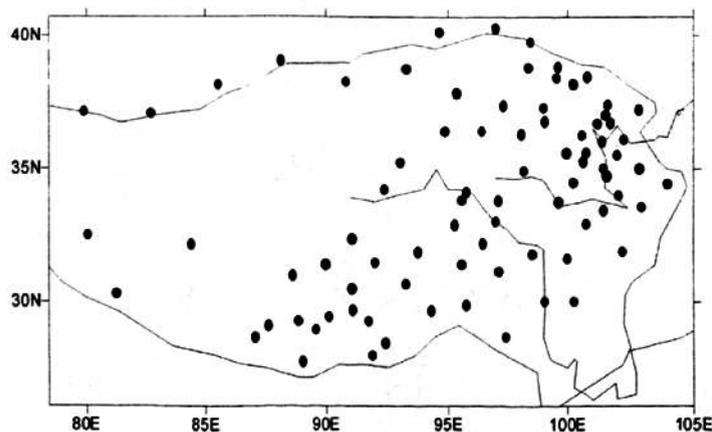


图 2.2 青藏高原 82 个站点的分布

2.2 研究方法简介

2.2.1 经验正交函数分析 (EOF 分析)

经验正交函数分解(黄嘉佑, 2000)是针对气象要素场进行的, 其基本原理是对包含 p 个空间点(变量)的场随时间变化进行分解。设样本容量为 n 的资料, 则场中任一空间点 i 和任意时间点 j 的资料值 $(X_{ij})_{mn}$ 可看成由 p 个空间函数 V_{ik} 和时间函数 t_{kj} ($k=1, 2, \dots, p$) 的线形组合。资料值可以是原始变量的观测值, 也可以是距平值或标准化变量值, 根据需要来选择。

EOF 按如下矩阵形式展开(李栋梁等, 1997):

$$x_{pn} = v_{pk} \begin{vmatrix} \sqrt{\lambda_1} & \dots & \dots & 0 \\ \dots & \sqrt{\lambda_2} & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & \dots & \dots & \sqrt{\lambda_k} \end{vmatrix} \begin{vmatrix} 1/\sqrt{\lambda_1} & \dots & \dots & 0 \\ \dots & 1/\sqrt{\lambda_2} & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & \dots & \dots & 1/\sqrt{\lambda_k} \end{vmatrix} t_{kn} = L_{pk} F_{kn}$$

式中 L_{pk} 为空间载荷向量阵 (LV); F_{kn} 为时间系数阵 (PC), λ_j 为 x_{pn} 的特征值。

用经验正交函数分解气象要素场的主要优点在于: 第一, 它没有固定的函数形式, 它可以用前几个主分量的时间函数和空间函数来反应场的主要特征; 第二, 它能在有限区域上对不规则分布的站点进行分解。

旋转主成分分析 (REOF) 在传统主成分分析的基础上再做旋转。本文采用 Horel 使用的方差最大正交旋转法, 旋转过程是载荷向量矩阵 L 右乘一个正交阵 T , 相应的主成分矩阵 F 左乘一个正交阵 T' 。依次两两相配对, 即 $B=LT$, $G=T'F$, B 和 G 分别为旋转载荷向量 (RLV) 和对应的主成分 (RPC)。本文取前 10 个载荷向量及其对应的主成分参加旋转。

2.2.2 典型相关分析 (CCA) 基本原理和方法

典型相关分析(黄茂怡等, 2000; 黄嘉佑等, 2000)是近年来 EOF 分析基础上发展起来的一种新的多变量统计方法, 该方法在交叉相关极大的条件约束

下，找出两个场之间最高相关的典型分布型的联系，以解释最多的预报量方差，而典型因子之间又是相互独立的。它的优越之处在于利用了整个场的信息，客观定义了两个原始场（因子场和预报场）高相关的类型。

但是，对预报场和预报因子作经典的典型相关分析要求两个场的协方差阵的逆矩阵，当场内格点密切相关时，求逆矩阵将产生很大的偏差。另外，当两个场的格点数很大时，在计算中也会出现很大困难。所以应首先对两个场格点变量进行降维处理。因此本文采用 EOF-CCA（胡桂芳等，2000）相结合的方法。

以上我们介绍了主成分分析（EOF）的基本原理，接下来我们介绍典型相关分析（CCA）的基本原理。CCA 的基本思想（黄茂怡等，2000；黄嘉佑等，2000；胡桂芳等，2000；毛恒青等，1998；段旭，1999）是把气候场中每一个网格点看成一个变量，对两组变量分别作线形组合构成一对新的变量 u_1, v_1 ，使得它们之间有最大的相关系数。再分别作出 u_2, v_2 ，使得它们之间有次大相关系数，如此进行下去， u_1, v_1 称为典型变量。设因子场 x_1, x_2, \dots, x_p 共 p 个空间点，预报场 y_1, y_2, \dots, y_q 共 q 个空间点，资料阵为：

$$X = (x_1, x_2, \dots, x_p)' \quad (1)$$

$$Y = (y_1, y_2, \dots, y_q)' \quad (2)$$

因子组原 p 个变量的线形组合为一新变量：

$$u_1 = c_{11}x_1 + c_{21}x_2 + \dots + c_{p1}x_p$$

$$c_1 = (c_{11}, c_{21}, \dots, c_{p1}) \quad (3)$$

预报组原 q 个变量的线形组合为一新变量：

$$v_1 = d_{11}y_1 + d_{21}y_2 + \dots + d_{q1}y_q$$

$$d_1 = (d_{11}, d_{21}, \dots, d_{q1})' \quad (4)$$

典型变量必须具备如下特性：

1) 平均值为 0，方差为 1，即：

$$u_1 u_1' / n = c_1' s_{11} c_1 = 1 \quad (5)$$

$$v_1 v_1' / n = d_1' s_{22} d_1 = 1 \quad (6)$$

s_{11}, s_{22} 分别为因子变量组和预报变量组的协方差阵。

2) 它们之间的相关系数（称为典型相关系数）在两组变量的所有的线形组合而成的新变量中是最大的，即：

$$r_1 = u_1 v_1' / n = c_1' s_{12} d_1 \rightarrow \text{最大} \quad (7)$$

在式 (5)、(6)、(7) 的条件下求二次型条件极值，经变换可以导出以下特征值和特征向量方程组的矩阵表达式：

$$(s_{22}^{-1} s_{21} s_{11}^{-1} s_{12} - \lambda_1 I) d_1 = 0 \quad (8)$$

利用求非对称阵的特征值和特征响向量的方法求解。求出 λ_1 和系数 d_1 后，利用关系式：

$$c_1 = s_{11}^{-1} s_{12} d_1 / \lambda_1^{-1/2} \quad (9)$$

第一对典型变量的相关系数为：

$$r_1 = \lambda_1^{-1/2} \quad (10)$$

然后依次可以计算出第二、三……对典型变量的组合系数。

特征向量 c_1 和 d_1 为无量纲量，代表对应场中各区重要程度的权重系数，权重系数越大，表示该区在提取该信息场中所占的权重约大；典型相关系数 r_1 在 0~1 之间变化，表示两个变量之间的相关系数，通过信度检验来判断两个变量场之间的相关系数是否显著。

2.2.3 小波分析

本文除了运用一般的相关分析、检验等传统分析方法外，还应用了小波分析手段，现对小波分析作一简单介绍。

小波分析 (Wavelet analysis) 也称为多分辨分析 (Multiresolution analysis)，是在 20 世纪 80 年代初才发展起来的崭新的数学分析方法，是傅立叶分析方法的突破性进展。小波分析 (亦称子波分析) 优于傅立叶变换的地方在于它在时域和频域同时具有良好的局部化性质，而且由于对高频成分采用逐渐精细的时域或空域取样步长，从而可以聚焦到对象的任意细节 (兰家诚, 1998)。

小波分析方法的提出可以追溯到 1910 年 Haar 提出的小“波”规范正交基，但 1984 年法国地质学家 Morlet 在分析地震波的局部性质时将小波引入到信号分析中则是小波分析方法发展的里程碑。随后，理论物理学家 Grossman 和数学家 Meyer 等对小波进行了一系列深入研究 (兰家诚, 1998)。进入 20 世纪 90 年代，小波分析成为众多学科共同关注的热点，在地震资料分析、信号处理、图象处理、模式识别、量子场论、语音识别与合成、音乐雷达、CT 成像、彩色复印、分形、抽样、湍流以及大气和海洋科学的许多领域中得到了广泛的应用，显示了巨大的优越性 (兰家诚, 1998; 王文圣等 2002; 魏凤英, 1999; 胡增臻等, 1997)。

傅立叶分析是一种分析信号的重要方法，它的数学表达式如下 (刘令普等, 1998)：

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (11)$$

其中权函数 $F(\omega)$ 是原函数 $f(x)$ 的傅立叶变换。 $F(\omega)$ 为：

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt \quad (12)$$

这样对 $f(x)$ 的研究就转为对权函数即傅立叶变换 $F(\omega)$ 的研究。因此傅立叶分析使得一个信号在一个域中不明显的特征在另外的域中突出出来，从而便于人们进行识别和处理。但它没有提供关于时间的信息，而信号的特征往往是在某一时刻出现，为了克服这一缺陷，Gabor 在 1946 年引入了窗口傅立叶变换—Gabor 变换 (冉启文, 1999)：

$$F(\omega, b) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \bar{g}(t-b) e^{-i\omega t} dt \quad (13)$$

其中 $\bar{g}(t-b)$ 是窗函数 $g(t-b)$ 的复数共轭, b 是定位参数, $e^{i\omega t}$ 起频限作用, $g(t)$ 起时限作用。Gabor 变换的时间-频率窗的宽度对于观察所有频率的谱是不变的, 这就限制了它对很高或很低频率信号的应用。于是, 小波变换的思想被发展起来。小波变换发展了 Gabor 的窗口傅立叶变换的局部化思想, 而且小波变换的窗口宽度随频率增高而变窄, 同时, 小波变换适当离散化后能构成标准正交系, 这在理论和实际中都是非常有用的。

对于任意函数或信号 $f(t)$, 其小波变换是 (张改英等, 2002):

$$W_r(a, b) = |a|^{-\frac{1}{2}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \bar{g}\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (14)$$

其中函数 \bar{g} 和时间系数 b 与 (2.11) 式中相同, a 是尺度参数。小波分析即保持了傅立叶分析的优点, 又弥补了某些不足, 因此它得到了越来越广泛的应用。目前广泛应用的小波母函数有 (Christopher, 1998): 实值母小波, 如 Mexican 小波和 Marr 小波; 复值母小波, 如 Morlet 小波和 Paul 小波等。

对任意一个小波分析, 其完整步骤如下 (Christopher, 1998):

- 1) 找到时间序列 (可能要填充) 的傅立叶变换。
- 2) 选择分析的一个小波函数及其尺度。
- 3) 对每一尺度, 建立一个标准化小波函数。
- 4) 找到该尺度的小波变换。
- 5) 确定该尺度的影响核和傅立叶波长。
- 6) 对所有尺度重复 3~5 后, 去掉小波能谱的一些填充值和廓线点。
- 7) 在每一尺度假定一个背景傅立叶谱 (白或红噪声谱), 然后用 χ^2 分布找到 95% 的信度廓线。

在本文中我们采用的是 Mexican 小波, 其解析式为:

$$g(t) = (1-t^2) \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-t^2/2} \quad (15)$$

其影响核为 $\sqrt{2} a$, 傅立叶波长为 $\frac{2\pi a}{\sqrt{2.5}}$ 。

2.3 青藏高原 NCAR/NECP 感热

NCAR/NECP 再分析资料自发布以后得到了广泛的应用,但是由于其地面热通量是 C 类资料,属模式输出结果,其在不同地区的适用性需要对其作进一步验证。苏志侠(1999)对 NCAR/NECP 再分析资料在中国地区,尤其是青藏高原及其附近地区作了全面的分析检验,发现再分析的 1、7 月地面净辐射、感热和潜热与气候分析分布形式基本类似,但 1 月的差异比 7 月大;再分析的热源及辐射与观测值年变化趋势一致,平均误差为 $25\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$;再分析的青藏高原空间平均 1、7 月地面热源强度与过去估算及气候分析值很接近;再分析的蒸发潜热明显偏大。宋敏红(2000)对 NCAR/NECP 再分析资料的地面热通量在青藏高原的适用性作了检验,发现在高原地区 NCAR/NECP 再分析地面热通量能够较好的反映高原热源强度的年及年际变化特征。魏丽(2003a,2003b)对 NCAR/NECP 再分析资料的地面气温和各辐射通量作了进一步验证,发现再分析地面气温和各辐射通量基本上能反映出其年变化的特征,地面气温和地表温度系统性偏低,偏低的程度随地区和季节变化。高原北缘和柴达木盆地气温偏低夏季比冬季明显,而西藏和青海南部冬季比夏季明显,气温年较差高原东南部再分析偏大而西北边缘偏小。青藏高原地区的模式地面与实际测站地面有相当大的差异,导致了 NCAR/NECP 再分析地面气温值必须经过高度差订正后才能与实际观测来比较。本文中给出利用 NCEP/NCAR 再分析资料得到的 1949-1999 年 51 年平均的青藏高原 ($69.375^{\circ}\text{E}\sim 105^{\circ}\text{E}$, $21.904^{\circ}\text{N}\sim 40.952^{\circ}\text{N}$) 1 月及 4 月地面感热通量及其标准差。

2.4 区域气候模式 (RegCM3) 简介

区域气候模式 RegCM3 (Elguindi, 2006) 是在 PSU/NCAR 中尺度模式模拟系统第四版 MM4 的基础上发展起来的。模式以 MM4 动力框架为基础,采用静力原始方程组,

属于三维原始方程格点模式，垂直方向采用 σ 坐标，具有大气的可压缩性和静力平衡特性。

在垂直方向上采用 σ 坐标（如图2.3），使得模式层在较低的地方是紧随地形的，在中间随着气压随着高度的减小趋于平缓，到高层则与气压层相近。 σ 在顶层为0、底层为1，中间用位于0到1之间的值来定义模式的垂直分辨率。一般而言，边界层内的分辨率要高于其上的分辨率。模式的变量除垂直风速定义在整 σ 层之外，其余的变量如水平风速、温度、湿度和气压等均定义在半 σ 层。在RegCM3中， σ 层层数有14，18，23层三种选择，一般常用18层。水平网格采用Arakawa-B（Arakawa and Lamb,1977，图2.4），仅有水平风速变数在格点上，其他的变数均在格点所构成的小方格的中心点上。

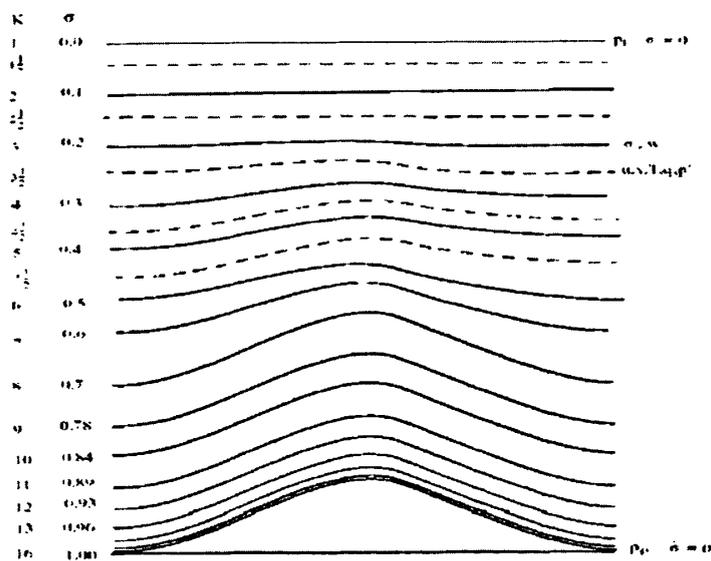


图 2.3 RegCM3 模式垂直层结构示意图

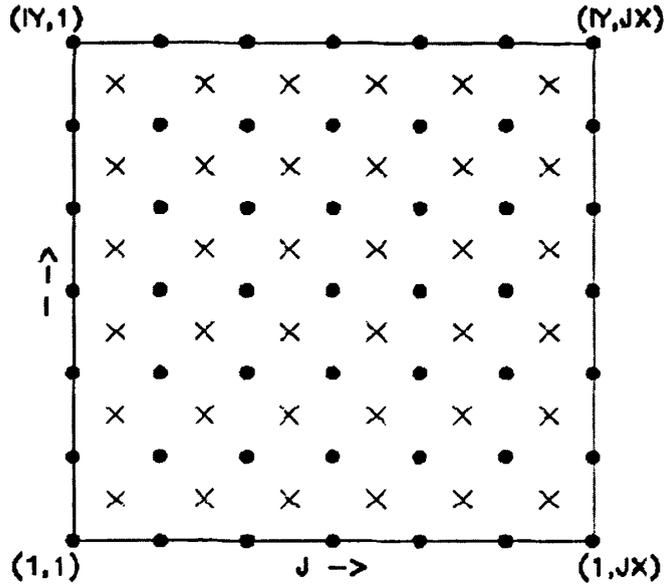


图 2.4 RegCM3 水平格点示意图

RegCM 模式保留了 MM4 的动力框架, 替换 MM4 模式中不适合气候模拟的物理过程, 最初的 RegCM 模式主要是分别用 CCM1 辐射过程和 BATS 陆面方案替换了原模式中相应的过程。后来, 辐射过程又先后替换为 CCM2 和 CCM3 的辐射过程, 最新版的 RegCM3 模式陆面过程和辐射过程分别是 BATS 和 CCM3 辐射包。

BATS 计算方案陆面包括植被层, 雪被层、10 厘米厚的土壤表层, 1-2 米厚的根层土壤, 总土壤深度为 10 米。表层和根区土壤温度的预报方程用 Deardorff(1978) 阻力-恢复的方法, 考虑了上层土壤和大气之间辐射、感热、和潜热的交换以及上层土壤和深层土壤之间的热量释放。土壤的热容量和导电率取决于土壤类型和湿度。在有植被的格点上, 冠层空气及叶面温度通过能量平衡方程诊断得出。土壤水的计算, 包括了土壤表层、根区和整层土壤水含量的预报方程。这些方程考虑了降水、雪融化、叶冠滴水、蒸发、地表径流、根区下渗透和土壤层间水的扩散性交换。雪深由降雪、融雪、凝华、升华计算。当地面上方第一层大气模式层的温度低于 271K 时, 降水就以雪的形式出现。地表感热、水汽和动量通量, 由基于表层相似理论的标准地表拖曳系数方程计算 (A. Henderson-Sellers, 1990)。拖曳系数取决于地表粗糙度和表层大气的稳定度。地表蒸发率依赖于随时间变化的有效土壤水。

CCM3 的辐射方案 (Kiehl et al.1996) 与 CCM2 的差别在于 CCM3 中在长波参数化方案中, 对于晴空辐射加入少量的 CO_2 波段的痕量气体 (CH_4 , N_2O ,

CFC11, *CFC12*); 在短波参数化方案中, 加入了气溶胶。太阳辐射的计算考虑了 O_3 , H_2O , CO_2 和 O_2 等气体的吸收和放射作用, 遵循 δ -埃丁顿近似法。它包括了 0.2 到 $5\mu m$ 之间 18 个波谱段。长波辐射的计算考虑了 O_3 , H_2O , CO_2 等气体及云的贡献。对于云的散射、吸收和液态水滴云采用 Slingo 等 (1989) 的辐射参数化方案, 云作为灰体来处理。云的光学特性, 如云的光学厚度, 单次散射反照率和非对称参数, 以云含水量的形式给出。我们还考虑了气溶胶的直接和间接影响, 对于硫酸盐气溶胶的辐射计算模式考虑了气溶胶和气候之间的相互作用。

在 RegCM 模式中, 大尺度降水先后用过 Hsie 方案 (Hsie et al., 1994), 简单冰相方案和 SUBEX 方案 (Sundqvist, 1989), 对流降水方案可以选择 Kuo 方案、Grell 方案 (Grell, 1993) 和 MIT 方案 (Emanuel and Zivkovic-Rothman, 1991), 加入了 Holtslag 行星边界层方案 (Holtslag, 1990), 对海洋通量的计算还增大了 Zeng 方案 (Zeng Et al., 1998)。另外, RegCM3 中还包含有湖泊模式和大气化学模式, 可以计算空气中的起沙和沙尘输送。

完整的 RegCM3 模式包括 PreProc 模块 (Terrain 和 ICBC), 模式主体 (RegCM) 和后处理 (Post) 三个部分 (图 2.5)。Pre 模块包括 Terrain 模块和 ICBC 模块, Terrain 模块主要是把按经纬度规则分布的地形高度和植被类型 (土地利用) 水平插值到所定义的中尺度区域内, 并选择适当的地图投影。在模式中有 1° 、 $30'$ 、 $10'$ 、 $5'$ 、 $2'$ 和 $30''$ 等不同分辨率的全球地形高度、植被类型 (土壤利用)、陆地-水体标志和土壤类型。ICBC 模块则主要是读取气压层上的大气强迫资料, 并把数据从原有的格点和地图投影上插值到由 TERRAIN 模块所定义的格点和地图投影上, 并将等压面上的气象要素场插值到 σ 面上; 同时诊断分析并重新指定数据的格式, 生成 RegCM 模块所需要的初始条件、边界条件。RegCM 模块是利用大尺度强迫场, 对气候状态作出计算并预测气候变化。Post 模块则是处理 RegCM 模块生成结果, 比如把 σ 层资料插值到 P 层, 并把资料格式改为有利于画图的格式。

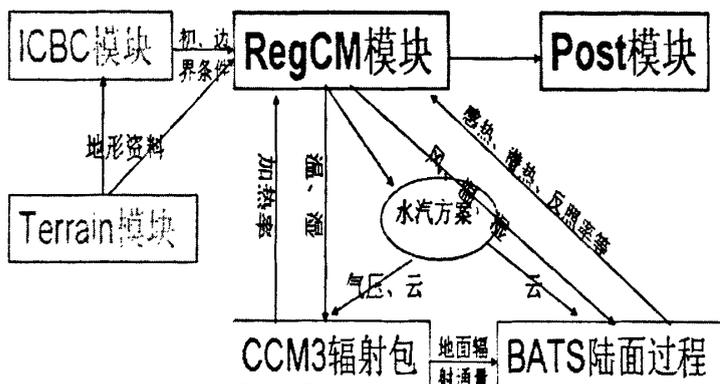


图 2.5 RegCM3 模式运行示意图

经过近 10 多年的发展，RegCM 系列模式已经广泛的应用于现代气候、古气候和未来气候的研究中，并且在世界不同区域都有许多科学家在使用这个模式。Zheng 等（2004）用 RegCM2 模拟了 21ka 和 6ka 年前东亚区域气候，Noah 和 Lisa 用 RegCM2 模拟了中全新世轨道强迫对气候的作用。Giorgi（1990）用大气环流模式嵌套区域气候模式研究了欧洲的气候，Giorgi 等（1996）用 RegCM2 对美国中部的干旱和洪涝事件进行了模拟，Gallee（2004）用 RegCM2 研究了西非雨季的气候状况，Dash 等（2006）用 RegCM3 模拟了印度夏季风环流特征及降水，Halenka 等（2006）用 RegCM3 模拟了捷克地区的极端气候事件，Castro 等（2006）用 RegCM3 研究了加勒比海地区的夏季降水、温度和局地风场，Rosmeri 等（2006）用 HadAM3 驱动 RegCM3 对南美当前气候进行了模拟试验。GAO 等（2003）用 RegCM2 研究了未来 CO₂ 加倍时中国气候状况的变化。

参考文献：

- Arakawa, A., and V. R. Lamb, Computational design of the basic dynamical process of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, 17, Academic Press, 1977, 173-265.
- Christopher Torrence and Gilbert P. Compo, A practical guide to wavelet analysis, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1998,79(1), 61-78.
- D. Martý'nez-Castro, R. Porfirio da Rocha, A. Bezanilla-Morlot, L. Alvarez-Escudero, J. P. Reyes-Ferna'ndez, Y. Silva-Vidal, and R. W. Arritt, Sensitivity studies of the RegCM3 simulation of summer precipitation, temperature and local wind field in the Caribbean Region, *Theor. Appl. Climatol.* 2006, 86, 5-22.
- Deardorff J. W., Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation, *J. Geophys. Res.*, 1978, 83, 1889-1903.
- Elguindi N, Bi X, Giorgi F et al, RegCM Version 3.1 User's Guide. Trieste: PWCG Abdus Salam ICTP, 2006.
- Emanuel, K. A. and M. Zivkovic-Rothman, Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models, *J. Atmos. Sci.*, 1990,56, 1766-1782.
- Gallee H., W. Moufouma-Okia, P. Bechtold et al, A High-resolution Simulation of a West African Rainy Season Using a Regional Climate Model, *J. Geoph. Res.*, 2004,109, D05108, doi,10.1029/2003JD004020.
- GAO Xuejie , LIN Yi-hua, ZHAO Zong-zi, modeling the effects of anthropogenic sulfate in climate change by using a regional climate model, *Journal of Tropical Meteorology*, 2003, 9, 173-180.
- Giorgi F, Mearns L O, Shields C, Mayer L, A regional model study of the importance of local versus remote control of the 1988 drought and the 1993 flood over the center United States, *Journal of Climate*, 1996, 9, 1150-1162.
- Giorgi F., M. R. Marinucci, G. Visconti, Use of a Limited Area Model Nested in a

- General Circulation Model for Regional Climate Simulation over Europe, J. Geophys. Res., 1990, 95, 18413-18431.
- Grell G., Prognostic Evaluation of Assumptions Used by Cumulus Parameterizations, Monthly Weather review, 1993, 121, 764-787.
- Henderson-Sellers, A., R. E. Dickinson, T. B. Durbridge, P. J. Kennedy, K. McGuffie, and A. J. Pitman, Tropical deforestation, Modeling local- to regional-scale climate change, J. Geophys. Res., 1993, 98, 7289-7315.
- Holtzlag A., Bruijn E. and Pan, H.L. A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting, Monthly Weather Review . 1990, 118, 1561-1575.
- Hsie, E. Y., R. A. Anthes and D. Keyser, Numerical simulation of frontogenesis in moist atmosphere, J. Atmos. Sci., 1984, 41, 2581-2594.
- Kiehl J., Hack J., Bonan G., Boville B., Breigleb B., Williamson D. and Rasch P., Description of the NCAR community climate model (ccm3), Technical report, National Center for Atmospheric Research, 1996.
- Noah S. Diffenbaugh and Lisa C. Sloan, Mid-Holocene Orbital Forcing of Regional-Scale Climate: A Case Study of Western North America Using a High-Resolution RCM, Journal of Climate, 2004, 17, 2927-2937.
- Rosmeri Porfirio Da Rocha, Tércio Ambrizzi, Santiago Vianna Cuadra, Simone E. T. Ferraz, J.P.R. Fernandes, regcm3 simulations nested in the hadley center model over south America: the present day climate, Proceedings of 8 ICSHMO, Foz do Iguaçu, Brazil, 2006, 373-378.
- S. K. Dash, M. S. Shekhar, and G. P. Singh, Simulation of Indian summer monsoon circulation and rainfall using RegCM3, Theor. Appl. Climatol. 2006, 86, 161-172.
- Slingo A., A gcm parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds, Journal of Atmospheric Sciences, 1989, 46, 1419-1427.
- T. Halenka, J. Kalvová, Z. Chládková, A. Demeterová, K. Zemanová, and M. Belda, On the capability of RegCM to capture extremes in long term regional climate simulation – comparison with the observations for Czech Republic,

- Theor. Appl. Climatol. 2006, 86, 125-145.
- Zeng X., M. Xhao, and R.E. Dichinson, Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the Somputation of sea surface fluxes using toga coare and tao data, J. Climate, 1998, 11, 2628-2644.
- Zheng Y.Q. , Yu G ; Wang S.M., Xue B., Zhuo D.Q., Zeng X.M., Liu H.Q., Simulation of paleoclimate over East Asia at 6 ka BP and 21 ka BP by a regional climate model, Climate dynamics, 2004, 23, 513-529 .
- 段旭, 严华生, 董谢琼, 云南 8 月气温与春季气温场的典型相关分析, 高原气象, 1999, 18 (2), 192-198.
- 胡桂芳, 张苏平, 谢考究, EOF-CCA 模型在山冬季降水预测中的应用, 气象, 2000, 26 (7), 12-16.
- 胡增臻、石伟, 子波变换在大气科学中的应用研究, 大气科学, 1997, 21 (1), 58-72.
- 黄嘉佑, 气象统计分析与预测方法, 气象出版社, 2001, 126-187.
- 黄嘉佑, 黄茂怡, 主分量逐步筛选因子典型相关分析及其预测试验, 应用气象学报, 2000, 11 (增刊), 72-78.
- 黄茂怡, 黄嘉佑, CCA 对中国夏季降水场的预测试验和诊断结果, 应用气象学报, 2000, 11 (增刊), 3139.
- 兰家诚, 小波分析的发展历史及应用, 丽水师专学报, 1998, 20 (5), 8-11.
- 李栋梁, 谢金南, 王文, 中国西北夏季降水特征及其研究, 大气科学, 1997, 21 (3), 331-340.
- 刘令普、周红玉、何湃等, 谈傅立叶分析与小波分析, 哈尔滨理工大学学报, 1998, 3 (6), 79-83.
- 毛恒青, 李小泉, 我国夏季降水与前期太平洋海温场关系的典型相关分析, 南京气象学院学报, 1998, 21 (1), 130-137.
- 冉启文, 小波分析方法及其应用, 数理统计与管理, 1999, 18 (1), 52-55.

宋敏红, 吴统文, 钱正安, 高原地区 NCEP 热通量再分析资料的检验及在夏季降水预测中的应用, 高原气象, 2000, 19 (4), 467-475。

苏志侠, 吕世华, 罗四维, 美国 NCEP/NCAR 全球再分析资料及其初步分析, 高原气象, 1999, 18 (2), 209-218。

王文圣, 丁晶, 向红莲, 小波分析在水文学中的应用研究及展望, 水科学进展, 2002, 13 (4), 515-520。

魏凤英, 现代气候统计诊断与预测技术, 北京: 气象出版社, 1999, 106-113。

魏丽, 李栋梁, NCEP/NCAR 再分析资料在青藏铁路沿线气候变化研究中的适用性, 高原气象, 2003a, 22 (5), 478-487。

魏丽, 李栋梁, 青藏高原地区 NCEP 新再分析地面感热通量资料的检验, 高原气象, 2003b, 22 (5), 478-487。

张改英、宋建社、李孟芹等, Fourier 变换与小波分析, 西安工业学院学报, 2002, 22 (2), 184-188。

第三章 沙尘暴的气候特征

研究沙尘暴的气候成因，建立其气候预测模型，就必须先了解我国北方沙尘暴的气候特征，即时间、空间分布，月、季、年、年代际变化及其异常。

3.1 我国北方沙尘暴的空间分布特征

3.1.1 空间分布的基本特征

根据所收集的近 50 年气象观测资料的统计，我国沙尘天气分布的特点是：①影响面积大：受沙尘暴影响的省（市、区）为 17 个；②高频区集中：沙尘天气的多发区主要集中于塔里木盆地周围地区、阿拉善高原、河西走廊东北部及其邻近地区；③与沙漠和沙地密切相关：沙漠和沙地为沙尘天气的出现提供了极为丰富的物质源；④天气系统、地形走向、地表植被覆盖状况以及雨量分布等都对沙尘天气的地理分布产生显著影响。这与徐启运等（1996），岳虎等（2003），中国沙尘暴网的研究结果相一致。

图 3.1 是中国北方沙尘暴日数的平均值及其标准差。可以看出，中国西北地区除北疆外，平均年沙尘暴日数在 4 天以上(图 3.1a)，其中南疆盆地南缘、河西走廊、阿拉善高原、柴达木盆地超过 10 天。中国北方沙尘暴的最大高频区在南疆塔克拉玛干沙漠南缘的民丰、和田一带，平均每年高达 35 天。从地理位置看，该地区完全具备产生沙尘暴的三个主要因素，即多沙（北部的塔克拉玛干沙漠）、强风（西路（W）冷空气与西北路径冷空气的第三分支（NW3）共同影响），不稳定的空气层结（该地区春季地表植被覆盖状况差，午后地面受热增温快，容易满足空气层结不稳定这一热力条件）；第二大沙尘暴高频区位于阿拉善高原的拐子湖（天鹅湖），平均每年 29 次。河西走廊是中国北方沙尘暴的第三大高频区，其中心在民勤—金昌，每年达 28 天。前面已经指出，特殊地形使西北路径（NW1）的冷空气进入河西走廊后不断加强，向东南方向移动沙尘天气至金昌—民勤一带便发展成为沙尘暴，甚至强沙尘暴。阿拉善高原汇集了西北（NW2）和北路（N1）两路冷空气，上风方向干枯了的东西居延海和天鹅湖为沙尘暴提供了丰富的物质条件。其余两个高发区分别是鄂尔多斯高原和浑善达克沙地。通过计算

41 年标准差 (图 3.1b), 年际变化大的地方与沙尘暴多发区相一致, 即统计意义上的沙尘暴高发区其年际变化也是很大的, 如民丰最多年与最少年相差 3 倍。这种年际变化的不稳定性给沙尘暴的气候预测更增加了困难。

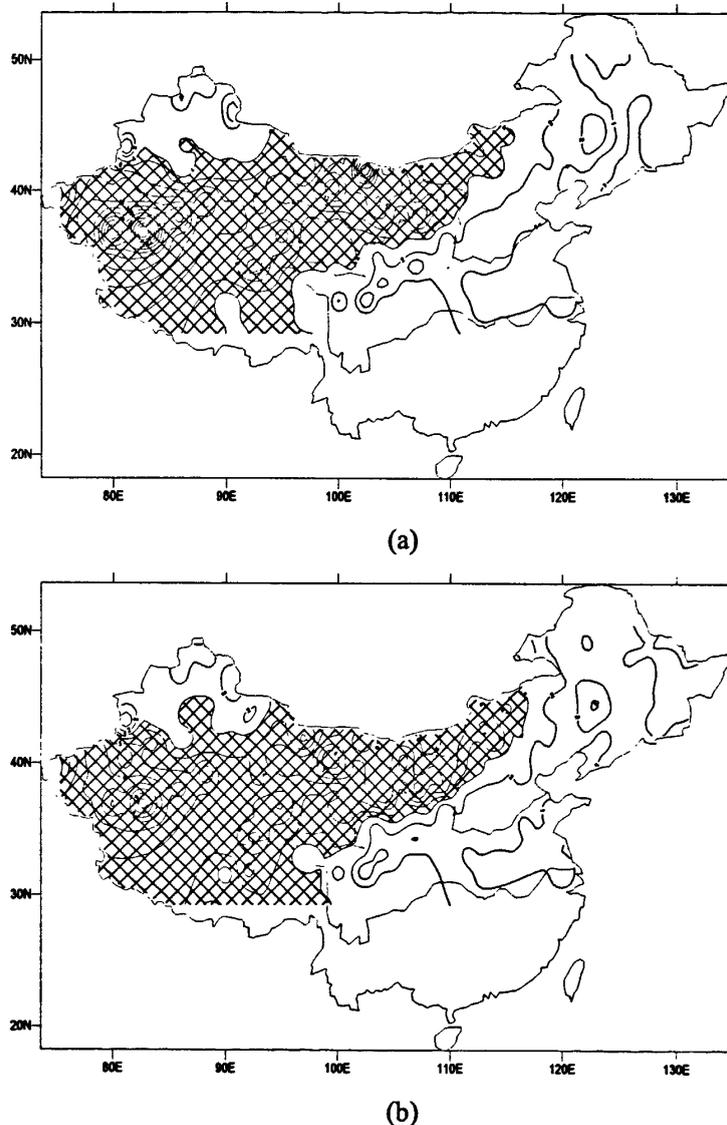
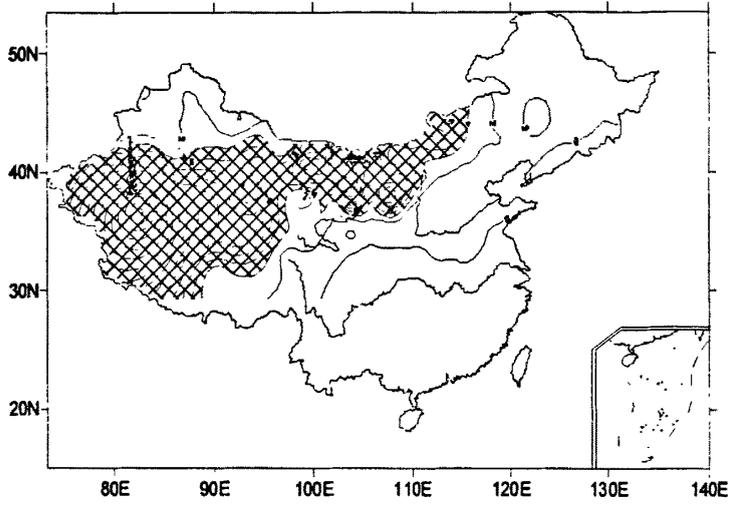


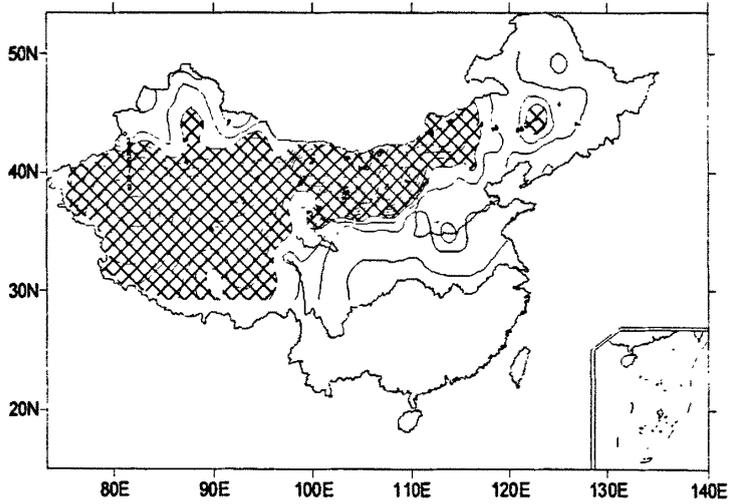
图 3.1 中国北方年沙尘暴日数的多年平均 (a) 及标准差 (b)

下面给出了中国北方春季沙尘暴平均日数 (3.2a) 及其标准差 (3.2b) 与 4 月平均沙尘暴日数 (3.2c) 及其标准差 (3.2d), 可以发现其中心基本一致, 即第一大尘源区在南疆塔克拉玛干沙漠南缘的民丰、和田一带, 第二大沙尘暴高频区位于阿拉善高原的拐子湖 (天鹅湖), 但第三大尘源中心有所改变, 第三大沙尘暴高频区从河西走廊的民勤一金昌一带转移到了内蒙古的吉兰太和鄂托克旗,

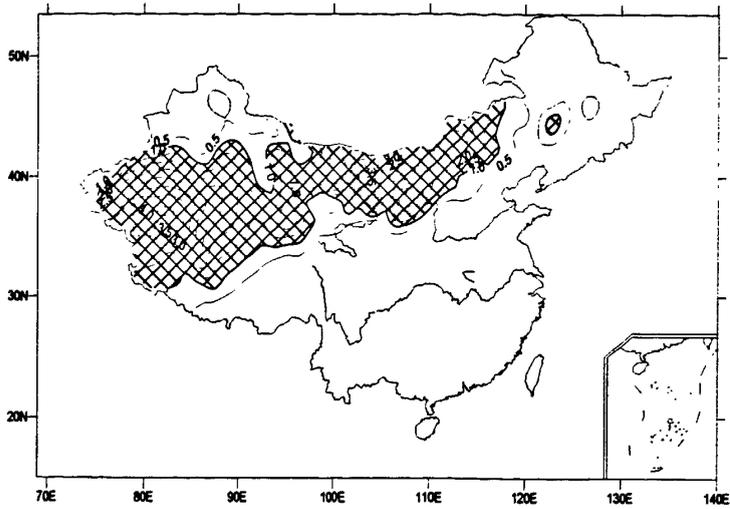
4 月第三大尘源区的改变尤为明显。从图 3.1、3.2 中还可以看出沙尘暴带呈东西走向，由西向东沙尘暴带逐渐变细。



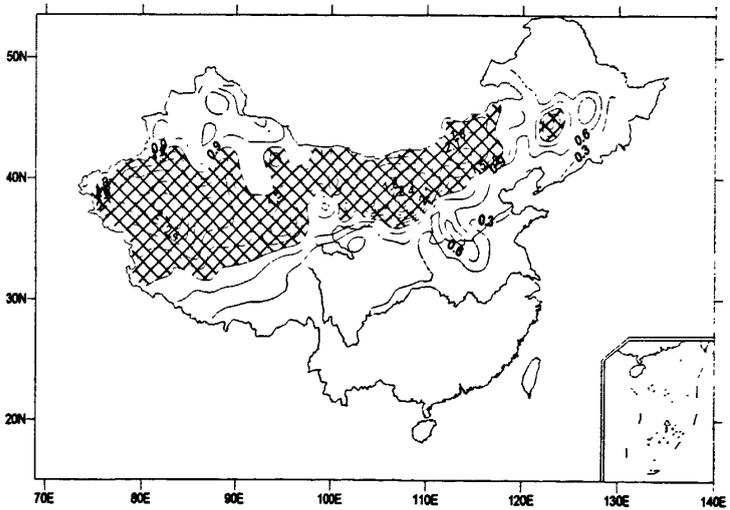
(a)



(b)



(c)



(d)

图 3.2 中国北方沙尘暴的多年平均及标准差

(a) 春季平均, (b) 春季标准差, (c) 4月平均, (d) 4月标准差

3.1.2 空间分布的异常特征

图 3.3 给出中国年沙尘暴日数经 EOF 分解后的前 2 个载荷向量场, 其方差占总体方差贡献的 34%。第一载荷向量 (图 3.3a) 除新疆的昭苏、北塔山、七角井, 青海的冷湖、茫崖、玛多, 辽宁的营口 8 个站为弱的负值外, 全国大部地区为一致的正值区, 第一载荷向量的最大区域在河西走廊。反映出单个沙尘暴虽属一次中尺度天气过程, 但年沙尘暴日数具有较好的空间一致性 (第一空间尺度

层次)，这种一致性可能暗示着中国北方沙尘暴的变化受比其本身尺度更大范围气候异常的影响，载荷向量的大值区与年沙尘暴标准差的大值区相一致。载荷向量最大值所在区域位于腾格里、塔克拉玛干、库布齐和沙漠的下游地区，地面沙尘物质丰富，同时该地区处于冬、春季入侵我国的西路、西北路及北方路径冷空气的通道上，河西走廊北部是星星峡高地、马鬃山、合黎山和龙首山，南部是祁连山，冷空气在河西走廊受局地地形的影响，使风更进一步的加强。河西走廊地表植被覆盖状况差，春季植被覆盖更差，午后地面受热增温快，容易满足空气层结不稳定的热力条件。

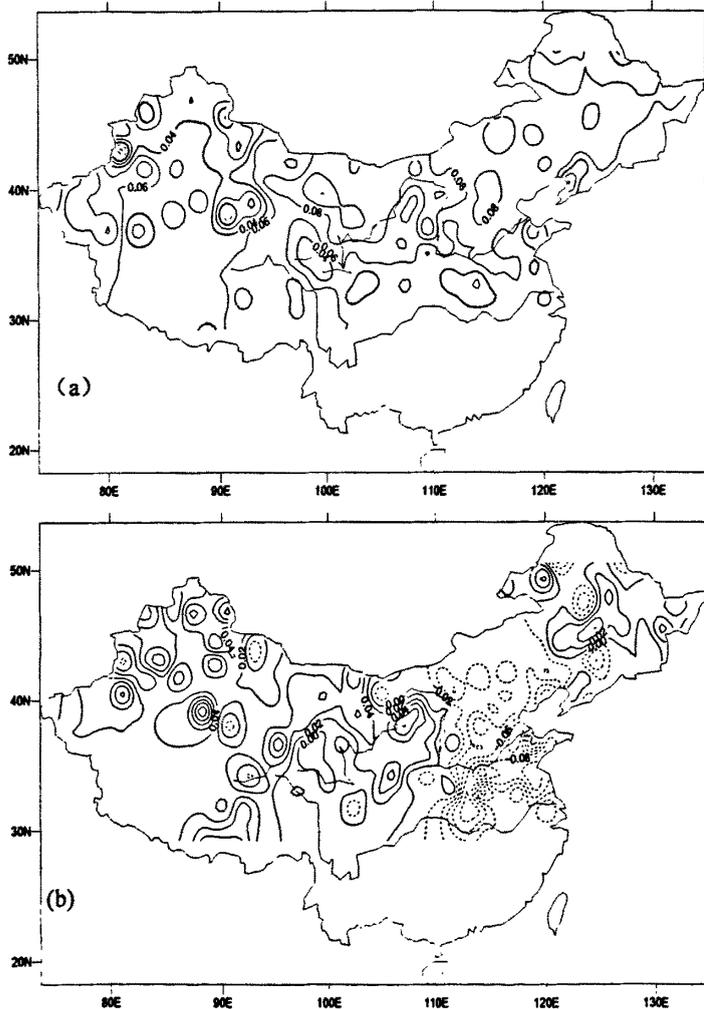
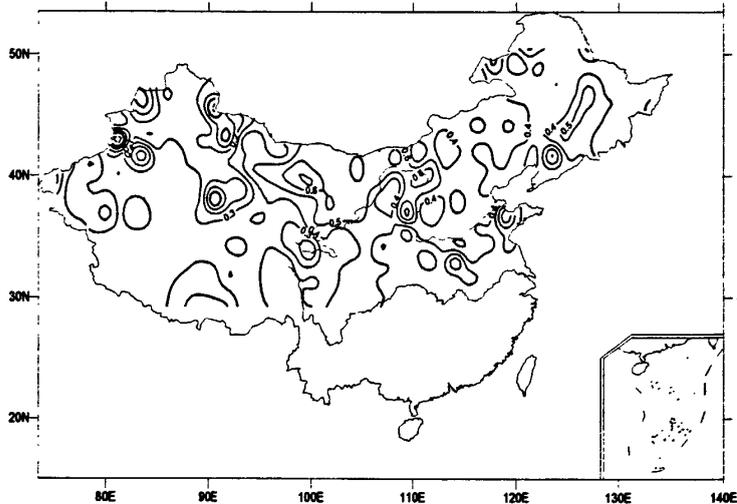


图 3.3 中国北方年沙尘暴日数的第一 (a)、第二 (b) 载荷向量

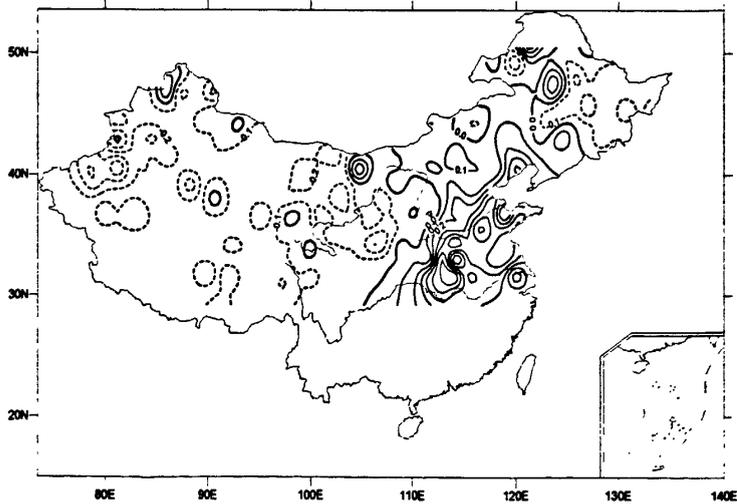
第二载荷向量（第二空间尺度层次）为西正东负型（图 3.3b），载荷向量零等值线在 108°E 附近，反映了中国北方沙尘暴在总体一致变化的情况下，还具有

西多(少)东少(多)的东西反向的年际变化。这与冷空气入侵我国的路径有关,当冷空气路径偏西时,引起西部沙尘暴次数增加;当冷空气路径偏东时,引起华北沙尘暴次数增加。

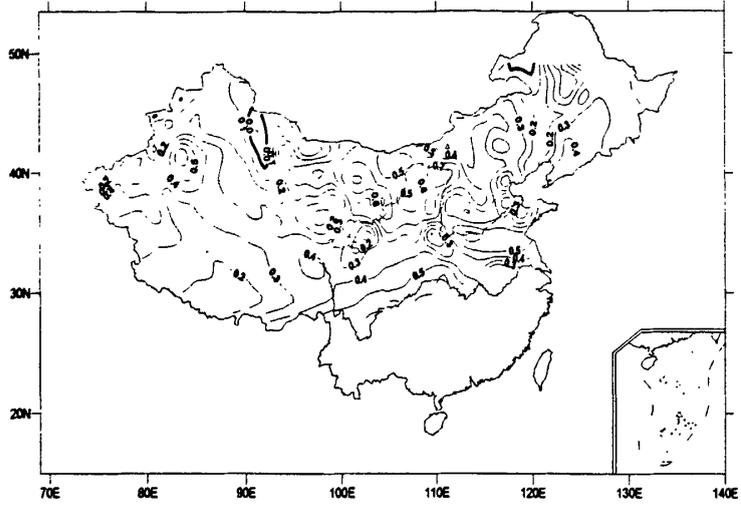
中国北方春季及 4 月沙尘暴第一载荷向量和第二载荷向量也有与年沙尘暴相同的特征,即在第一空间尺度上总体一致变化的情况下,在第二空间尺度层次上表现出东西反向的年际变化,且第一载荷向量的大值区与其对应的春季、4 月的平均值和标准差的大值区相一致,说明大值区的站点具有代表性,但又非常难预测。而第二载荷向量在东西反向的基础上,春季载荷向量零等值线向东微微偏移,4 月向东偏移更明显,即东西反向,东部面积变小,西部面积变大(如图 3.4)。



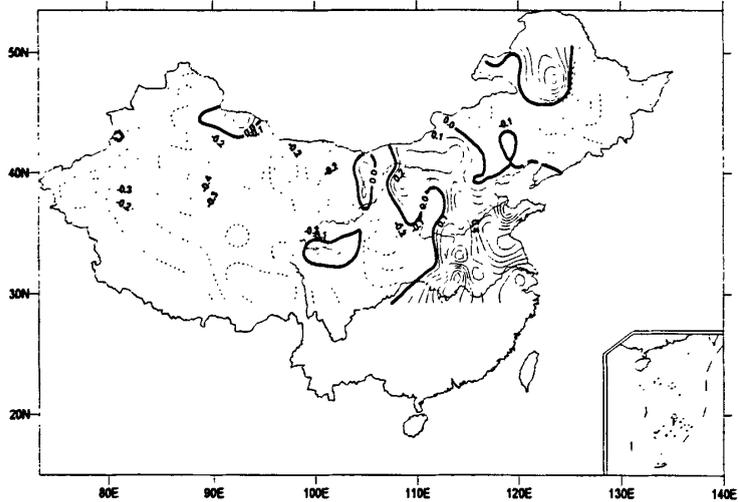
(a)



(b)



(c)



(d)

图 3.4 中国北方春季沙尘暴的载荷向量

(a) 春季第一载荷向量, (b) 春季第二载荷向量,
(c) 4月第一载荷向量, (d) 4月第二载荷向量

3.2 中国北方沙尘暴的时间演变趋势

3.2.1 年代际变化特征

通过所选用的近 40a 沙尘暴总日数资料的统计（这里的沙尘暴包括一般、强和特强沙尘暴出现的总天数），发现我国北方沙尘暴总体呈减少趋势（图 3.5），

1960、1970 年代为多发时期，平均每年在 800 站次以上，1980 年代呈明显的下降趋势，1990 年代不足 400 站次，比 1970 年代减少了 50%。1990 年代末期沙尘暴又有回升趋势。但我们并不能因为沙尘暴发生总次数减少而忽略对沙尘暴的研究，因为沙尘暴还仍然时刻威胁着人民的生命和财产，因此要继续沙尘暴的研究，并制定出一套可以运用于业务的预报方法。

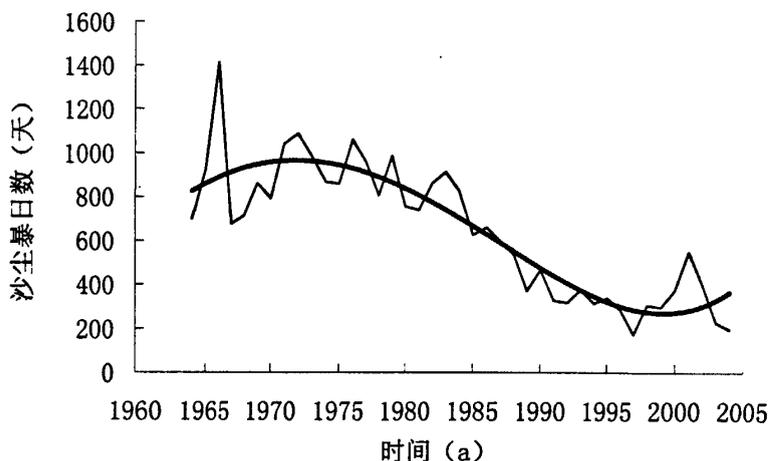


图 3.5 近 40a 北方 167 站沙尘暴总次数的年代际变化

我国北方年沙尘暴日数经 EOF 分解的第一主分量(图 3.6a)表明，在近 40a 的年代际变化上总体趋势在减少。其中 1960—1970 年代沙尘暴频数在波动中上升，1980—1990 年代呈波动式减少，1990 年代是近 4 个年代中沙尘暴最少的。但 20 世纪末至 21 世纪初，沙尘暴日数有回升趋势。第一主分量与 167 站平均沙尘暴日数具有非常高的相关系数 (0.9812, N=41 年)。第二主分量(3.6b)进一步反应了中国北方沙尘暴东、西反位相的年代际变化。即西北大部地方前 20a 沙尘暴增加，后 20a 沙尘暴减少；东部(除东北北部) 前 20a 沙尘暴减少，后 20a 沙尘暴增加。

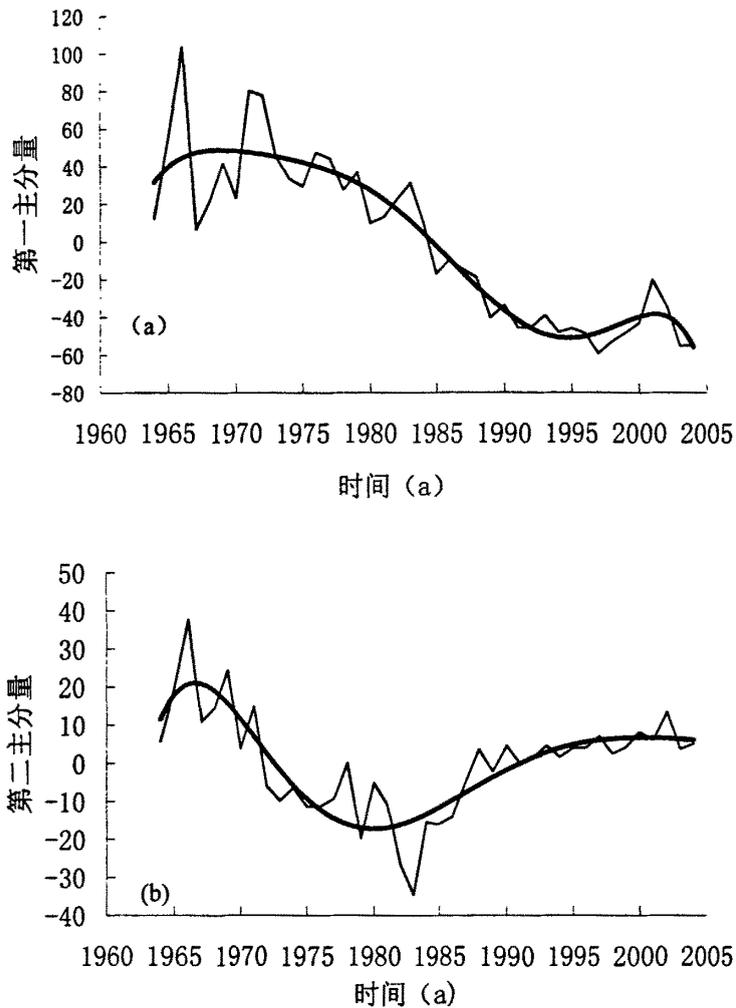
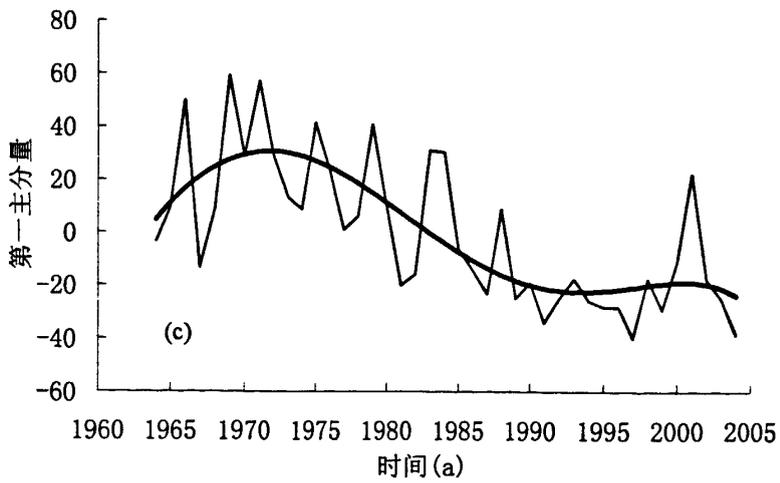
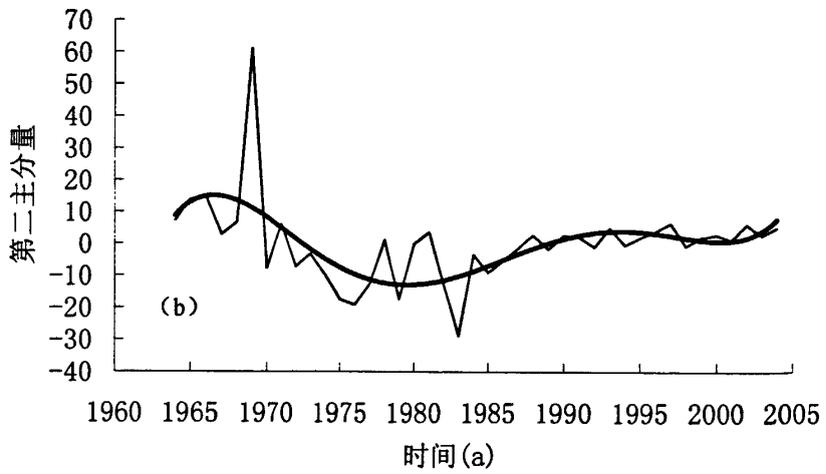
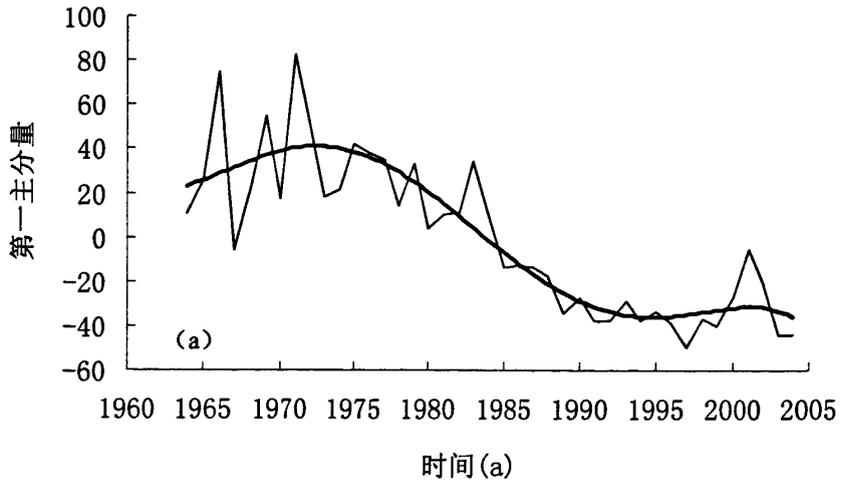


图 3.6 中国北方年沙尘暴日数第一 (a)、第二 (b) 主分量

我国北方春季、4 月沙尘暴日数经 EOF 分解的第一主分量、第二主分量也有与年沙尘暴日数相同的时间变化特征，即在第一空间近 40a 的年代际变化上总体趋势在减少。在第二空间反应了中国北方沙尘暴东、西反位相的年代际变化，即西北大部地方前 20a 沙尘暴增加，后 20a 沙尘暴减少；东部(除东北北部) 前 20a 沙尘暴减少，后 20a 沙尘暴增加(图 3.7)。



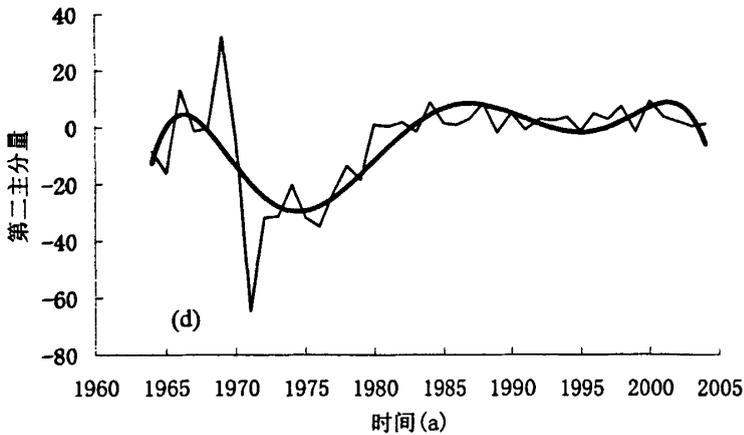
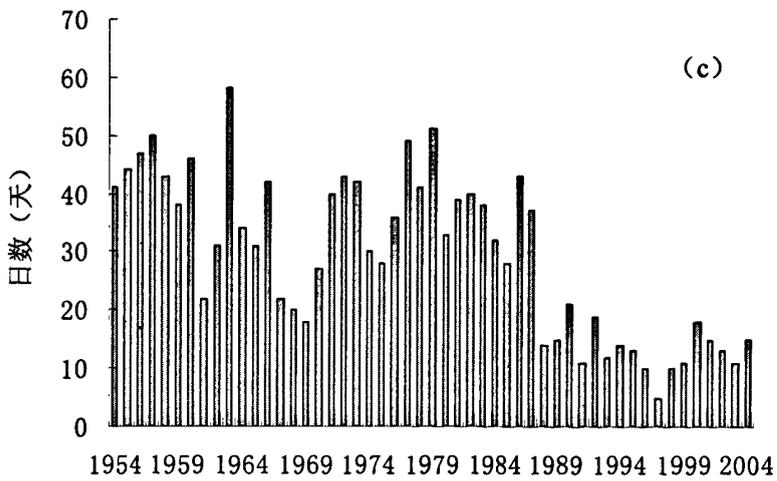
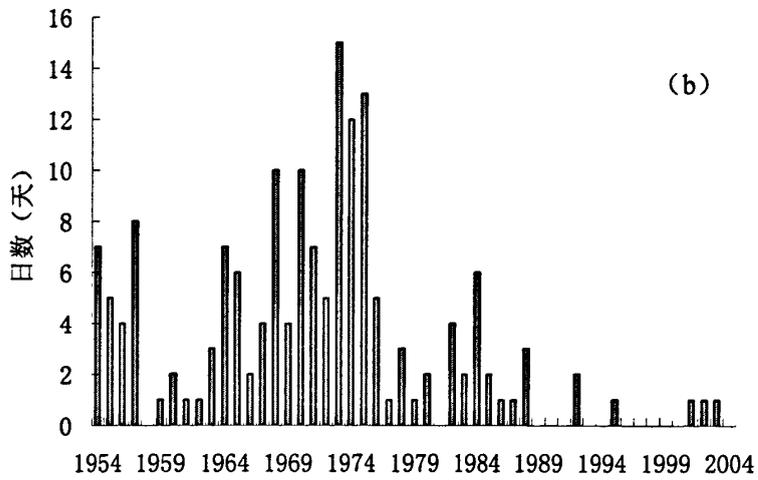
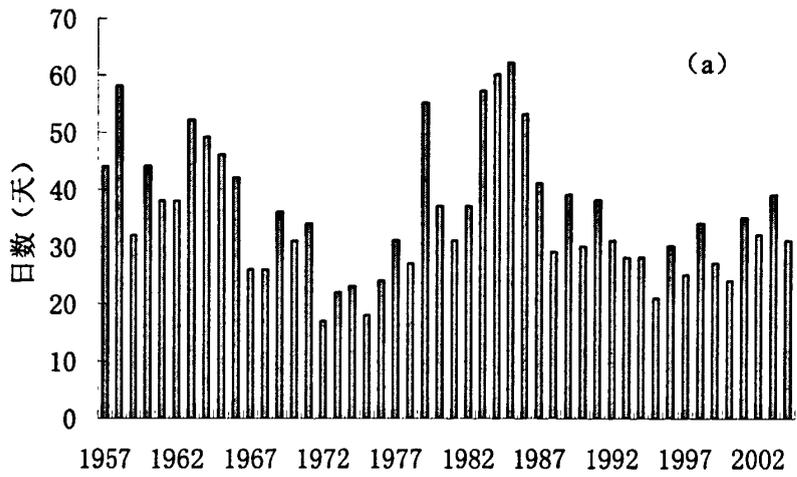


图 3.7 中国北方春季沙尘暴日数第一 (a)、第二 (b) 主分量
中国北方 4 月沙尘暴日数第一 (c)、第二 (d) 主分量

3.2.2 年际变化特点

根据图 3.1 反映的沙尘暴高发区, 结合图 3.3 特征向量的大值区, 选取塔克拉马干沙漠南缘的民丰、准葛尔盆地南缘的乌鲁木齐、河西走廊的民勤、阿拉善高原的拐子湖、河套地区的盐池作为代表站, 讨论中国北方沙尘暴的年代际变化 (图 3.8)。可以看出, 不同沙尘暴区沙尘暴日数随时间的演变有所不同。南疆塔克拉马干沙漠南缘是我国沙尘暴第一高发区, 民丰 (图 3.8a) 平均年沙尘暴日数有 35 天, 最多年 1958 年、1985 年全年沙尘暴日数超过 60 天, 即使是沙尘暴最少的 1972 年和 1975 年, 其年沙尘暴日数也接近 20 天。1960 年代和 1980 年代是相对频发时期, 1970 年代和 1990 年代相对减缓, 大体上有 20a 的周期震荡。自 1996 年以来西北地区的沙尘暴又有明显增多趋势。北疆沙尘暴日数总体比南疆少, 且与南疆呈反向变化。1960 年代中期至 1970 年代中期是北疆沙尘暴的高频期, 平均每年在 10 次以上。1950 年代末至 1960 年代初和 1970 年代末至 1980 年代初是两个相对少发期, 平均每年仅 1~2 次, 1958 年、1981 年全年未出现沙尘暴。这在 1988 年以前是少见的, 但自 1989—1998 年的 10a 间总共出现了 3 次沙尘暴, 即 1990 年代是建站以来沙尘暴最少的 (图 3.8b)。



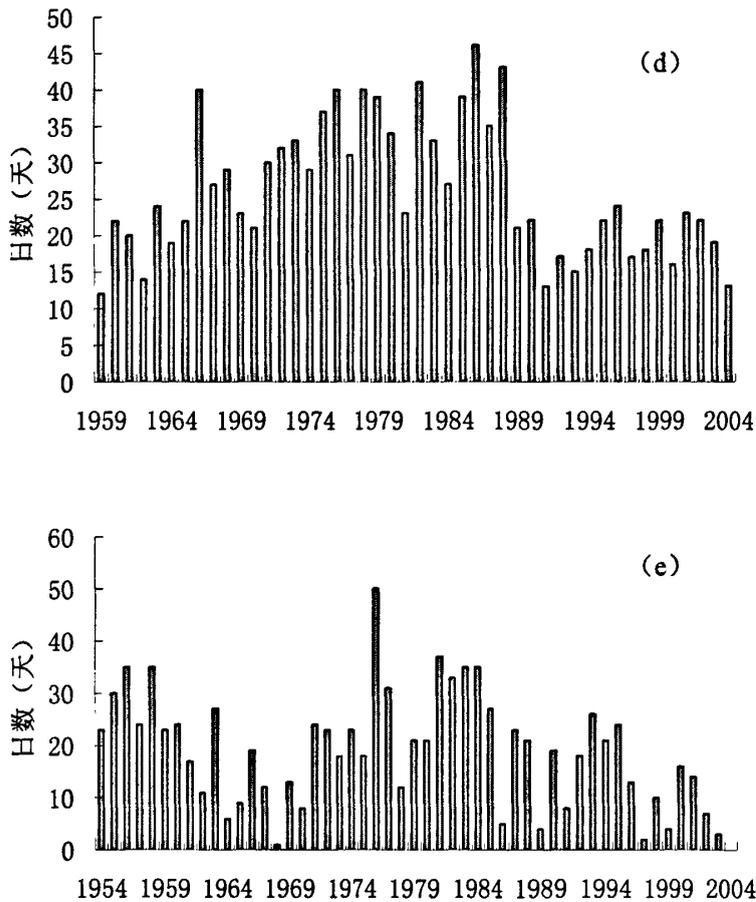


图 3.8 中国北方年沙尘暴日数变化柱状图

(a. 民丰, b. 乌鲁木齐, c. 民勤 d. 拐子湖, e. 盐池)

河西走廊（年代表站民勤，图 3.8c）是中国北方沙尘暴的第二大源区，最多的 1957、1963 和 1979 年均超过 50 次，平均来说，1950、1970 和 1980 年代是高发年代，而 1960 和 1990 年代相对较少。1997 年是历史上沙尘暴最少的年份，仅为 5 次，但此后有逐年增多趋势。阿拉善高原（代表站拐子湖，图 3.8d）最多年 1966 年、1976、1986、1996 是各年代的峰值年，存在很好的 10a 周期。全年沙尘暴日数超过 40 天，沙尘暴最少的 1991 年 11 天。河西走廊和阿拉善高原这两个沙尘暴高频区沙尘暴日数的历史演变情况基本一致。

位于河套地区毛乌素沙地南缘的盐池，其沙尘暴日数的变化有三段高发期，分别是 1950 年代中期至 1960 年代前期，1970 年代至 1980 年代中期以及 1990

年代前期。与此相对应的三段少发期则位于 1960 年代中后期, 1980 年代后期至 1990 年代初期以及 1990 年代后期。盐池自有器测以来观测到沙尘暴最多的是 1967 年, 超过 50 个沙尘暴日数 (图 3. 8e)。

3. 2. 3 季节变化特点

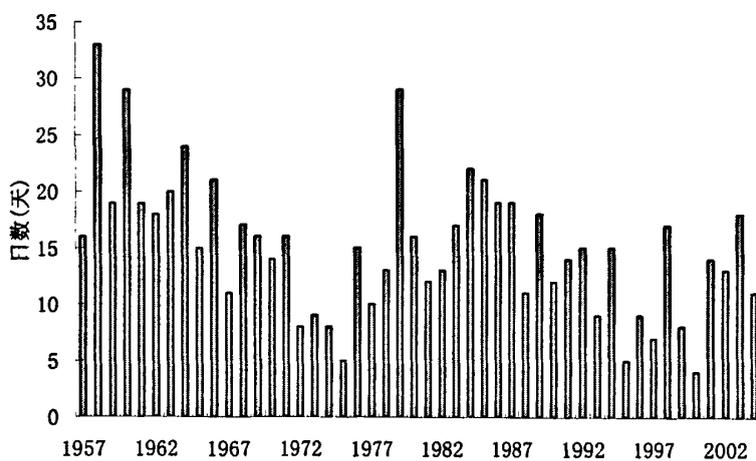
表 3. 1 给出了我国北方主要代表站各季沙尘暴占年总数的百分率, 可以看出春季是我国北方沙尘暴发生最多的季节。这是由于北方春季气候干旱, 风较多较大; 地面开始解冻, 土质比较酥松, 地表植被覆盖差; 春季早晨温度低, 但午后, 地面能受热迅速增温。这正好与形成沙尘暴的三个条件相吻合, 即一是有足够强劲持久的大风, 二是裸露松散干燥的沙尘物质, 三是不稳定的空气层。其中, 风是动力条件, 沙尘源是物质基础, 不稳定空气是重要的热力条件。夏季, 随着雨水的增多, 地表覆盖率增高, 沙尘暴也随之减少; 秋季是一年中地表植被覆盖最好的季节, 且大气层结比较稳定, 是一年中沙尘暴出现最少的季节; 冬季, 由于土壤冻结、质地较硬, 一般来说, 大风也很难将结成块的沙土吹离地面而形成沙尘暴, 所以冬季沙尘暴也较少。

表 3. 1 我国北方五个代表站年和各季节 41 年沙尘暴总次数及各季节所占百分比

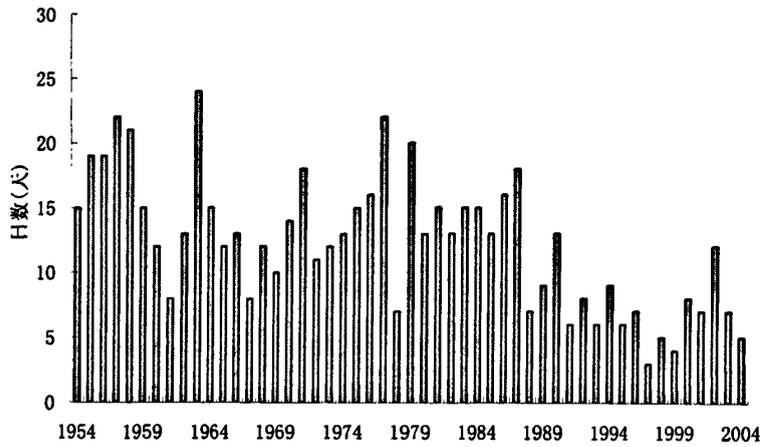
	年 春季		百 分 夏季		百 分 秋季		百 分 冬季		百 分	
			率		率		率		率	
民 丰	1408	570	40.5%	656	46.6%	122	8.7%	60	4.3%	
民 勤	1075	458	42.6%	309	28.7%	100	9.3%	208	19.3%	
朱日和	373	276	73.0%	36	9.7%	13	3.5%	48	12.9%	
东乌珠穆沁旗	140	110	78.6%	18	12.9%	9	6.4%	3	2.1%	
德令哈	112	66	59.0%	7	6.3%	12	10.7%	27	24.1%	

根据图 3. 2 反映的春季沙尘暴的高发区, 结合其标准差和载荷向量的大值区, 选取了南疆的民丰、柴达木盆地的德令哈、河西走廊的民勤、华北地区的朱日和、东北地区的东乌珠穆沁旗等站来讨论中国北方春季沙尘暴的年代际变化。可以看出, 不同沙尘暴区沙尘暴日数随时间的演变有所不同。南疆盆地是我国西

北沙尘暴的高发区，代表站民丰（图 3.9a）呈明显的波动型，其两个多发期分别位于 1950 年代后期至 1960 年代中期和 1980 年代中期，少发期分别位于 1970 年代初和 1990 年代，并有可能持续至 21 世纪初的前 10 年，其年代际变化表现出明显的准 25 年周期。民丰 1958 年达到其峰值，春天共发生了 33 次，最少年 2000 年春天也发生了 4 次。柴达木盆地代表站德令哈（图略）则显示出双峰形，两个多发时段分别位于 1950 年代末和 1970 年代末，少发期分别位于 1960 年代后期至 1970 年代前期和 1990 年代。最多年份 1956 年春季达到 19 次，最少年份春季没有发生沙尘暴。位于河西走廊的民勤（图 3.9b）春季沙尘暴在近 47a 的振荡中也表现出双峰双谷的趋势，从图中可以看出，其双峰分别位于 1950 年代和 1980 年代，双谷分别位于 1960 年代（1963 年除外）和 1990 年代，也呈明显的准 25a 周期，并且其振荡位相似乎比南疆要超前 3 年。民勤 1963 年春季沙尘暴出现一个极大值，共发生了 24 次，最少年 1997 年春天发生 3 次。华北代表站朱日和（图略）的春季沙尘暴变化表现出明显的前少后多的特征，稳定性较差。1950 年代、1960 年代（1966 年除外）为少发期，1970 年代为相对多发期，1980 和 1990 年代分布不均，即年际变化较大，多发的年份如 1966、1986、1993 年均均在 15 次以上，而 1982、1997 年未出现沙尘暴，1990 年代中期以后有回升倾向。东北地区代表站东乌珠穆沁旗（图略）1960 年代较多，1961 年春季共发生 14 次，自 1970 年代以后逐渐减少（1974 年较多）。



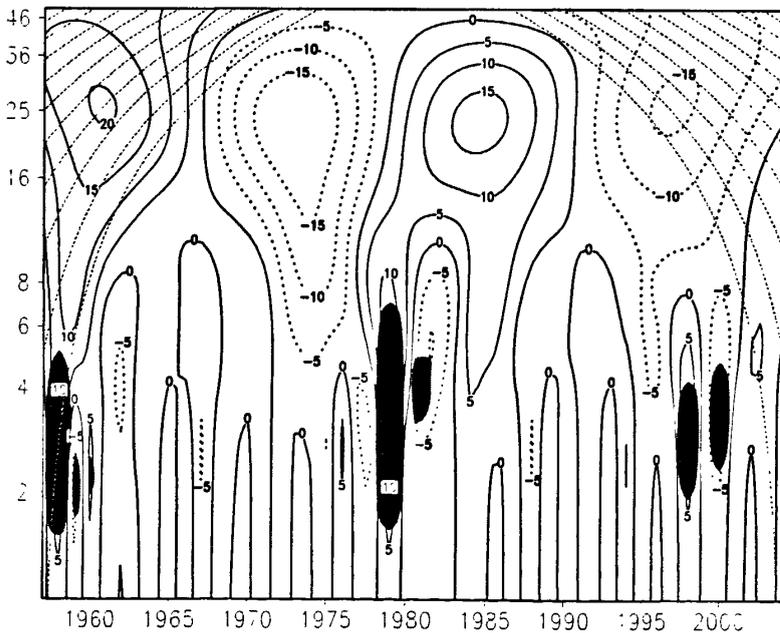
(a)



(b)

图 3.9 中国北方春季沙尘暴日数变化柱状图 (a. 民丰, b 民勤)

为了进一步分析春季沙尘暴的年际变化特征,我们选用实型的 Mexican 帽小波 (DOG, $m=2$) 对春季沙尘暴的周期变化作了分析。图 3.10 是中国北方春季沙尘暴的小波基本变换图,由图可见,春季民丰、民勤的沙尘暴年代际变化均存在着准 25a 周期变化 (图 3.10)。



(a)

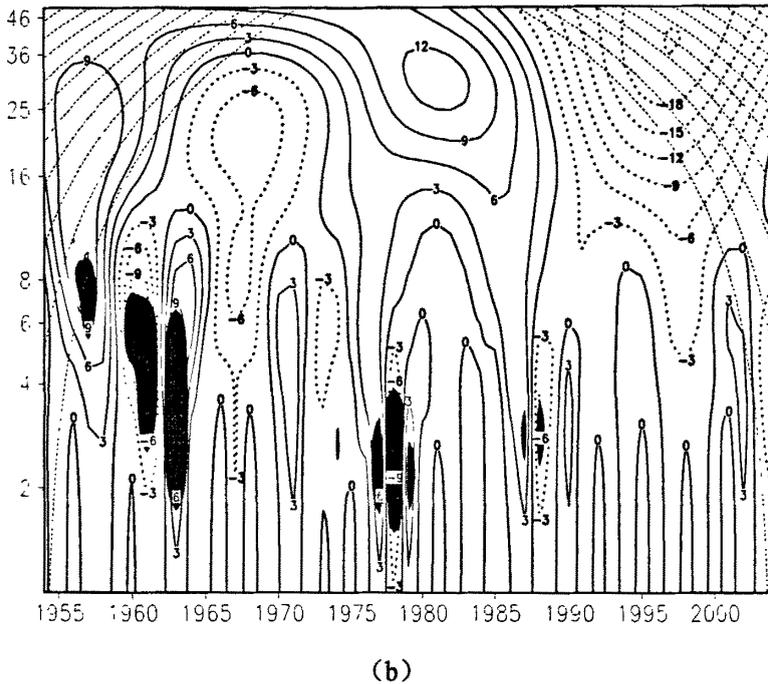


图 3.10 中国北方春季沙尘暴的基本小波变换 (a) 民丰 (b) 民勤

图中正值，点线表示负值，虚线表示边界影响区域，
阴影区表示通过 95% 信度检验的区域

图 3.11 是我国北方年沙尘暴日数总次数年变化曲线。可以看出，我国北方 4 月沙尘暴发生最多，近 40 年共计 5871 次；其次是 5 月，共发生 4647 次；再次是 3 月，发生 3513 次。沙尘暴发生最少的月份是 10 月，共计 525 次，其次是 9 月，发生 664 次，再次是 11 月，发生 823 次。4 月沙尘暴日数是 10 月沙尘暴日数的 11 倍多。根据已有资料研究表明，塔里木盆地南缘地区的沙尘暴天气以 5 月最多，其次是 4、6 月；哈密、甘肃、内蒙古高原中西部、宁夏和陕北一带以 4 月最多，平均占年发生次数的 40% 以上，其次是 5 月，一般达 20%；青藏高原的藏北、柴达木盆地和贵北地区（共和盆地）也以 4 月为主，3 月次之，其它月份很少；藏南地区改则——申扎一线，以 1 月和 2 月份为主，3 月和 4 月相对减少，其它月份很少，年平均 5 日线以南、1 日线以北的华北平原、黄土高原和青藏高原的东南缘基本上都在 3—5 月份。他们通过对西北地区 1952—1998 年强和特强沙尘暴天气个例进行统计发现，52 例强和特强沙尘暴个例中，4 月有 22 次，5 月有 15 次，两月合占总数的 71% 以上，其次是 3 月和 6 月，各为 7 次

和 5 次，两月合占总数的 23%，这样，3—6 月中发生次数占总数的 94% 以上。从沙尘暴月变化上看，沙尘暴天气的易发时间在各地区之间有一定的差异，但都以春季为主。这与胡金明等（1999）的研究是一致的。

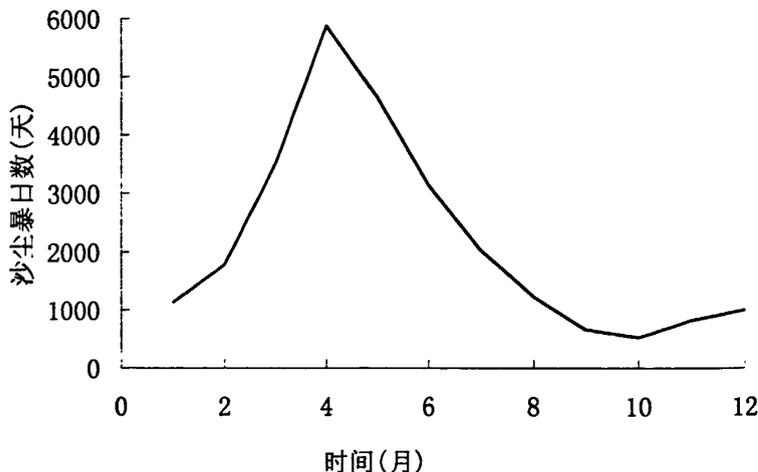


图 3.11 近 40 年北方 167 站沙尘暴总次数的年变化

3.3 中国北方沙尘暴的路径

我国的沙尘天气根据其移动路径可以划分为以下 3 类（徐启运等，1996；中国沙尘暴网）：

（1）偏北路径：这类大风、沙尘暴天气一般起源于蒙古国的乌兰巴托以南的广大地区，途经蒙古大戈壁、腾格里沙漠、东止乌兰布和沙漠、库布齐沙漠、毛乌素沙漠和浑善达克沙漠，受偏北气流引导，沙尘主体自北向南移动，影响外蒙古、西北区东部、华北大部和东北南部等地区，有时还可向南影响到黄淮地区。这类天气发生时欧亚高空多移动性槽脊。过程开始前 24 小时高空偏西风急流多位于河套北部，此后快速东移到华北；经统计地面大风区与此高空急流有较好的对应关系。沙尘暴天气发生前期，西北区地面增温明显；贝加尔湖西部至新西伯利亚有强冷高压，中心一般位于蒙古高原西北部，气压值在 1030—1045hPa 之间；贝加尔湖东部到河套北部存在有低压中心。地面冷锋一般位于此低压中心到河套西北部，冷锋前后均有较大的正，负三小时变压。

（2）偏西路径：这类大风、沙尘暴天气起源于蒙古高原中西部，东移南下过程中穿越蒙古大戈壁、巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠、东止乌兰布和沙漠和黄河

河套的毛乌素沙漠等。受偏西气流引导，沙尘主体向偏东方向移动，影响范围有新疆北部与东部、甘肃、内蒙与外蒙中西部、宁夏、陕西北部及华北西部等，有时还影响到东北地区西部和南部。此类天气过程开始前，北欧上空有高压脊发展，并向东扩展到乌拉尔山。同时中亚的里海、咸海一带也有脊发展，然后两脊迭加并加强，使脊前冷槽南压至蒙古高原到新疆北部，并在阿勒泰山到河西走廊形成一支强的高空西风急流。它随着冷槽的东移发展不断增强，所经之地易造成大风、沙尘暴天气。地面影响系统为新西伯利亚强冷高压，高压中心位于巴尔喀什湖附近；同时贝加尔湖以东也有较强高压存在。两高压之间为一低值区，低压中心多位于贝加尔湖南部。地面冷锋过程前位于蒙古高原西部至天山，冷锋前后均存在较大的正负三小时变压。过程发展中，新西伯利亚高压与我国东北反气旋高压贯通，使贝加尔湖南部低压区南压，地面冷锋进入河西走廊，沙尘暴天气出现。

(3) 西北路径：这类大风、沙尘暴天气多起源于巴尔喀什湖附近。引发沙尘暴天气的冷空气团东移经过古尔班通古特沙漠，翻越天山后分支：一部分冷空气倒灌入南疆引发沙尘暴；另一西部、新疆大部、河西走廊、青海北部及宁夏、陕西的部分地部分（主力）继续向东南移动。其影响范围包括蒙古高原的中区。此类大风、沙尘暴天气过程开始前 24 小时，500hPa 高空乌拉尔山中部到咸海多为高压脊，脊区有大片正变高区，最大达+19 位势什米；冷槽一般位于蒙古高原西部到巴尔喀什湖附近，冷槽附近为负变高区，正负变高的连线成西北东南走向。此后脊前偏北风加强，使得巴湖冷槽迅速南压到新疆后东移，造成大风、沙尘暴天气。此类沙尘暴天气的地面影响系统中心偏南，主要以新西伯利亚至贝加尔湖的强冷高压为主，中心强度在 1045hPa 以上。地面冷锋位于内蒙至柴达木盆地，冷锋后有较大的正三小时变压。此类沙尘天气一般起源于蒙古国或内蒙古西部，受西北气流引导，沙尘主体自西北向东南方向移动，或先向东南方向移动，而后随气旋收缩北上转向东北方向移动，主要影响我国西北和华北，甚至还会影响到黄淮和江淮等地。

3.4 中国北方沙尘暴的源区

影响我国沙尘暴的主要沙尘源区有五个：即蒙古国东南部戈壁荒漠区、哈萨克斯坦东部沙漠区、浑善达克沙地、巴丹吉林沙漠、塔克拉玛干沙漠和古尔班通

古特沙漠(张德二, 1984; 周秀骥等, 2002)。这些尘源区正好位于冬、春季入侵我国的西北路(NW), 西路(W)和北路(N)冷空气通道上, 为影响我国北方大规模沙尘暴提供了丰富的物质基础(钱正安等, 2006)。我国北方沙尘暴在空间分布上也有五大尘源区(钱正安等, 2002; 李栋梁等, 2003), 即南疆塔克拉玛干沙漠南缘(民丰、和田一带)、阿拉善高原(拐子湖)、河西走廊(民勤、金昌一带)、鄂尔多斯高原和浑善达克沙地。关于我国大气沙尘的源地, 目前还存在着一定的争议。有的专家根据专家根据不同地表类型平均含尘量的实验分析结果(表 3.2)认为, 沙漠并不是沙尘天气的主要成因, 沙质草地、干旱湖盆及干旱河床的平均含尘量高, 对环境危害也最大。

表 3.2 不同地表类型的含尘量(引自新华网 2002 年 6 月 7 日)

地表类型	沙漠和沙地	沙漠边缘	旱作耕地	沙质草地	干旱湖盆和干旱河床
含尘量(%)	2.56	11.94	30.37	51.86	63.08

注: 这里的尘粒为小于 0.063mm 的微粒

3.5 小结

我国沙尘天气影响面积大、高频区集中、与沙漠和沙地密切相关, 天气系统、地形走向、地表植被覆盖状况以及雨量分布等都对沙尘天气的地理分布产生显著影响。

我国北方沙尘暴总体呈减少趋势 1960、1970 年代为多发时期, 平均每年在 1000 站次以上, 1980 年代呈明显的下降趋势, 1990 年代不足 400 站次, 比 1970 年代减少了近 3 倍。

我国北方春季沙尘暴存在东西反位相差异, 近 50 年来, 春季沙尘暴日数总体趋势在减少, 但 20 世纪末又有明显的回升趋势。春季沙尘暴 1950 年代末和 1980 年代中期是高发期, 1970 年代初和 1990 年代中期相对减少, 1990 年代中期为历史最少时期, 1990 年代后期至本世纪初又有增多趋势。总体存在准 25 年周期振荡。

中国北方 4 月沙尘暴 1960 年代、1970 年代为高发期, 1980 年代、1990 年代相对减少。中国北方 4 月沙尘暴日数与年、春季相同, 在第一空间尺度上具有较好的一致性; 在第二空间尺度上呈现东西反向特征: 即西部地区多(少)沙尘

暴东部地区少（多）沙尘暴。

按季节来说，我国北方春季沙尘暴发生最多，夏季次之，秋季沙尘暴最少。按月份来说，4月是我国北方沙尘暴发生最多的月份，其次是5月；沙尘暴发生最少的月份是10月其次是9月。4月沙尘暴日数是10月沙尘暴日数的11倍多。

虽然单个沙尘暴过程属于一次中尺度天气过程，但年沙尘暴日数具有较好的空间一致性，在空间上有五个自然尘源区，即河西走廊、南疆盆地南缘、阿拉善高原、鄂尔多斯高原和浑善达克沙地等沙尘暴高发区。

参考文献：

- 胡金明，崔海亭，唐志尧，中国沙尘暴时空特征及人类活动对其发展趋势的影响，自然灾害学报，1999，8(4)：49-56。
- 李栋梁，魏丽，李维京，高原地面感热及其异常的诊断分析，气候与环境研究，2003，8(1)，71-83。
- 李栋梁，钟海玲，魏丽等，中国北方年沙尘暴日数的气候特征及对春季高原地面感热的响应，高原气象，2003，22（4）：337-345。
- 钱正安，蔡英，刘景涛等，中蒙地区沙尘暴研究的若干进展，地球物理学报，2006，49（1）：83-92。
- 钱正安，宋敏红，李万元，近50年来中国北方沙尘暴的分布及变化趋势分析，中国沙漠，2002，22（2）：106-111。
- 徐启运，胡敬松，我国西北地区沙尘暴天气时空分布特征分析，应用气象学报，1996，7(4)：479-482。
- 岳虎，王锡稳，李耀辉，甘肃强沙尘暴个例分析研究(1955-2002)，北京：气象出版社，2003。
- 张德二，我国历史时期以来降尘的天气气候学初步分析，中国科学(B辑)，1984，14（2）：278-288。
- 周秀骥，徐祥德，颜鹏等，2000年春季沙尘暴动力学特征，中国科学(D辑)，2002，32（4）：327-334。

第四章 沙尘暴与降水、温度及地面风速异常的关系

由于沙尘暴多发生在冬、春季，所以这里我们只研究冬季、春季降水、气温对沙尘暴的影响，即前期降水、温度对后期沙尘暴的影响。

4.1 降水的时空异常特征

要研究降水对沙尘暴的影响，首先需要研究降水的气候特征，即降水的空间分布、变化及异常。为此，图 4.1 给出了中国近 40 年 12—4 月的降水平均值。由图 4.1 可以看出，中国西北地区除北疆外，12—4 月多年平均降水不足 5mm，其中南疆盆地降水不超过 1mm，中心达板城 12—4 月多年平均降水仅有 0.3mm。河西走廊、阿拉善高原、柴达木盆地 12—4 月平均降水不足 3mm。我国最主要的几大沙漠都位于降水量不足 5mm 的区域内，由于这些地区沙尘丰富，降水少，沙土不易固结，遇到冷空气南侵，极易形成沙尘暴天气。图 4.1 降水少的区域与图 3.2 的沙尘暴高发区范围大致相同，说明降水与沙尘暴之间有明显的关系。

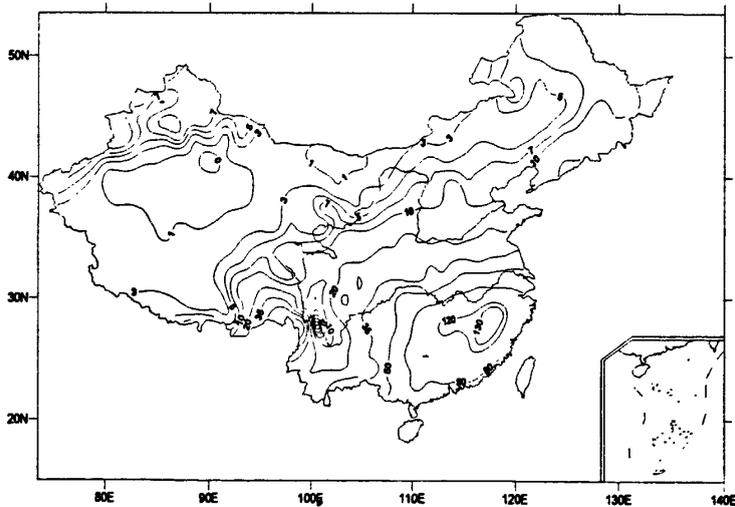


图 4.1 40 年平均 12—4 月降水量 (mm)

4.2 中国北方沙尘暴对降水异常的响应

图 4.2 给出年沙尘量日数第一主分量 (pc1) 与全国前一年 12 月至当年 4 月降水的相关系数。可以发现我国前期降水与沙尘暴存在明显的负相关关系 (高原

地区除外),特别是新疆中部,河西走廊—阿拉善高原,华北为负相关。即前冬至初春降水少,则当年沙尘暴多。前期降水异常偏少,土壤干燥疏松,不易冻结,有利于次年沙尘暴增多;前期降水偏多,土壤水分多,易固结,不利于次年沙尘暴的爆发。春季和4月沙尘量日数第一主分量(pc1)与全国前一年12月至当年4月降水的相关系数图与图4.2极其相似(图略),即年、春季、4月沙尘暴日数与前期降水均为负相关关系。

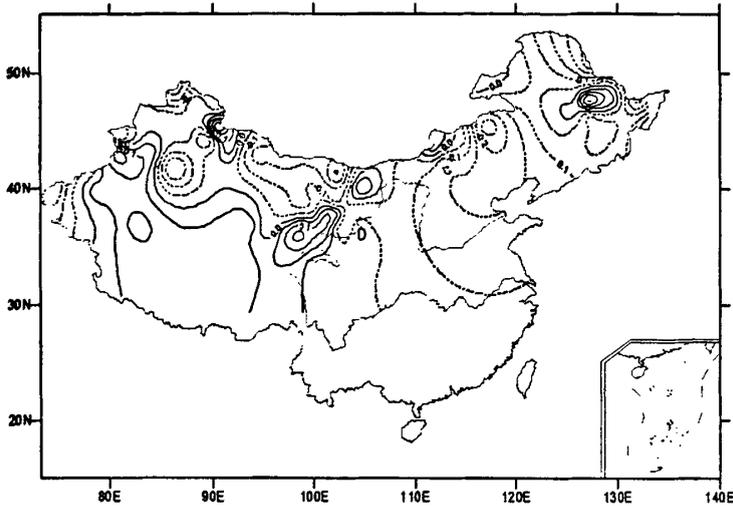


图 4.2 中国年沙尘量日数第一主分量与 12—4 月降水量的相关系数

一般来说,降水量越少,地表土层越干燥,越有利于沙尘暴的活动(Qian,2002)。然而,沙尘暴并非多出现在降水量最少的 12—1 月份,而是多出现在降水量相对较少的春季 3—4 月份。这是因为在沙尘暴频繁发生的春季,降水量较少,气温较高,且蒸发作用强,加之这时植被稀疏,地表裸露,固结作用弱,表土层处于干燥疏松状态,为沙尘暴活动提供了丰富的物质来源—粉尘。而在冬季,降水量虽少,但地表冻结,加之大气环流较为稳定,风也比春季小,不利于沙尘的搬运。

4.3 温度的气候特征及其时空异常

图 4.3 给出利用中国近 40 年平均的 12—4 月气温及其标准差。从图 4.3a 可以看出,我国气温存在着明显的北低南高分布,温度最低中心位于我国最北端的漠河。此外,我国西北地区还有 3 个低值中心,分别位于北疆巴音布鲁克,中心值为 -16.4°C ;青海清水河,中心值为 -12.3°C ;青海托勒,中心值为 -11.4°C 。从

图 4.3a 还可发现我国西北地区有一个相对高温区位于南疆盆地，其中心在和田，其值达 3.6°C 。此异常区域是由于该地区海拔较低，冷空气南侵时受天山山脉阻隔，而造成该地区比其周围地区温度偏高。但从图 4.3b 看出 12—4 月气温标准差却是北大南小。说明我国北方尽管绝对温度较低，但变率很大。这主要是由于西伯利亚的冷空气频频南下，造成我国北方大幅度降温所引起的。标准差大于 0.9 的区域正好是我国沙尘暴的高发区，说明温度变化大，引起空气层结不稳定，是造成沙尘暴的重要原因。

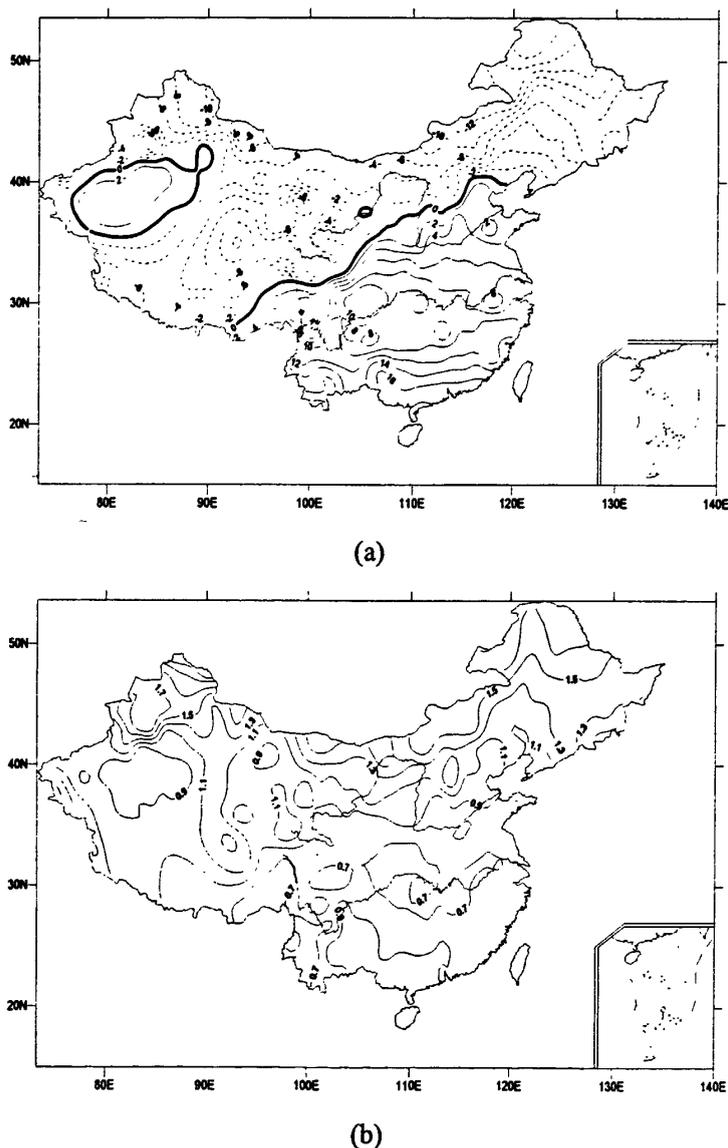


图 4.3 40 年平均 12—4 月温度(a)及其标准差(b) ($^{\circ}\text{C}$)

4.4 中国北方沙尘暴对温度异常的响应

沙尘暴除受降水影响外，还受气温的影响(赵景波 2002)。据有关专家估计，近 100 年来，全球平均气温升高了 $0.3^{\circ}\text{C}-0.6^{\circ}\text{C}$ 。由于滥伐森林，使森林大面积减少，而石油、煤等矿物燃料大量的使用，增加了 CO_2 的排放。在我国表现为气温上升，降水减少。

根据历史时期以来沙尘暴活动的规律，沙尘暴的活动以春季的 3—4 月份最频繁，这与气温的变化有着密切的关系(李栋梁, 2004)。从春季的 3 月份起，气温开始明显回升，而且回升的速度快，例如华北地区每 3—4 天就升高 1°C (周淑贞, 1981)。而温度的快速回升导致下层大气强烈受热。根据判别大气稳定度的公式 $a = T_i - T / T_g$ 可知，当空气团的温度比周围空气高时，即 $T_i > T$ 时空气团将受到向上的加速度而使其上升，空气变得不稳定，而当空气团的温度比周围空气温度低时，即 $T_i < T$ 时，空气团将受到向下的加速度而使其下沉，则空气趋于稳定；当 $T_i = T$ 时，垂直运动将不会发展。因此，春季的升温，使下层的空气获得加速度而上升，造成空气不稳定(Nilton, 1998)，这将促使对流作用及湍流作用的加强，从而有利于风速的加大。这种较大的风速为沙尘暴活动提供了有利的动力条件。除此以外，对流作用及湍流作用的加强不仅有利于风速加大，而且伴随着空气的上下交换，粉尘物质也被带到了较高层的大气中，为远距离搬运提供了条件。

图 4.4 给出年、春季、4 月沙尘量日数第一主分量 (pc1) 与全国前一年 12 月至当年 4 月平均温度的相关系数图。从图 4.4 中可以看出前期 12 月至 4 月温度与沙尘暴存在着反相关关系，即冬季初春温度越低，后期年、春季、4 月沙尘暴就越多；前期温度越高，后期沙尘暴就越少。这主要由于前期温度低，后期升温快，容易造成空气层结不稳定，这是使沙尘暴发生的原因之一；而当前期温度高，后期升温会相对缓慢，空气层结比较稳定，不易起沙尘暴。负相关显著区主要位于南疆中部、河西走廊—阿拉善高原等沙尘暴高发区。

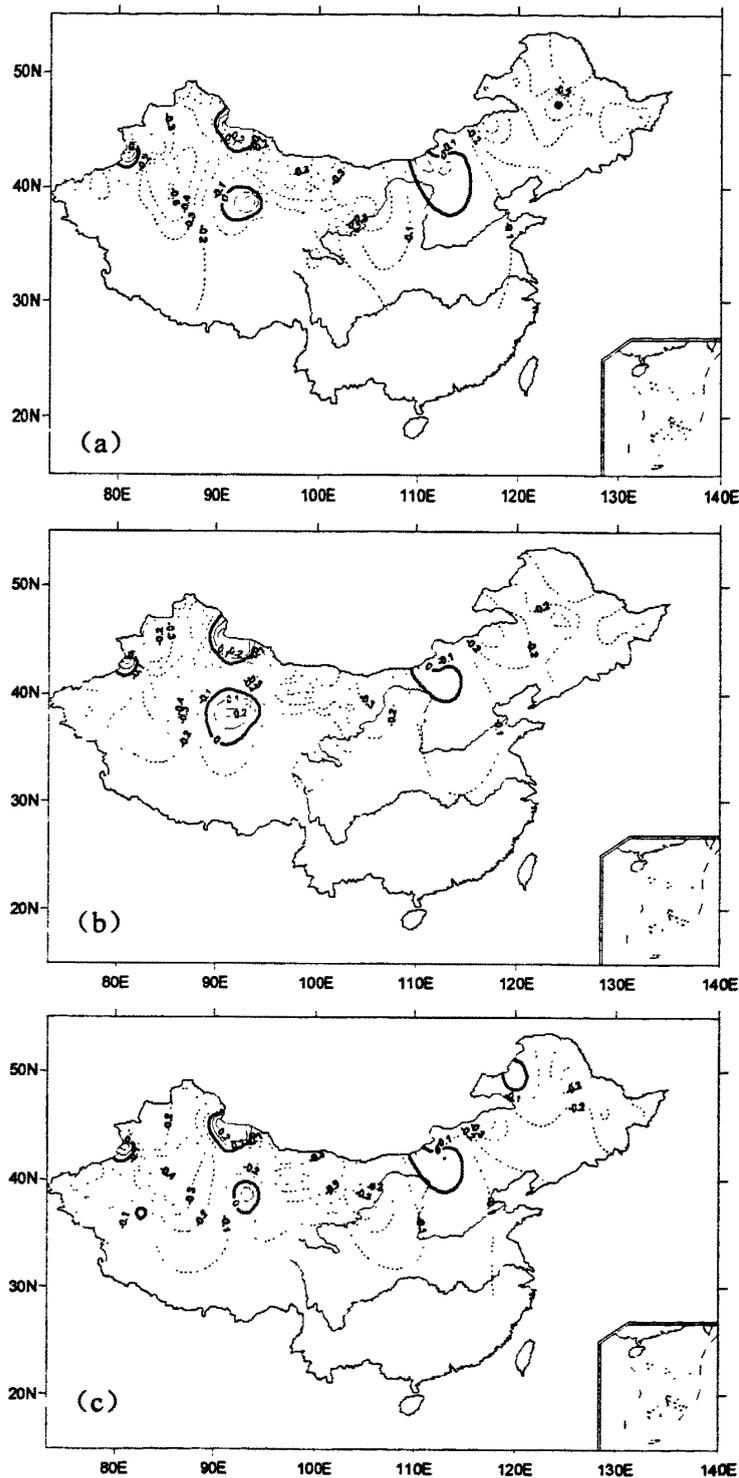
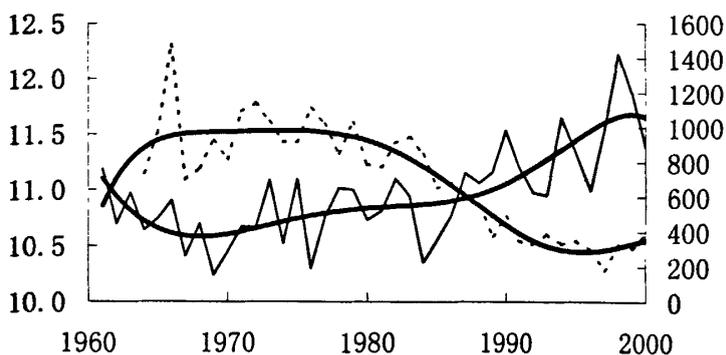
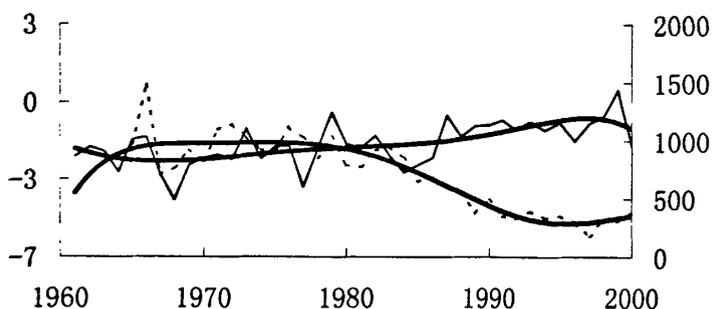


图 4.4 中国年 (a)、春季 (b)、4 月 (c) 沙尘量日数第一主分量
与 12—4 月平均温度的相关系数



(a)



(b)

图 4.5 年平均气温与年沙尘暴日数(a, $r=-0.84$)及冬季气温与年沙尘暴日数(b, $r=-0.69$)

(实线为温度、虚线为沙尘暴)

为了进一步说明温度与沙尘暴的关系,图 4.5 给出全国平均的年气温和冬季平均气温与中国北方 185 站年沙尘暴总日数的变化曲线。由图可以看出其历史反相关性很好,特别是经过滑动平均的反相关变化趋势更是显著。年和冬季平均气温与沙尘暴日数的相关系数分别达 -0.84 和 -0.69 ($\alpha_{0.001}=0.49$)。

除温度与降水影响沙尘暴的活动之外,人类活动对沙尘暴也有影响。人类活动破坏了植被,土层裸露,导致了沙尘暴中悬浮物浓度增加。人类活动产生的 CO_2 使气温升高,蒸发加强,土层干燥,促使了沙尘暴形成。然而气温升高会引起蒙古气旋减弱,削弱了极地冷空气频繁向南侵入。

4.5 地面风与沙尘暴的关系

沙尘暴的形成需要三个条件,其中之一就是要有足够强劲持久的大风,风是必要的动力条件。沙尘暴是强风把地面大量沙尘卷扬起来,使空气变得相当浑浊,能见度大为减小的一种灾害性天气现象。Bagnold (1941) 和伊万诺夫 (1972) 等认为沙粒的运动是在沙粒与接触表面的摩擦力和风的正压力不平衡产生翻倒力矩时发生的; Hiest 和 Nichola (1959) 认为由于沙面不平,在沙面上滚动的沙粒沿凹凸不平的斜面爬高到某一高度,就可能由于风力的抬升而进入大气中。所以,要研究沙尘暴的气候特征、气候成因,就必须先了解、先研究地面风的气候特征及其时空异常。

4.5.1 地面风基本气候特征

图 4.6 给出中国近 30 年平均的冬季(12~4 月)风速及其标准差。从图 4.6a 可以看出,我国冬季风速存在着明显的北大南小分布特点。山谷、平原、孤立高山风速较大,高原背风坡、盆地风速较小。风速小值区位于我国西南部的四川盆地,最小中心在平武站 (32.42° N, 104.52° E), 平均风速仅有 0.5m/s 。风速大值区分布较广,西北区有两个大值中心,分别位于阿拉山口站 (45.18° N, 82.58° E) 和大板城站 (43.35° N, 88.32° E), 其值均为 6.3 m/s ; 华北区也有两个大值中心,即五台山站 (39.03° N, 113.53° E) 和泰山站 (36.25° N, 117.10° E), 其值分别为 8.2 和 6.9 m/s 。风速最大站是风速最小站的 16 倍多。平武站风速小是由于其位于青藏高原的东麓,西北风受高原阻挡所致;阿拉山口和大板城分别位于阿拉套山和天山山口,西北风由此经过时其山口狭管效应加大了风速;五台山与泰山位于平原孤立高山,无屏障遮挡,所以风速也较大。图 4.6b 可以看出标准差大值区也位于西北和华北,这些区域正好是我国沙尘暴的高发区,说明地面风速与沙尘暴的形成密切相关,它也是沙尘暴难以预测的重要原因之一。

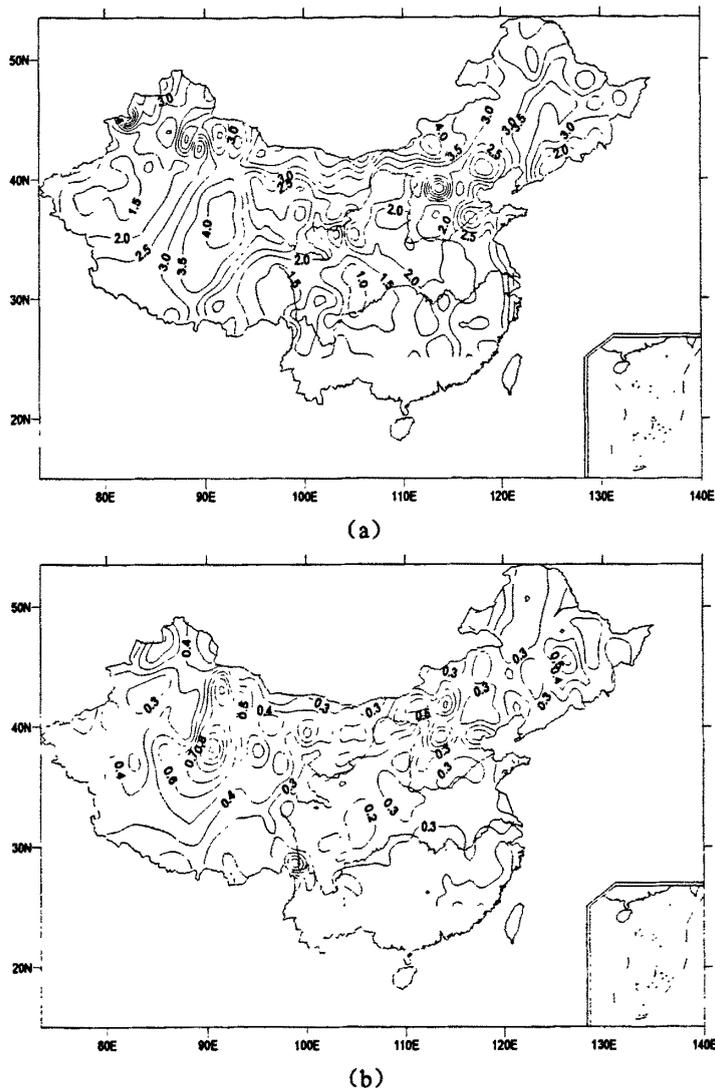


图 4.6 全国 30 年平均 12—4 月风速(a)及其标准差(b) (m/s)

4.5.2 地面风时空异常特性

图 4.7 给出了全国 12—4 月多年平均风速 EOF 分解后前两个载荷向量场，其方差占总体方差贡献的 58%。第一载荷向量（图 4.7a）全国除少数站点外基本以正值为主，其最大中心有三处，一是南疆盆地的且末站（38.15°N，85.55°E），其处于西风路径上；二是河西走廊的玉门镇（40.27°N，97.03°E），处于西风和西北风的交会路径上；三是阴山山脉与太行山脉夹角处的化德站（41.90°N，114.00°E），两山夹角之势形成风场的狭管效应。三个中心值分别为 0.98、0.97 和 0.98。第一载荷向量反映出全国地面风场具有较好的空间一致性，意味着该地

区风速变化受同一天气系统的影响，其变化在空间上表现为很好的一致性。最具有代表性地区（载荷向量最大值所在地区）地面风变化与年、春季、4月沙尘暴平均值的大值区相一致。第二特征向量为西正东负型（图 4.7b），特征向量零等值线在 90°E 附近，反映全国地面风在总体变化一致的情况下，还具有西大（小）东小（大）的东西反向的年际变化特征。这与冷空气南下路径有关。

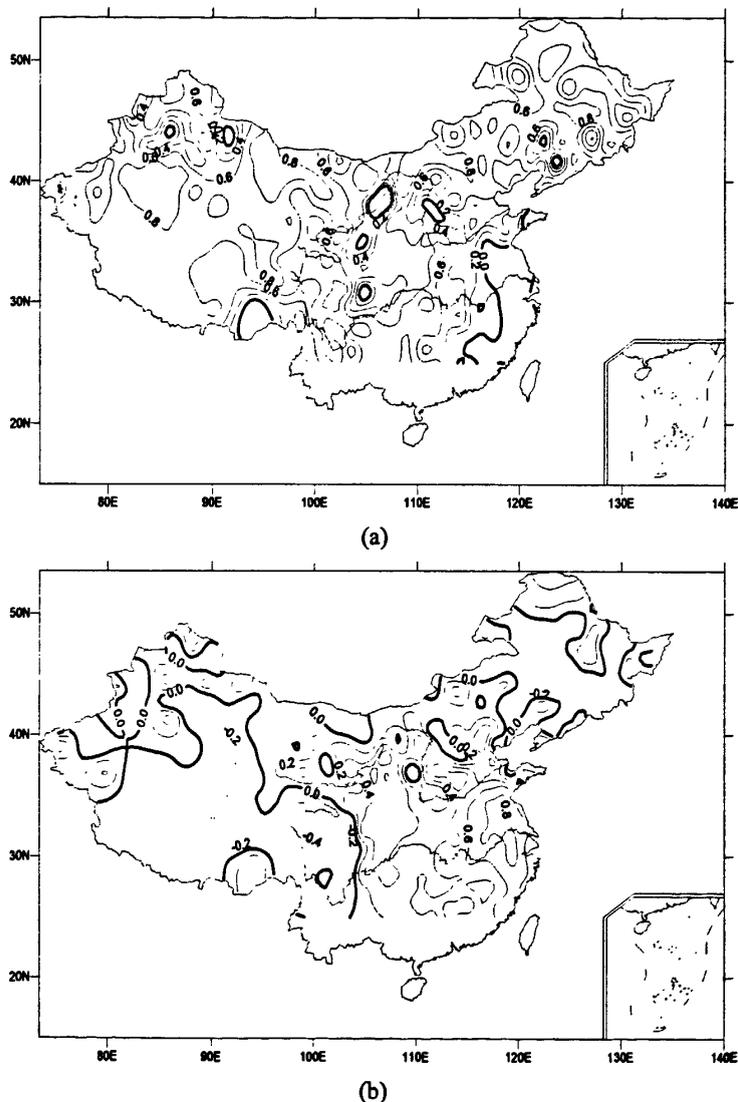
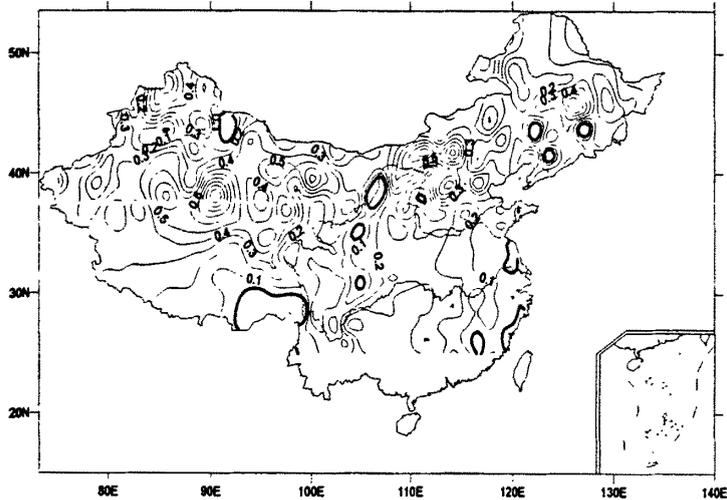


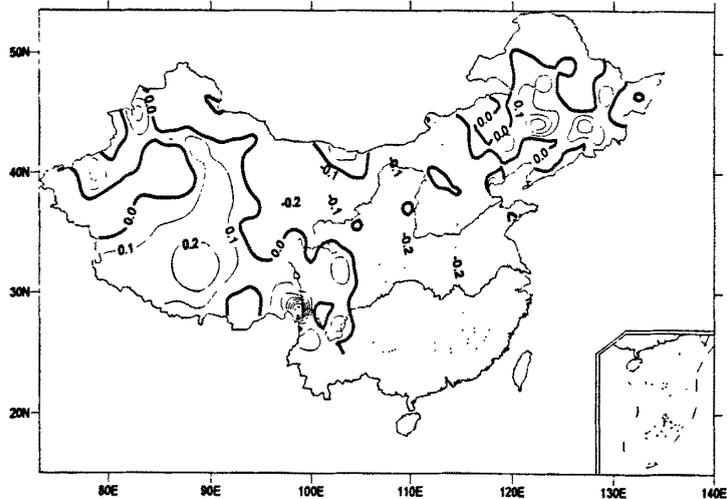
图 4.7 全国 30 年平均 12—4 月风速的第一 (a)、第二 (b) 载荷向量

纵观近几十年来，地面风年代际变化，可以发现全国大部分地区地面风从 70 年代到 90 年代均在减小（图 4.8）。其中青海的茫崖（38.25°N，90.85°E）地面风减小最大，从 70 年代地面风距平为 $1.2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 减小到 90 年代地面风距平为

$-1.4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，其次是山西的五台山和天津市的塘沽区，其地面风速减小也较大。从图 4.8 还可以看出，70 年代全国地面风速普遍较大；到了 80 年代地面风速西部减小较慢，东部地区减小较快；而 90 年代地面风速在西部减小较快，东部地区减小较慢。70 年代风速较大，80、90 年代风速较小，这也是沙尘暴在 60、70 年代较多，80、90 年代逐渐减少的重要原因之一。



(a)



(b)

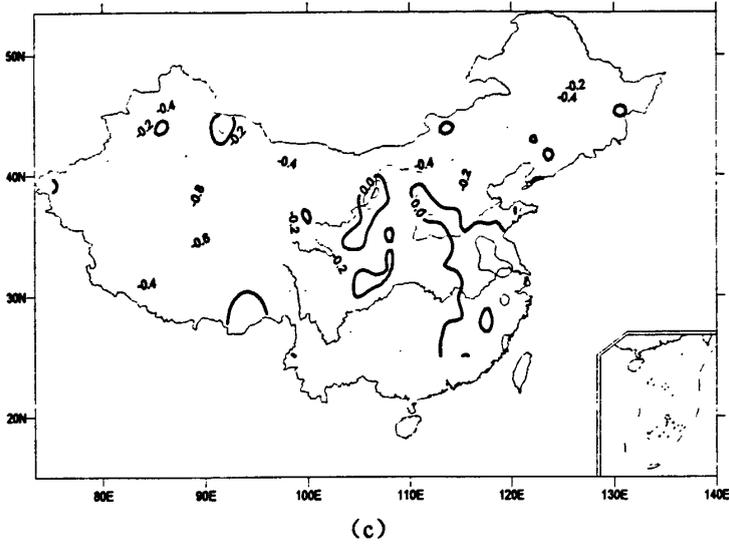
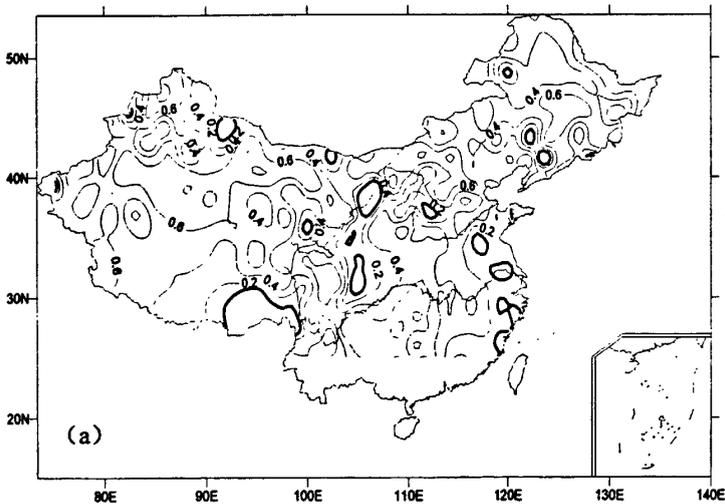


图 4.8 1970 年代 (a), 1980 年代 (b), 1990 年代 (c) 风速距平

4.5.3 沙尘暴对地面风异常变化的响应

图 4.9 给出年、春季、4 月沙尘量日数第一主分量 (pc1) 与全国前一年 12 月至当年 4 月平均地面风速的相关系数图。从图 4.9 中可以看出前期 12 月至 4 月平均地面风速与年、春季、4 月沙尘暴存在着很好正相关关系, 即冬季初春地面风速越大, 后期年、春季、4 月沙尘暴就越多; 冬季初春地面风速越小, 后期年、春季、4 月沙尘暴就越少。相关最显著区域在南疆盆地、河西走廊及阿拉善高原, 即我国沙尘暴源区所在。这主要由于风是沙尘暴形成的必要动力条件。且当大风在沙尘暴源区加强时, 很容易将沙尘携入空中, 形成沙尘天气。



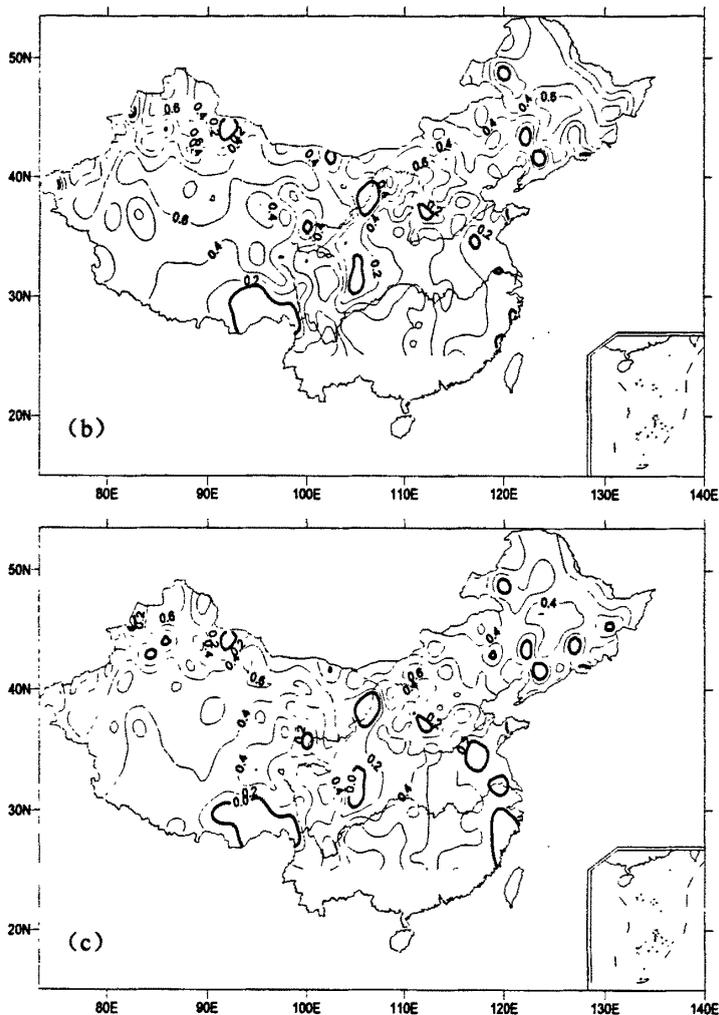


图 4.9 中国年 (a)、春季 (b)、4 月 (c) 沙尘量日数第一主分量 (pc1) 与 12—4 月平均地面风速的相关系数

4.6 小结

- (1) 我国冬春季北方降水总体来说非常少，也呈东南沿海向西北内陆递减趋势分布。沙尘源区 12—5 月的降水量不足 5mm。这些地区地面干燥，植被覆盖差，又是大风路径区，因此是沙尘暴的多发区。
- (2) 我国北方沙尘暴与降水存在着明显的负相关关系，即当北方降水减少，沙尘暴增多；若北方降水增多，沙尘暴就会减少。
- (3) 我国北方沙尘暴与其前期温度也存在着较好的负相关关系，即当前冬温度

偏低,会导致春季沙尘暴增多;当前冬温度偏高,春季沙尘暴减少。

- (4) 我国地面风速与沙尘暴存在着较好的正相关关系,即当冬季初春地面风速越大,后期年、春季、4月沙尘暴就越多;冬季初春地面风速越小,后期年、春季、4月沙尘暴就越少。相关最显著区域在南疆盆地、河西走廊及阿拉善高原等多发地区。

参考文献:

- Bagnold, R. A., The physics of blown sand and desert dune. New York: Methuen, 1941.
- Hicks B. B., Wind profile relationships from the Wangara experiment. Q. J. R. Meteorol Soc., 1976, 102:535-551.
- Nilton O. Rennó, Matthew L. Burkett, and Matthew P. Larkin, A Simple Thermodynamical Theory for Dust Devils, Journal of the Atmospheric Sciences: 1998, 55 (21), 3244-3252.
- Qian Weihong, Lingshen Quan, Variations of the Dust Storm in China and its Climatic Control, Journal of Climate:2002,15 (10),1216-1229.
- 李栋梁, 王涛, 钟海玲, 沙尘暴气候成因及未来趋势预测, 中国沙漠, 2004, 24(3), 376-379.
- 伊万诺夫, A. П. (胡孟春译), 沙地风蚀的物理学原理. 见: 巴巴耶夫, A. Г. 主编, 苏联荒漠流沙的固定. 北京:海洋出版社, 2001, 38-59.
- 赵景波, 杜娟, 黄春长, 沙尘暴发生的条件和影响因素, 干旱区研究, 2002, 19 (1), 57-62.
- 周淑贞, 气象学与气候学 [M], 北京:人民教育出版社, 1981, 110-112.

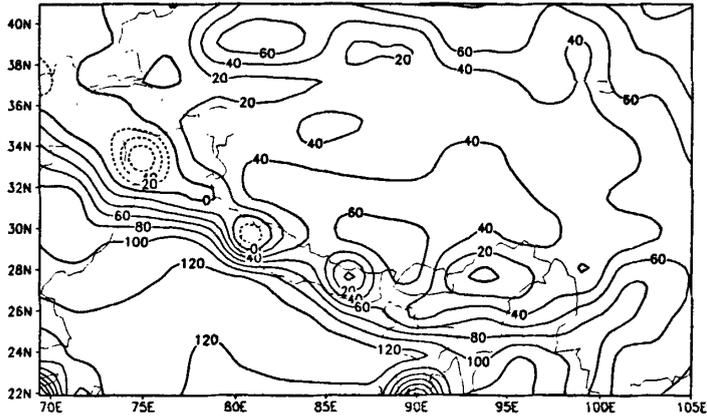
第五章 沙尘暴与青藏高原地面加热场的关系

前面几章分析了沙尘暴空间分布的基本特征、异常特性，研究了沙尘暴年代际、年际及季节的演变，讨论了沙尘暴的移动路径以及沙尘源区。本章将研究我国北方沙尘暴与青藏高原地面加热场的关系。这就首先要分析青藏高原地面加热场的空间分布特征、时空异常特性以及其时间演变趋势，然后再讨论我国北方沙尘暴对青藏高原地面加热场异常的响应。本章中我们分别研究了沙尘暴与高原地面感热通量、地-气温差和高原地面加热场强度距平指数之间的关系，并讨论了他们的相同点和不同点。

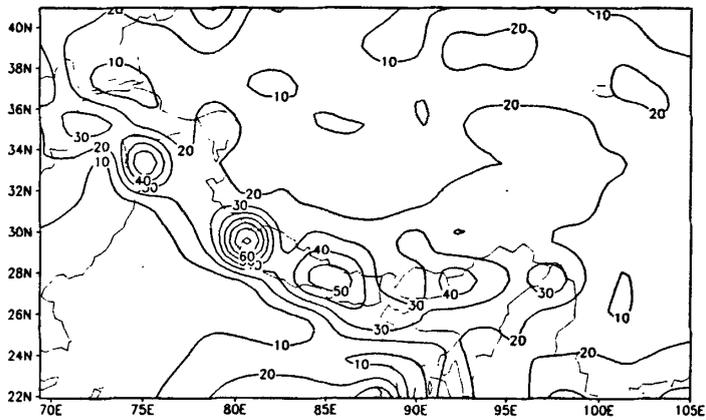
5.1 青藏高原地面感热通量

5.1.1 青藏高原春季地面感热的气候特征及其时空异常

图 5.1 给出利用 NCEP/NCAR 再分析资料得到的 1949—1999 年 51 年平均的青藏高原 ($69.375^{\circ}\text{E}-105^{\circ}\text{E}$, $21.904^{\circ}\text{N}-40.952^{\circ}\text{N}$) 4 月地面感热通量 (5.1a) 及其标准差 (5.1b)。可以看出，在春季 (4 月) 只有在喜马拉雅山脉西端的帕米尔高原有很小范围的负值，这一低值区 (小于 $20\text{W}/\text{m}^2$) 自西北向东南沿喜马拉雅山伸展。春季青藏高原地面感热通量的大值区在高原南部和柴达木盆地，其值为 $60\text{W}/\text{m}^2$ 。标准差的大值区与感热通量的低值区相一致。这一点与地面常规气象观测资料采用总体公式计算的地面感热通量有所差异 (李栋梁, 2003)，其原因有待进一步分析。



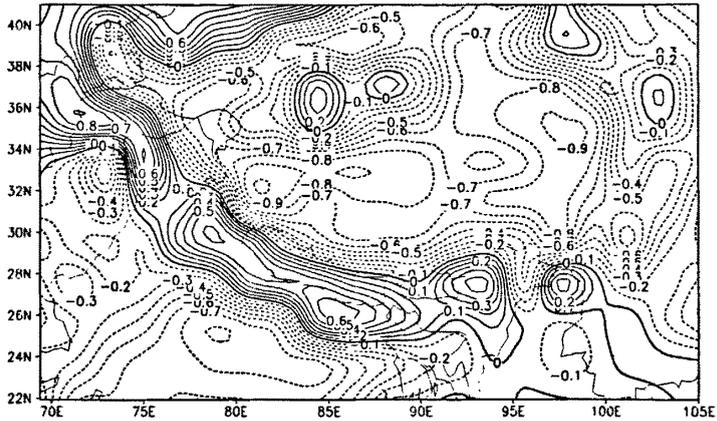
(a)



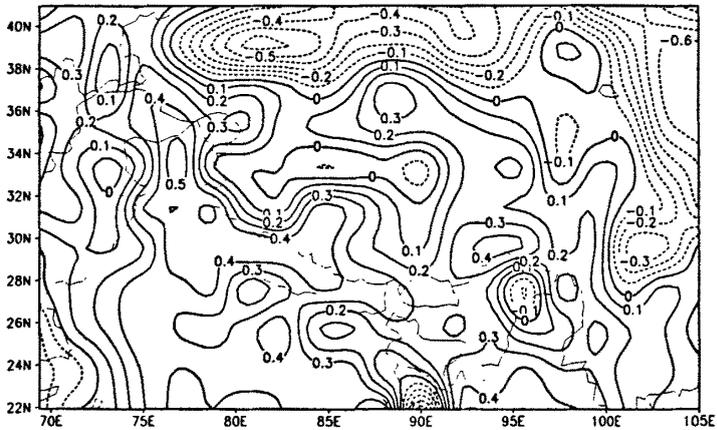
(b)

图 5.1 1949—1999 年平均的 4 月青藏高原地面感热通量 (a) 及其标准差 (b)

为了研究青藏高原地面感热异常的时空变化,对 1949—1999 年历年 4 月平均青藏高原地面感热通量用 EOF 分解,图 5.2a 给出其第 1 模态。喜马拉雅山脉和昆仑山脉载荷向量为正,其值在+0.4 以上;高原主体中部为负值,其绝对值在 0.5 以上,反映了青藏高原喜马拉雅山脉和昆仑山脉与高原主体在地面感热通量上的差异。喜马拉雅山脉和昆仑山脉主体载荷向量的正值区域与图 5.1b 标准差的大值区及春季积雪的变化范围相吻合;高原主体载荷向量的负值区反映了地面感热由冬季向夏季过渡中在春季的迅速增热的范围及增热最大强度所在地。造成这种空间异常格局的原因有两种:其一,很可能与高原春季积雪有关;其二,与青藏高原季风的强弱有关。



(a)



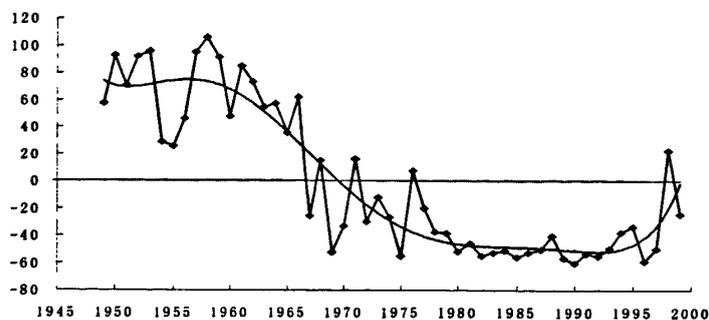
(b)

图 5.2 青藏高原 4 月地面感热通量 EOF 第一模态 (a) 和第二模态 (b)

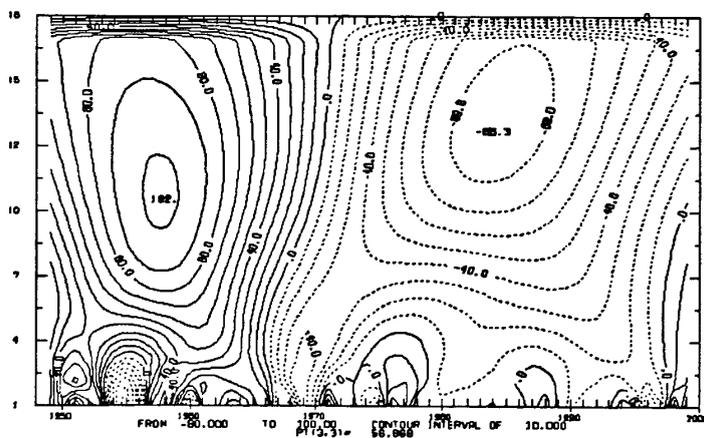
EOF 第二模态 (图 5.2b) 反映的是青藏高原与其北部及东北部干旱、低洼地区在地面感热通量上的差异。

图 5.3 是青藏高原 4 月地面感热通量第一主分量(5.3a)及其小波变换(5.3b)。可以看出, 在近 50 年的演变中没有明显的周期性。1960 年代末至 1970 年代初青藏高原春季地面感热通量第一主分量出现由大变小的转折, 对应其 EOF 第一模态 (图 5.2a), 由于 EOF1 在高原主体为负值, 对应春季地面感热通量在 1970 年以前相对比较弱, 自 1970 年以后的 30 年中为相对强的时期, 1960 年代和 1970 年代为持续增强时期, 1980 年代至 1990 年代中期维持稳定的正距平, 1990 年代中期以后有减弱趋势。与此相反, 喜马拉雅山脉和昆仑山脉春季地面感热通量在 1970 年以前相对较强, 自 1970 年以后的 30 年中, 为相对弱的时期, 1960 年

代和 1970 年代为持续减弱时期，1980 年代至 1990 年代中期维持稳定的负距平，1990 年代中期以后有增强趋势。



(a)

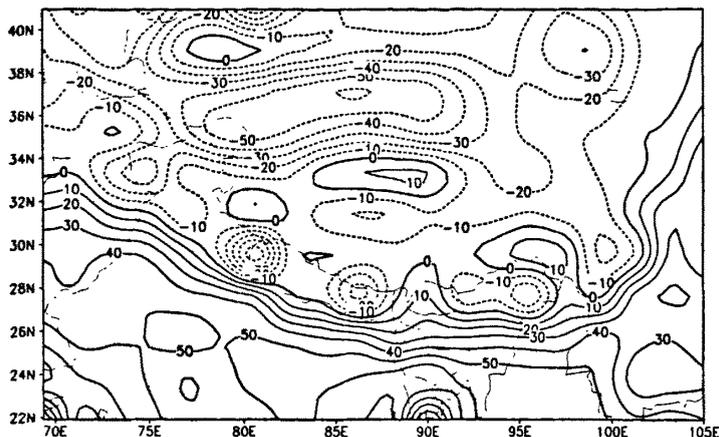


(b)

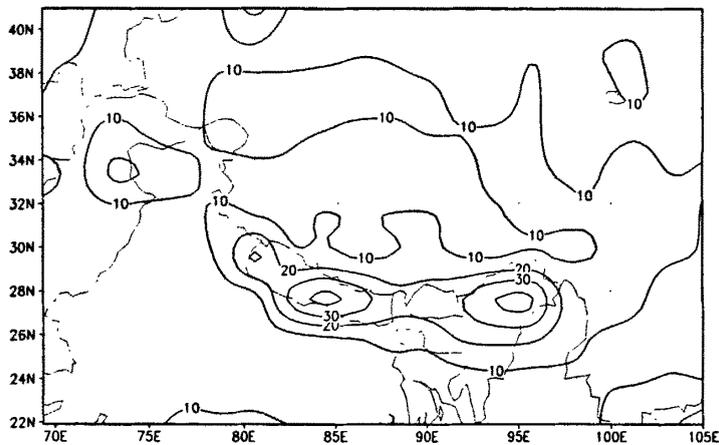
图 5.3 青藏高原 4 月地面感热通量第一主分量(a)及其小波变换(b)

5.1.2 青藏高原冬季地面感热通量的气候特征及其时空异常

通过计算 NCEP/NCAR 再分析资料得到的 1949—1999 年平均的青藏高原 (69.375°E—105°E, 21.904°N—40.952°N) 1 月地面感热通量及其标准差(图 5.4) 可以看出, 在冬季(1 月)以喜马拉雅山脉为界南正北负, 青藏高原主体基本为负的感热通量, 且其负值中心区主要位于喜马拉雅山脉和昆仑山脉, 最小值达到 $-60\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。标准差的大值区与感热通量的低值区分布基本一致。



(a)



(b)

图 5.4 1949—1999 年平均的 1 月青藏高原地面感热通量 (a) 及其标准差 (b)

为了研究青藏高原地面感热异常的时空变化，对 1949—1999 年历年 1 月平均青藏高原地面感热通量进行了 EOF 分解。图 5.5a 给出其第 1 模态。高原主体为正值区，最大载荷向量位于高原中部的唐古拉山，中心值在+0.8 以上。喜马拉雅山脉及其高原周边高山区载荷向量为负。反映出高原主体与周边高山在地面感热变化上的空间差异，这种差异可能是由于青藏高原冬季风的影响所致。

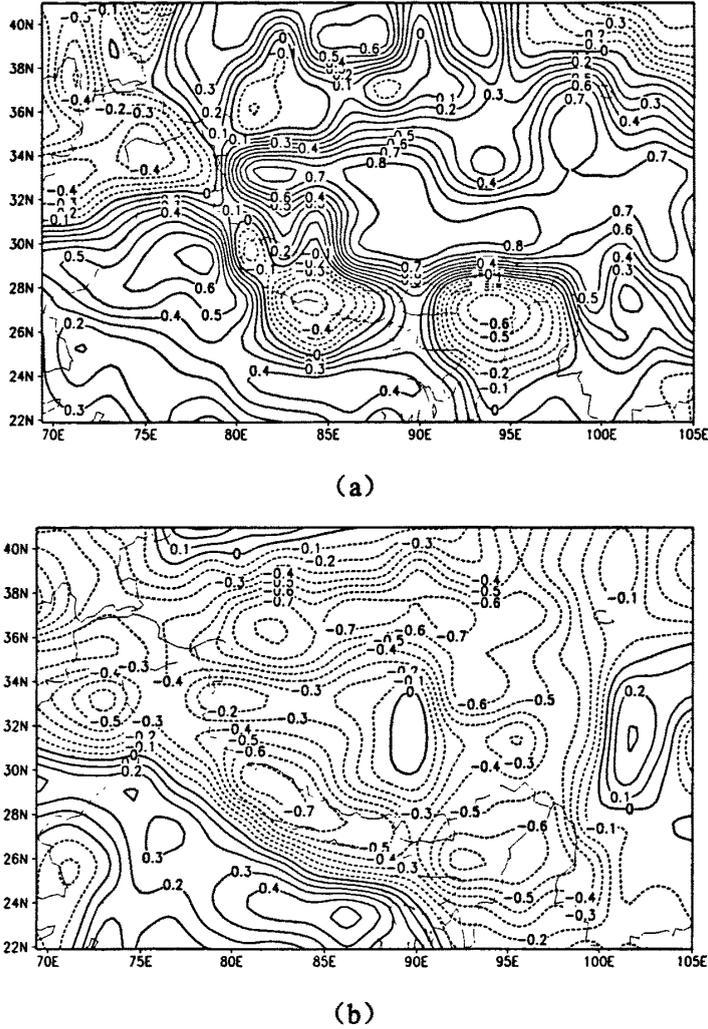


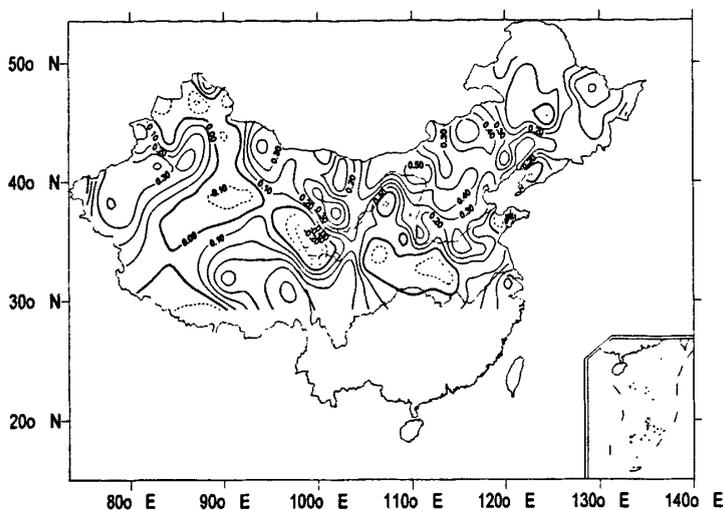
图 5.5 青藏高原 1 月地面感热通量 EOF 第一模态 (a) 和第二模态 (b)

EOF 分解的第二模态 (图 5.5b) 空间分布特征与多年平均的 1 月地面感热通量相似。在青藏高原主体 (唐古拉山顶除外) 为负的载荷向量, 其负值中心区主要位于喜马拉雅山脉和昆仑山脉, 最小值达 -0.7—-0.8。

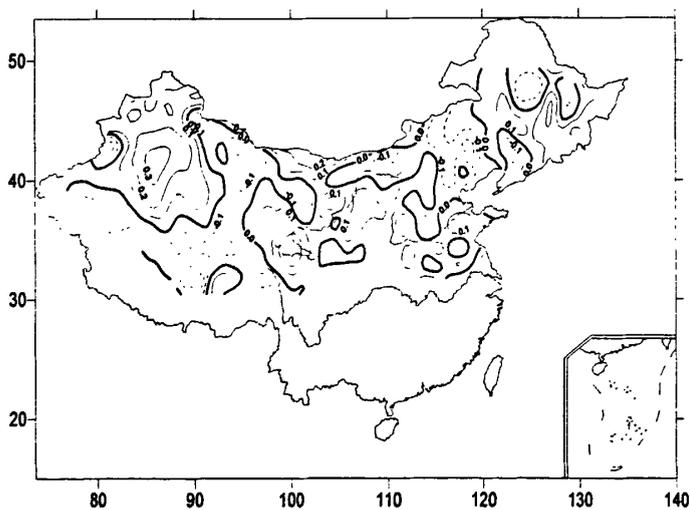
5.2 中国北方沙尘暴对青藏高原地面感热通量异常的响应

图 5.6a 给出青藏高原春季 4 月地面感热通量第一主分量与中国北方年沙尘暴日数的相关系数 (实线为正, 虚线为负)。西北、华北及东北东部为正相关, 相关显著区分别位于南疆西部、河西走廊至阿拉善高原、华北及东北东部。表明当青藏高原春季地面感热通量距平呈 EOF 第一模态距平结构 (图 5.2a), 即当高

原主体地面感热通量增强时，中国北方的上述地区沙尘暴日数减少，当喜马拉雅山脉和昆仑山脉春季地面感热通量增强时，上述地区沙尘暴日数增加，反之亦然。



(a)



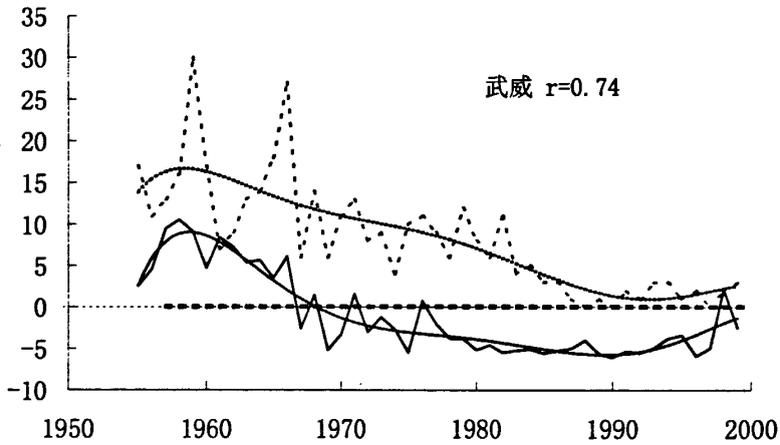
(b)

图 5.6 青藏高原 4 月地面感热通量第一主分量与中国北方
年沙尘暴日数的相关系数(a)及青藏高原 1 月地面感热通量第一主分量
与中国春季沙尘量日数的相关系数(b)

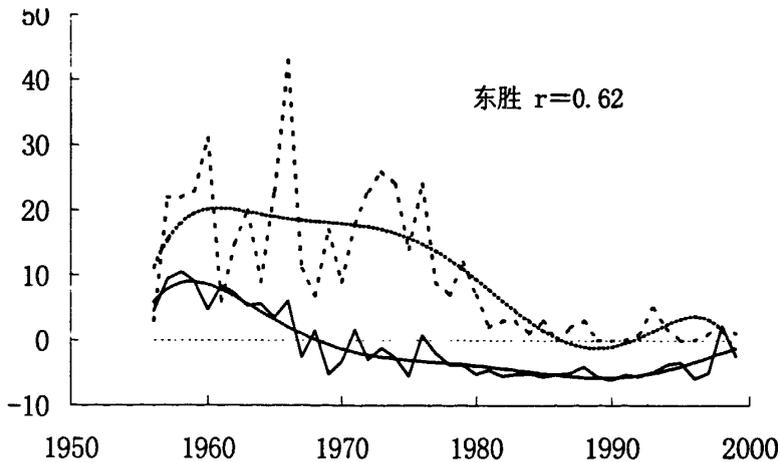
图 5.6b 给出青藏高原 1 月地面感热通量第一主分量与中国北方春季沙尘暴日数的相关系数。我国西部大部分地区为正相关，东部大部分地区为负相关。表明当青藏高原冬季地面感热通量距平呈 EOF 第一模态距平结构（图 5.5b）时，

即当高原主体地面感热通量增强时,中国北方沙尘暴的空间分布为其第二载荷向量(图 5.5b)所揭示的距平特征,中国北方沙尘暴日数西多东少,反之亦然。

为了进一步说明青藏高原地面感热通量与沙尘暴的关系,图 5.7 给出青藏高原 4 月地面感热通量第一主分量与甘肃武威、内蒙古东胜及呼和浩特 3 个代表站年沙尘暴日数的年际变化曲线,青藏高原 1 月地面感热通量第二主分量与新疆库车、内蒙古集宁 2 个代表站春季沙尘暴日数的年际变化曲线(图 5.8)。可以看出,其历史拟合率很好,特别是经过滑动平均的变化趋势更是一致的。这说明青藏高原热力作用对中国北方沙尘暴有非常重要的影响,这种影响是通过大气环流来实现的。



(a)



(b)

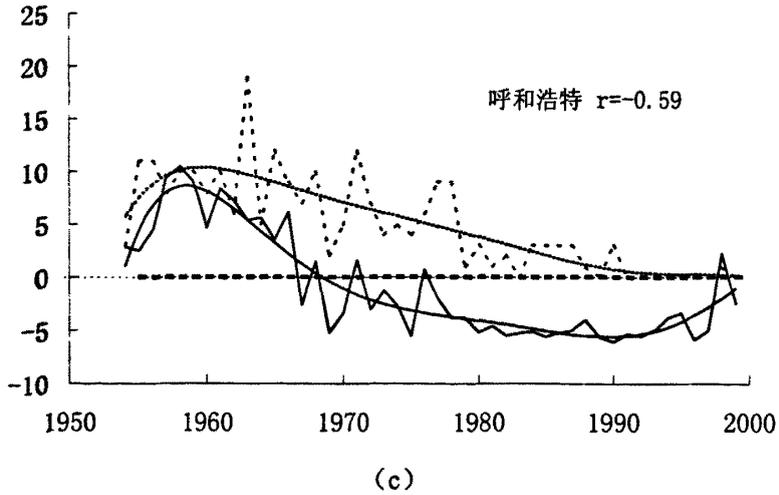


图 5.7 青藏高原 4 月地面感热 PC1(实线)与年代表站沙尘暴日数(虚线)变化曲线

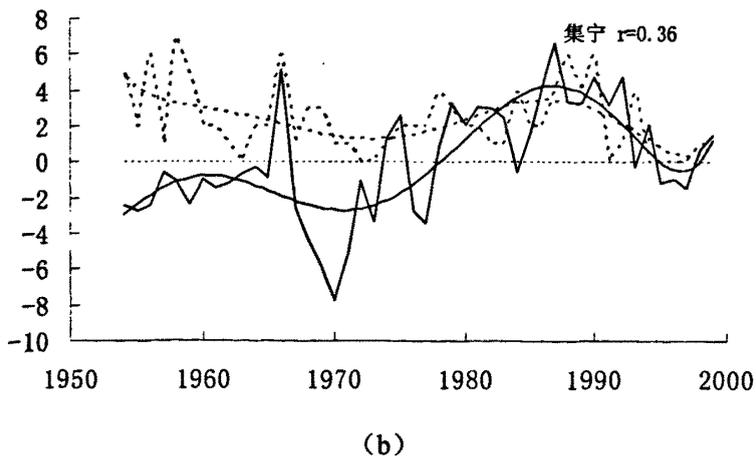
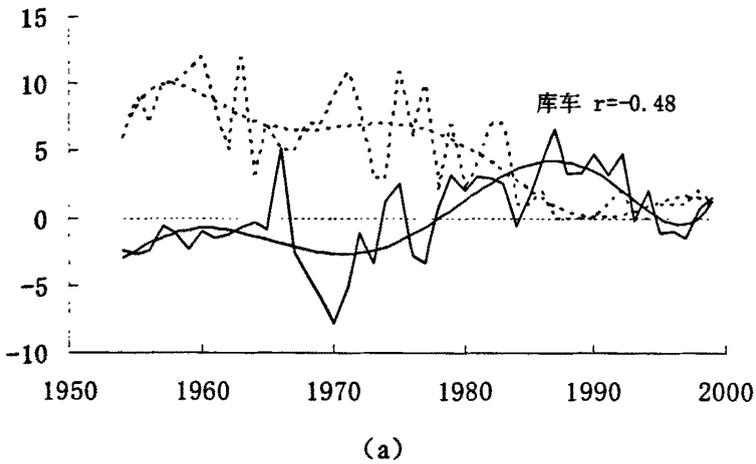


图 5.8 青藏高原 1 月地面感热 PC2(实线)与春季代表站沙尘暴日数(虚线)变化曲线

为说明这一问题，图 5.9a 给出 4 月青藏高原地面感热通量第一主分量与 4 月北半球 500hPa 高度场的相关系数。可以看出，蒙古国上空为负相关区，太平洋上空为正相关区。蒙古国上空的负相关区域说明当 4 月高原周边地区地面感热通量偏大，高原主体地面感热通量偏小时，蒙古气旋在此区域加强，且较常年偏强，导致该地区上升运动加强，容易产生沙尘暴。太平洋上空的正相关带则说明太平洋副高偏强，位置偏北。从这种正、负位势高度距平分布可以看出，大气环流经向度加大，冷空气频繁入侵我国北方，且强度强，风卷起裸露地表沙尘，造成沙尘暴天气。由于我国北方年沙尘暴第一主分量全区为正，利用我国北方年沙尘暴日数与 4 月北半球 500hPa 高度场进行相关分析（图 5.9b）。可以发现，当我国年沙尘暴较多时，500hPa 高度场同样维持着低压强而大槽浅的形式。通过比较发现，两张图十分相象。这可以较好的说明中国北方沙尘暴确实对青藏高原下垫面加热场有非常敏感的反应。

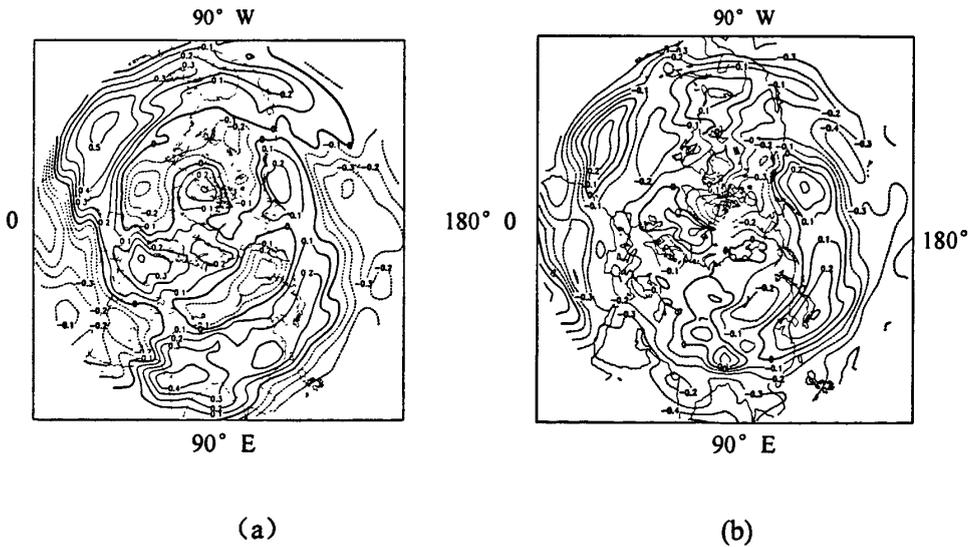


图 5.9 4 月青藏高原地面感热通量第一主分量(a)和中国北方年沙尘暴日数第一主分量(b)分别与 4 月北半球 500hPa 高度场的相关系数

5.3 高原冬季地-气温差

地-气温差 ($T_s - T_a$) 可以用来计算地表感热通量, 它的正负和变化趋势基本上反映了地表感热通量的变化特征。范丽军等 (2002a) 研究了敦煌戈壁感热通量的年变化特征, 指出敦煌戈壁地表热通量主要以感热输送为主, 地-气温差对感热通量的贡献是主要的, 可以近似地用地-气温差反映地表感热通量的变化特征 (范丽军, 2002b)。沙尘暴是一种危害极大的灾害性天气 (卢琦, 2000; 卢琦, 2001; 苏永红, 2004)。风沙埋没了村社, 袭击了城市, 人民的生命财产受到极大危害 (叶晓江, 2004)。沙尘暴是一个流动的大气污染源, 它使所经之处的大气颗粒物污染明显加重。李栋梁等 (2003)、钟海玲等 (2004) 曾分别研究了沙尘暴对青藏高原 (下称高原) 冬春季地面感热的响应, 所用高原地面感热资料为 NCEP / NCAR 再分析资料, 其资料具有一定的偏差。魏丽等 (2003) 对 NCEP / NCAR 再分析资料进行误差分析和对比检验时指出, 在高原地区气温和地表温度虽基本能反映实际年变化特征, 但其数值系统性偏低, 这就造成地表感热通量系统性偏低。为了提高对沙尘暴预测的时效, 本节将对冬季实测高原地-气温差的时空分布、异常特性及其对春季北方沙尘暴的影响做较系统的研究, 为沙尘暴的预测及高原陆-气相互作用的数值模拟研究提供部分依据。

5.3.1 高原冬季地-气温差的气候特征及其时空异常

图 5.10 给出利用实测 0cm 地温、地面气温资料计算的 1981~2000 年 20a 高原地区 (79.77°E~104.08°E, 27.64°N~40.27°N) 冬季 (12 月~2 月) 平均的地-气温差 (图 5.10a) 及其标准差 (图 5.10b)。可以看出, 冬季高原主体地-气温差以正值为主, 最大正值中心在西藏东南部的林芝 (94.33°E, 29.67°N), 其值达 3.7°C。高原东南部的这一正值区域沿 93°E 有一条暖舌向北延伸至祁连山西部。还有一个正值区在青藏高原中部, 中心位于五道梁 (93.08°E, 35.22°N)。而高原西北部柴达木盆地东部的干旱区地-气温差为负, 负中心在柴达木盆地的诺木洪 (96.42°E, 36.43°N), 其值为 -1.5°C。另外, 横断山区有弱的负值区。地-气温差标准差西部大东部小, 最大值中心在改则 (84.42°E 32.15°N) 为 1.8°C (图 5.10b)。表明高原西部地-气温差的年际变化较大, 稳定性差。

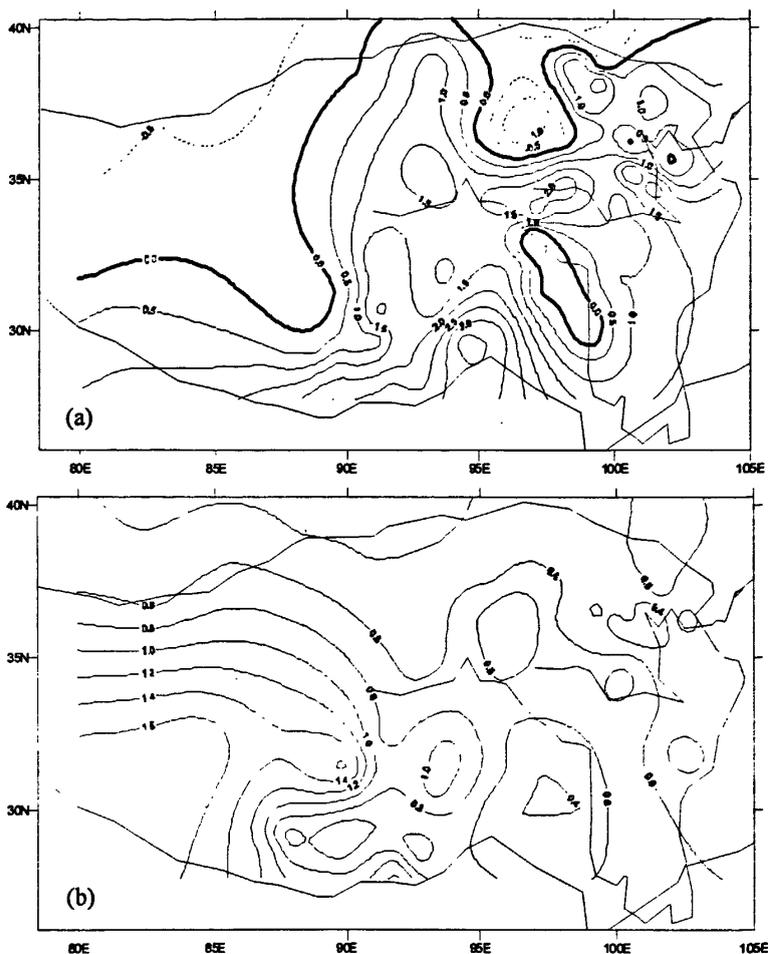


图 5.10 高原地-气温差多年平均值 (a) 及标准差 (b)

由地面感热通量的计算式(吴国雄, 1995)可知, 影响地面感热通量的主要因素有: C_d 系数, 风速, 空气密度, 及地-气温差。其前几项数值均为正, 数值的大小影响到地面感热通量的强弱, 但最后一项(地-气温差), 其值不仅有大有小, 还可正可负, 既决定了地面感热源分量的冷、热源属性, 也决定了它的强度。这是地-气温差在地面感热源中的重要性。由图 5.10a 可知, 冬季高原地面感热大部分地区为正。感热源中心在西藏东南部的林芝, 并由此向北扩展至祁连山西部。地面感热源的次中心在黄河上游和祁连山区。冬季高原地面感热的最大负中心在青海东部, 范围较小, 主要位于极端干旱地区。这与李栋梁等(LI Dongliang, 2001; 李栋梁, 2003)计算的冬季地面加热场强度及感热通量的结果非常相似。

为了研究高原地-气温差异异常的时空变化,对1981~2000年历年冬季(12~2月)的平均地-气温差进行EOF分解,前2个载荷向量场的方差占总体方差贡献的33%。图5.11a给出其第1模态(EOF1),它主要反映了地-气温差异异常变化中的南负(正)北正(负)的南北反向特征。载荷向量零线在35°N附近其绝对值在0.4以上,三个负值中心分别在五道梁(93.08°E, 35.22°N)、野牛沟(99.58°E, 38.42°N)和久治(101.48°E, 33.43°N),其值分别为-0.69、-0.62和-0.83;正值中心在诺木洪(96.42°E, 36.43°N),其值为0.61;藏南谷地也有两个小范围弱的正值。第一载荷向量反映了青藏高原主体与其周边低海拔地区冬季地-气温差的差异。零等值线清楚地勾画出高原冬季地-气温差异异常的空间差异的分界线。冬季高原北部盛行干冷的偏北气流,冷空气的年际变化较大。当北方冷空气特别强时,可通过三条路径影响高原:一条是从乌孜别里山口进入南疆盆地的冷空气,沿喀喇昆仑山东侧(新-藏公路)南下影响到高原西部的狮泉河;第二条路径是冷空气从塔里木盆地进入柴达木盆地;第三条路径是冷空气沿高原东北侧南下沿湟-黄河谷倒灌进入青海东部。当北方冷空气特别弱时,由于西风槽的影响,高原降水偏多。前者冷空气偏强,气温低,地面感热源分量可能会异常偏强;而后者则由于冷空气弱,气温偏高,地面感热源分量则可能异常偏弱,1982~1983年冬季类似于这种情况。高原南侧是孟加拉湾的暖湿气流,可沿藏南谷地北上进入高原南部影响到该地区的气温变化,但冬季的势力比较弱,影响范围通常不大。

地-气温差第二模态(EOF2)图5.11b,昆仑山脉以北、柴达木盆地、河西走廊及海拔较低的雅鲁藏布江大拐弯处载荷向量为负,其绝对值在0.3以上;祁连山脉、青海南山、念青唐古拉山、冈底斯山东端载荷向量为正,反映的是青藏高原高山与其盆地、河谷及低洼地区在地-气温差上的差异。

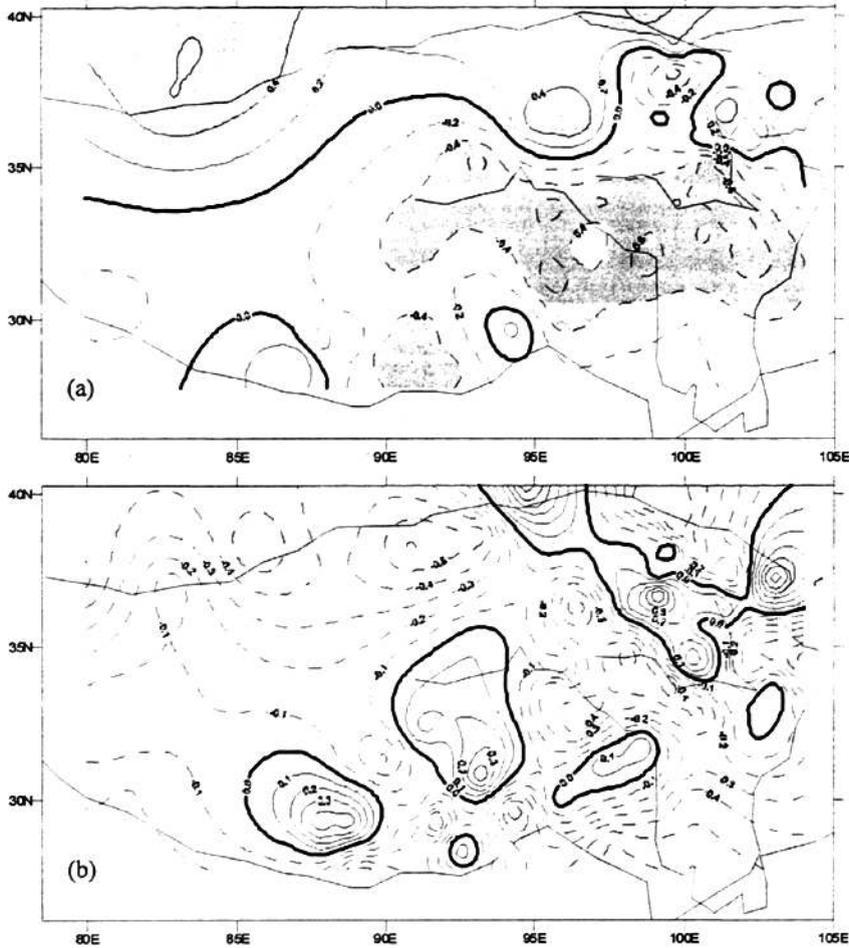


图 5.11 青藏高原地-气温差第一载荷向量 (EOF1) (a), 第二载荷向量 (EOF2) (b)

高原冬季地-气温差经 EOF 分解后的第一主分量 (图 5.12a) 在近 20a 的演变中呈明显的下降趋势, 因高原主体第一载荷向量为负, 这反映出高原主体冬季地-气温差在近 20a 明显地增大, 高原北部则相反, 地-气温差呈减小趋势。1981~1990 年的 10a 中仅有 1983 年主分量为负, 即前 10a 高原主体冬季地-气温差 (除 1983 年外) 相对较小, 地面感热源相对较弱; 1991~2000 年的 10a 中 1991、1993 和 1994 年主分量为正, 其余均为负。即后 10a 高原主体冬季地-气温差 (除 1991、1993、1994 年外) 相对较大, 地面感热源相对较强。线性趋势线于 1990 年过 0 线, 即说明青藏高原冬季地-气温差在 1990 年前后出现由小到大的转折。与此相反, 高原周边海拔较低处冬季地-气温差在 1990 年以前相对比较强, 自 1991 年以后有 7a 相对较弱。从图 5.12b 可以看出, 青藏高原冬季地-气温差第二主分量从 1990 至 1991 年出现由负到正的转折, 由于其 EOF 第二模态 (图 5.12b) 在

昆仑山脉以北、柴达木盆地、河西走廊及海拔较低的雅鲁藏布江大拐弯处载荷向量为负值，对应上述地区冬季地-气温差在 1990 年以前相对比较大，自 1991 年以后的 10a 为相对弱的时期。与此相反，祁连山脉、青海南山、念青唐古拉山、冈底斯山东端载荷向量为正，对应冬季地-气温差在 1990 年以前相对比较弱，自 1990 年以后的 10a 为相对强的时期。这与文献（李栋梁，2003）高原冬季地面感热通量的时间系数变化趋势也是一致的。

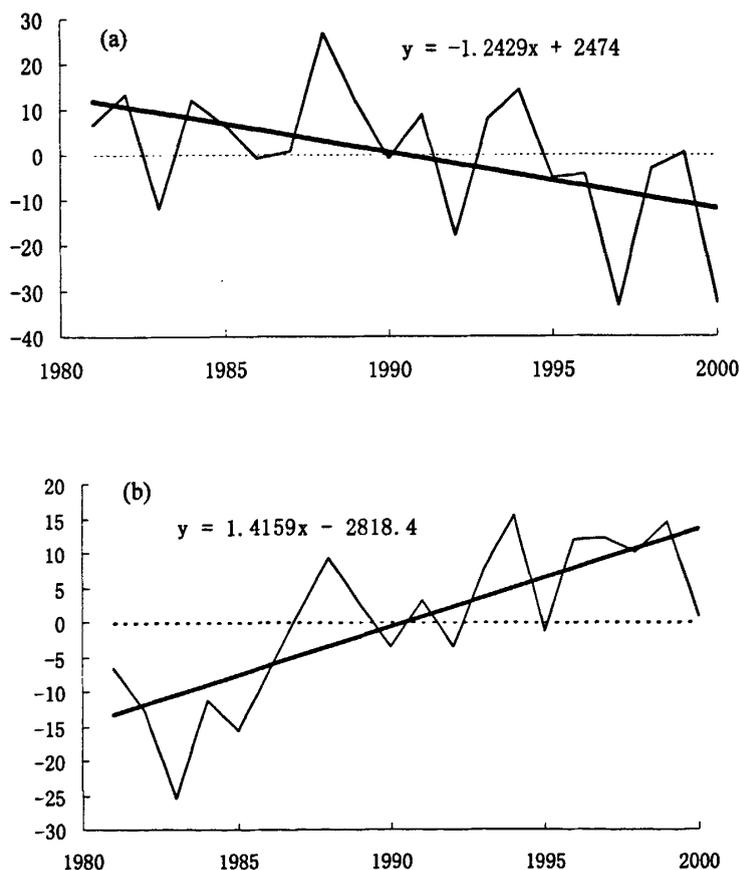
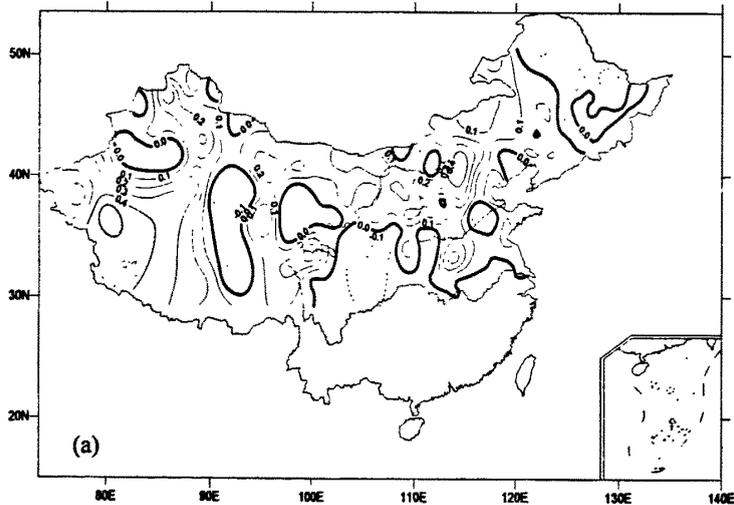


图 5.12 青藏高原地-气温差第一 (a)、第二 (b) 主分量

5.3.2 高原冬季地-气温差对中国北方春季沙尘暴的影响

为了分析青藏高原冬季地-气温差异常对中国北方其后春季沙尘暴的影响，图 5.13 给出高原冬季地-气温差第一 (a)、第二 (b) 主分量与中国北方其后春

季沙尘暴日数的相关系数。从图 5.13a 可以看出, 总体以正相关为主, 但相关显著区较小, 分别位于南疆南部和华北中部。表明当青藏高原冬季地-气温差距平呈 EOF 第一模态结构时, 即当高原主体地-气温差增强, 高原北部及周边海拔较低处地-气温差减弱时, 中国北方的上述地区沙尘暴日数减少, 反之亦然。青藏高原冬季地-气温差第二主分量与北方春季沙尘暴呈较显著的负相关, 相关显著区明显较第一模态时大, 分别位于北疆北部、南疆中部、阿拉善高原、河西走廊及河套地区。由于青藏高原冬季地-气温差第二载荷向量在昆仑山脉以北、柴达木盆地、河西走廊及海拔较低的雅鲁藏布江大拐弯处载荷向量为负值(图 5.11b), 且第二载荷向量与实际高原地-气温差为负相关。因此, 当其第二主分量与沙尘暴日数为负相关时, 则反应实际高原地-气温差与沙尘暴日数为正相关, 即昆仑山脉以北、柴达木盆地及海拔较低的雅鲁藏布江大拐弯处地-气温差越大, 北疆、南疆盆地、阿拉善高原、河西走廊及河套地区沙尘暴发生日数越多, 反之上述地区沙尘暴越少。



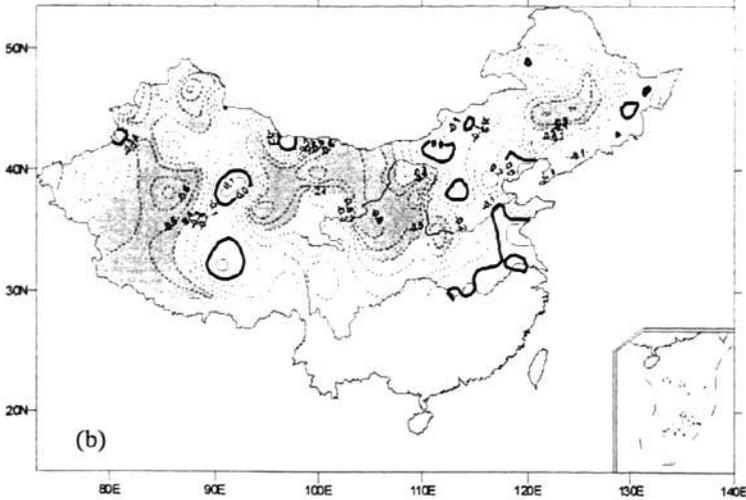


图 5.13 青藏高原地-气温差第一主分量 (a)、第二主分量 (b) 与中国北方春季沙尘暴日数的相关系数(阴影部分通过 0.05 的信度检验)

为了进一步说明青藏高原冬季地-气温差与后期春季沙尘暴的关系，根据图 5.13b 反映的冬季地-气温差与春季沙尘暴相关系数高值区，青藏高原冬季地-气温差选取了高原南部的林芝及高原北部的诺木洪作为代表站，春季沙尘暴选取了新疆的且末（85.55°E, 38.15°N）与和田（94.9°E, 36.42°N）作为代表站，用以研究青藏高原冬季地-气温差与春季沙尘暴的关系。图 5.14 给出代表站冬季地-气温差与春季沙尘暴日数的逐年变化曲线。可以看出，其历史拟合率均很好，青藏高原南部林芝站的地气温差与南疆盆地且末站的沙尘暴 43 年相关系数高达 0.6224；高原北部诺木洪站的地气温差与南疆盆地和田站的沙尘暴 28 年相关系数为 0.7558。特别是经过滑动平均的变化趋势更是一致的。这说明高原热力作用对中国北方沙尘暴有非常重要的影响，这种影响可能是通过大气环流来实现的（郑新江，2001）。

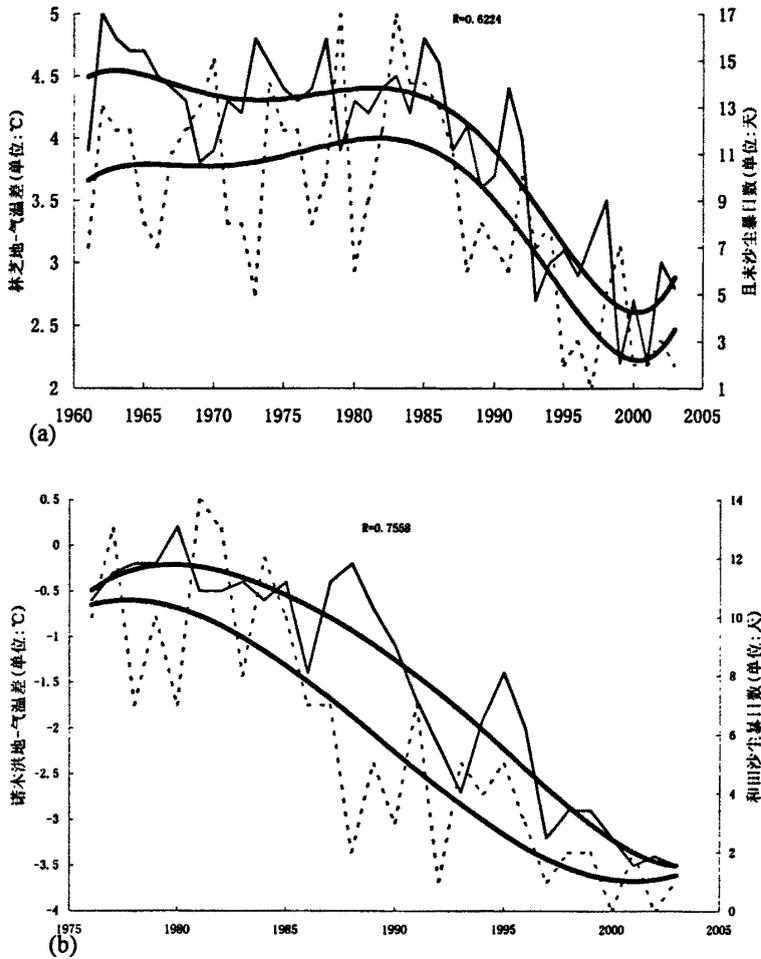


图 5.14 青藏高原部分代表站冬季地-气温差（虚线）与部分代表站春季沙尘暴日数（实线）
(a. 林芝与且末,b. 诺木洪和田)

5.3.3 高原冬季地-气温差异常年 500hPa 位势高度场的差异

以上分析可知，高原冬季地-气温差主要是通过其第二空间异常模态对中国北方春季沙尘暴产生影响的。为了分析高原冬季地-气温差是怎样通过大气环流影响中国北方后期沙尘暴的？根据图 5.12b 选取 1994、1996、1997、1998、1999 年是近 20 年来地-气温差最大的 5 年，而 1982、1983、1984、1985、1986 年是地-气温差最小的 5 年。我们利用 NCEP/NCAR $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 月平均的全球再分析资料分析上述地-气温差大年和小年的环流差异，并作了两组样本平均值差异的统计显著性检验。发现地-气温差的大年、小年与常年有显著差异，并把通过显著

性水平为 0.01 的区域用阴影部分表示出来。图 5.15 为高原冬季地-气温差大年、小年对应的 500hPa 位势高度的距平合成图。从图 5.15a 可以看出，在地-气温差大年，北半球冬季 500hPa 距平场以正距平为主，三个正距平中心分别位于北冰洋、冰岛和鄂霍次克海，其值分别为 +120gpm、+130 gpm 和 +110 gpm。两个负距平中心，主要负距平中心位于爱尔兰西部，其值为 -80gpm，新西伯利亚以及 20N°附近都是弱的负距平中心。从贝加尔湖往东到鄂霍次克海的负距平区则说明东亚大槽位置偏东、槽变浅。我国北方上空的正距平区域则说明蒙古气旋在此区域减弱，且较常年偏弱。青藏高原—新疆脊异常偏强，亚洲大陆中高纬度高度场较常年偏高，阻挡了极地冷空气南下，使风速减小。地-气温差偏大年正、负位势高度距平分布说明，地-气温差偏大年极地冷空气势力偏弱，大气环流经向度减小，中纬度以纬向环流为主，冷空气入侵我国北方的次数较正常年少，我国北方沙尘暴减少。

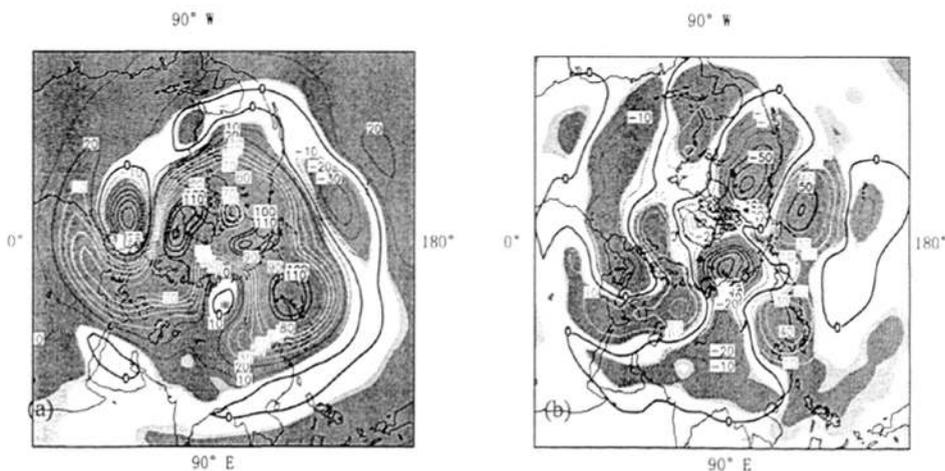


图 5.15 青藏高原地-气温差偏大 (a)、偏小年(b)冬季
500 hPa 位势高度距平合成图

冬季地-气温差偏小年 (图 5.15b)，北半球冬季 500hPa 位势高度距平场分布与偏大年有明显差异。偏小年欧亚有一个负距平中心，两个正距平中心。负距平中心呈偶极子型，一个中心较强，一个中心较弱。弱中心在新西伯利亚附近 (中心为 -20gpm)，强中心在新地岛以东 (中心为 -70gpm)。两个正距平中心分别位于我国东北到日本海 (中心为 +40gpm) 和乌拉尔山西南端 (中心为 +30gpm)。

乌拉尔山一带的正距平表明在地-气温差偏小年, 乌拉尔山脊强度比常年偏强, 并且高压脊维持时间长。从我国北方上空的负距平说明东亚大槽位置偏西且加深; 蒙古气旋在此区域加强, 且较常年偏强。青藏高原—新疆脊偏弱, 亚洲大陆中高纬度高度场较常年偏低, 冷空气频繁南下, 风速加大。地-气温差偏小年这种正、负位势高度距平分布可以看出, 大气环流经向度加大, 冷空气频繁入侵我国北方, 且强度强, 风卷起裸露地表沙尘, 造成沙尘暴天气增多。另外乌拉尔山到东西伯利亚北部有稳定的高压脊, 与常年同期相比东亚大槽与乌拉尔山脊强度偏强, 位置偏西。长波槽脊的这种分布, 使冷空气经常从新地岛一带沿乌拉尔山脊前偏北气流向东南移动, 影响中国北方; 又由于新疆西部存在较稳定的浅脊, 使冷空气大以西北路径和北方路径入侵我国, 造成沙尘暴入侵我国西北地区。

总之, 地-气温差偏大年东亚大槽位置东移且较弱, 大气环流经向度减小; 地-气温差偏小年东亚大槽位置偏西且加深, 蒙古气旋加强, 里海至乌拉尔山脊加强, 欧亚区域大气运动的经向度加大, 冷空气频繁入侵我国北方。

5.4 中国北方沙尘暴对青藏高原地面加热场强度的异常响应

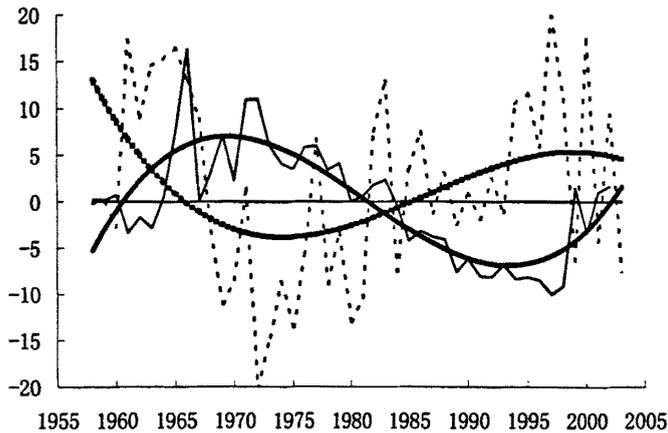
青藏高原地面加热场强度异常对中国北方地区沙尘暴日数有明显影响。徐国昌(1990)、李栋梁(1990)等在计算青藏高原60站地面加热场强度的基础上, 利用EOF选出日喀则(88°53'E, 29°15'N, 3837m)和玉树(97°01'E, 33°01'N, 3682.2m)两个代表站, 建立了青藏高原地面加热场强度指数, 即

$$(B-H) = A + B(T_s - T_a)_B + C(T_s - T_a)_Y - \overline{M} \quad (4)$$

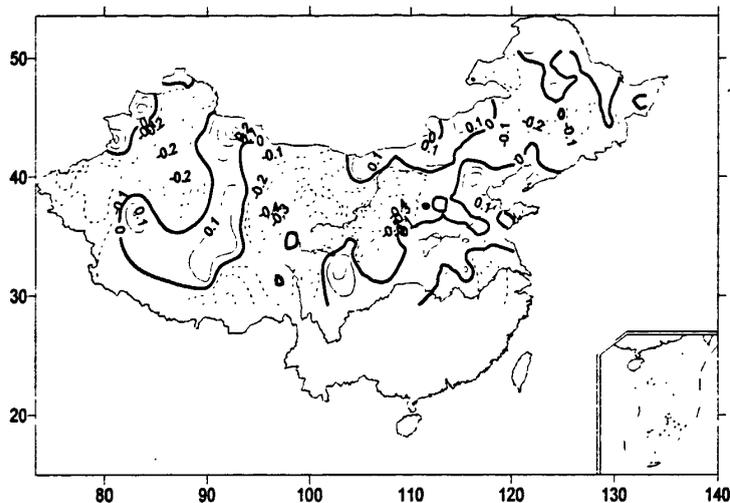
式中 $(T_s - T_a)_B$ 和 $(T_s - T_a)_Y$ 分别为日喀则和玉树月平均地面(0cm)温度与百叶箱温度之差(单位: °C), $(B-H)$ 为青藏高原地面加热场强度指数, 单位 $\text{kw} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$; A, B, C 为系数; \overline{M} 为两站地面加热场强度气候平均值。李栋梁(2006)已给出了1958—2006年历年各月资料。青藏高原地面加热场强度指数在研究青藏高原地面热力作用时被使用(黄仪芳, 2003; Li Dongliang, 2001)。图5.16a给出青藏高原年平均地面加热场强度指数 $(B-H)$ (虚线, 下同) 与中国北方沙尘暴总日数(实线, 下同)经EOF分解后第一主分量(SDSD-PC1), 二者具有

非常好的反相关对应关系（相关系数为-0.429， $\alpha_{0.01}=0.393$ ）。1960年代高原地面加热场强度由强变弱的递减过程对应中国北方沙尘暴由少到多的增强过程；1970年代高原地面加热场强度最弱，对应着中国北方沙尘暴的频发期。自1970年代中期开始，高原地面加热场强度由弱变强，到1990年代后期达到最强；中国北方沙尘暴从1970年代中期的频发期开始逐渐减少，到1990年代后期达到最少。本世纪初高原地面加热场强度又出现了由强向弱的转变，引起了中国北方沙尘暴的增加。

从青藏高原年平均地面加热场强度与次年中国北方沙尘暴总日数的相关系数（图 5.16b）可以看出，当前一年青藏高原地面加热场强度异常偏强（弱）时，次年中国北方大部分地区沙尘暴偏少（多）。偏少（多）中心在新疆中西部、河西到河套。1980年代以来青藏高原地面加热场强度总体呈增强趋势，中国北方沙尘暴总体处于减少趋势。但自1998年以后，青藏高原地面加热场强度出现转折，表现为减弱趋势，与其对应的是本世纪初中国北方沙尘暴的增多现象。



(a)



(b)

图 5.16 年平均青藏高原地面加热场强度指数 (B-H, 虚线) 与中国北方沙尘暴日数 (SDSD, 实线) (a. B-H 与 SDSD-PC1; b. B-H 与 SDSD 的相关系数)

不同时段青藏高原地面加热场强度对不同地区沙尘暴的影响可能有所不同。图 5.17 分别给出代表华北地区的内蒙古锡林浩特 ($116^{\circ}04'E, 43^{\circ}57'N$, 图 5.17a), 西北东部的甘肃景泰 ($104^{\circ}03'E, 37^{\circ}11'N$, 图 5.17b) 和西北西部的新疆库车 ($82^{\circ}57'E, 41^{\circ}43'N$, 图 5.17c) 3 年滑动平均的年沙尘暴日数与前期青藏高原地面加热场强度指数的变化曲线。当冬季青藏高原地面加热场强度增强(减弱)时, 有利于中国北方沙尘暴的增加(减少), 反之亦然; 而当春季青藏高原地面加热场强度增强(减弱)时, 有利于中国北方沙尘暴的减少(增加)。沙尘暴的变化在位相上比青藏高原地面加热场强度落后 1—3 个月, 代表站的相关系数可达 0.6—0.7。这无论是从青藏高原地面加热场强度影响沙尘暴的物理过程, 还是对沙尘暴的气候预测是很有意义的。

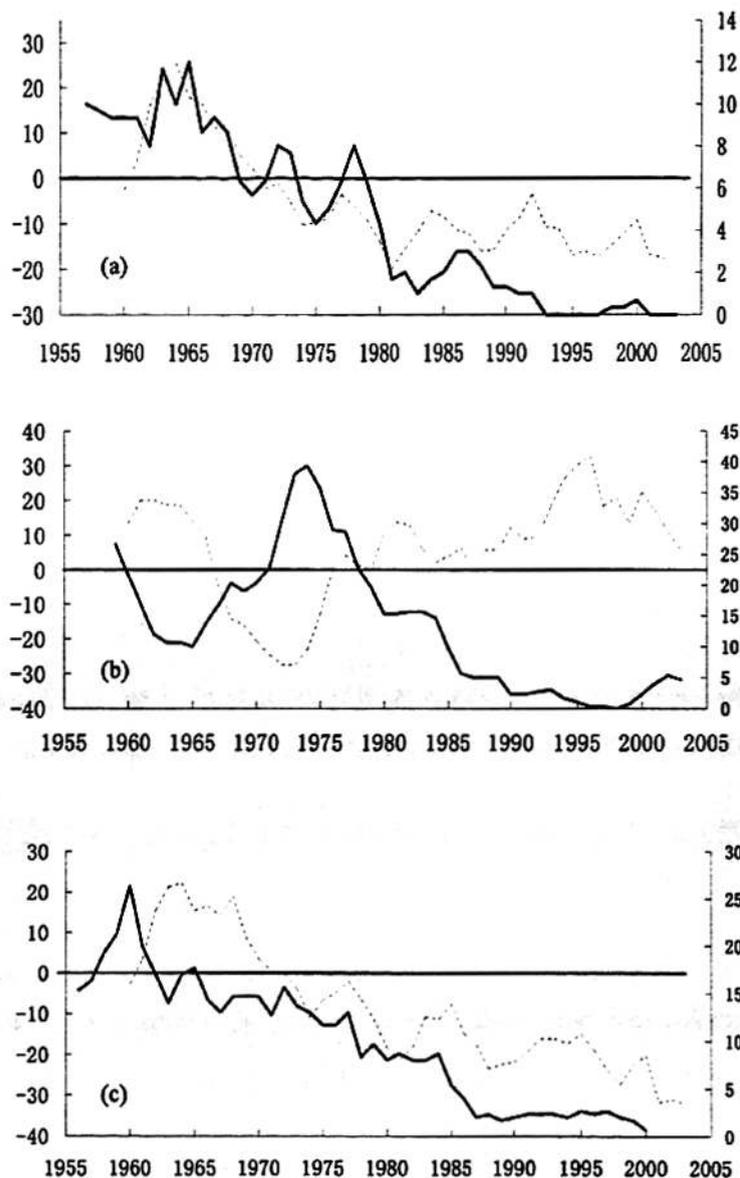


图 5.17 不同季节青藏高原地面加热场强度(虚线)与不同地区代表站年沙尘暴日数(实线)的历史演变曲线 (a. 冬季 B-H、锡林浩特; b. 春季 B-H、景泰; c. 1 月 B-H、库车)

5.5 太阳黑子周期长度变化及其各因子间的关系

诊断分析和数值试验表明 (LI, et al. 2001, 李栋梁等, 2003), 青藏高原地面加热场对北半球大气环流和中国区域气候有影响。是什么原因引起青藏高原地面加热场强度的变化? 图 5.18 给出年平均青藏高原地面加热场强度指数 (B-H)

与太阳黑子周期长度 (SCL) 的 10 年滑动平均变化曲线。1950 年代 (实际从 1940 年代初开始) SCL 处于变长趋势, 即太阳活动减弱, 到 1976 年达到近 60a 来的最长 12a (太阳活动最弱)。与此相反, B-H 从有资料的 1950 年代末的最强逐渐减弱, 到 1981 年达到近 50 年的最弱; 此后, 太阳活动开始加强, 即 SCL 开始变短, 1996 年为近 60a 来的最短 9.3a (太阳活动最强)。与其对应的是 B-H 从 1980 年代初开始加强, 到 1997 年达到近 50 年的最强。1997 年太阳活动又一次开始减弱, 即 SCL 开始变长, 预计 SCL 下一个极大值出现在 2030 年前后 (LI Dongliang 等, 2004)。根据近 50a 的资料分析, B-H 的谷、峰值出现时间比 SCL 的峰、谷值出现时间落后 1—4a, 预计未来 20—30a 高原地面加热场强度将出现减弱趋势。根据李栋梁等 (1990) 的研究结果, 高原地面加热场强度偏弱时, 春季新疆高压脊强, 东亚大槽加深, 偏北气流加强, 西北地区易发生春旱, 春季干旱自然易发生沙尘暴。综合分析以上各因子间的关系及影响, 可以建立沙尘暴的如下预测概念模型: 即太阳活动减弱 (SCL 变长) / 增强 (SCL 变短) — 气候变冷 / 变暖 — 青藏高原地面加热场强度减弱 / 增强 — 西风急流轴偏南 / 偏北 — 蒙古气旋加强 / 减弱 — 沙尘源区降水量的减少 / 增加 — 沙尘暴增加 / 减少。综合考虑我国北方沙漠化土地的发展趋势 (李栋梁等, 2007), 结合以上模型可以预测: 中国北方沙尘暴将进入新一轮的相对活跃期。

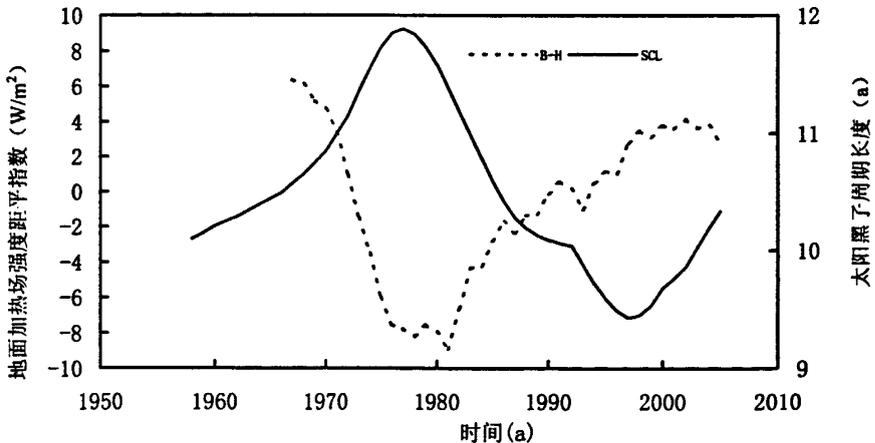


图 5.18 10 年滑动平均的青藏高原地面加热场强度指数 (虚线)

与太阳黑子周期长度 (实线)

5.6 小结

(1) 我国北方春季沙尘暴存在东西反位相差异，这不仅与影响我国北方的冷空气路径有关，还与青藏高原冬季地面感热的异常密切相关。当冬季地面感热通量呈 EOF1 模态时，即当高原主体地面感热通量增强时，有利于中国西部地区沙尘暴日数增加，东部地区减少，反之亦然。

(2) 当青藏高原春季地面感热通量距平呈 EOF 第一模态距平结构，即当高原主体地面感热通量增强时，中国北方的西北、华北及东北东部沙尘暴日数减少，当喜马拉雅山脉和昆仑山脉春季地面感热通量增强时，西北、华北及东北东部沙尘暴日数增加，反之亦然。

(3) 青藏高原地-气温差在空间上存在两个明显特征：一是南北反位向特征；二是昆仑山脉以北、柴达木盆地、河西走廊及雅鲁藏布江大拐弯处等海拔较低处与昆仑山脉以南海拔较高处反位向特征。

(4) 青藏高原冬季地-气温差对其后春季沙尘暴存在着显著影响，冬季青藏高原地-气温差呈 EOF1 模态时，即当高原主体地-气温差增强，高原北部及周边海拔较低处地-气温差减弱时，有利于春季西北、华北沙尘暴减少，反之亦然；冬季青藏高原地-气温差呈 EOF2 模态时，当昆仑山脉以北、柴达木盆地、河西走廊及海拔较低的雅鲁藏布江大拐弯处地-气温差变大，则中国北方春季沙尘暴日数较常年明显增加，反之亦然。

(5) 高原主体地-气温差偏大年大气环流的经向度减小，东亚大槽位置偏东且变浅，蒙古气旋减弱；高原主体地-气温差偏小年则反之。高纬冷空气向南爆发是导致沙尘暴天气的重要因素。

(6) 1990 年代末到本世纪初太阳黑子周期长度开始变长，表明新一轮的太阳活动弱期开始，气候变暖速率将比 1990 年代减缓，青藏高原地面加热场强度转向减弱趋势，蒙古气旋逐渐加强。

参考文献:

- LI Dongliang, JI Guoliang & LU Lanzhi, The impact of the Tibetan Plateau surface heating field intensity on the Northern Hemispherical general circulations and weather and the climate of China, *Science in China (Series D)*, 2001, Vol.44 supp, 390-399.
- LI Dongliang, GUO Hui, WANG Wen, Effects of sunspot cycle length and CO₂ on air temperature along Qinghai-Xizang railway and air temperature's trend prediction, *Science in China (Series D)*, 2004, Vol.47 (supp.): 131-141.
- 范丽军, 韦志刚, 董文杰等, 西北干旱区地表辐射特性的初步研究[J]. *高原气象*, 2002a, 21(3): 309 - 314.
- 范丽军, 韦志刚, 董文杰等. 西北干旱区地-气温差的时空特征分析[J], *高原气象*, 2002b, 23(3): 360-367.
- 范丽军, 西北干旱区地-气温差的时空特征及其对中国夏季降水的影响[D]. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所(硕士学位论文), 2002. 20-38.
- 冯松、王冬梅, “青藏高原是我国气候变化启动区”的新证据, *科学通报*, 1998, 43(6), 633-636.
- 黄嘉佑, *气象统计分析与预报方法*[M], 北京: 气象出版社, 1990. 182 - 187.
- 黄仪芳, 李跃清, 冬季青藏高原地面加热与春季川俞地区气温关系的分析, *高原气象*, 2003, 22(增刊), 32-39.
- 季国良, 蒲明, 席蕴玉, 1983年夏季青藏高原地区的地面和大气加热场, *高原气象*, 1986, 5(2), 16-21.
- 季国良, 徐荣星, 青藏高原西部冬季地表净辐射与中国降水的关系,, *高原气象*, 1990, 9(1), 22-31.
- 季国良, 姚兰昌, 袁福茂等, 1982年冬季青藏高原地面和大气加热场特征, *中国科学(B)辑*, 1986, 16(2), 214-224.
- 瞿章, 王可丽, 1982年8月—1983年7月青藏高原及其邻近地区的环流和天气,

- 高原气象, 1985, 4 (4), 21—35,
- 李存强、汤懋苍, 近三十年来青藏高原及其周围地区气候变化, 高原气象, 1986, 5 (4), 332-341.
- 李栋梁, 陈丽萍, 青藏高原地面加热场强度与东亚环流及西北初夏旱的关系, 应用气象学报, 1990, 1(4): 383~391
- 李栋梁, 李维京, 魏丽等, 青藏高原地面感热及其异常的诊断分析, 气候与环境研究, 2003, 8(1): 71—80.
- 李栋梁, 魏丽, 李维京, 青藏高原地面感热对北半球大气环流和中国气候异常的影响, 气候和环境研究, 2003, 8 (1), 60-70.
- 李栋梁, 钟海玲, 魏丽等, 中国北方沙尘暴的气候特征及其对春季青藏高原地面感热异常的响应[J]高原气象, 2003, 22 (4): 337-345.
- 李栋梁, 钟海玲, 我国沙尘暴的气候成因及未来发展趋势, 中国环境科学, 2007, 27(1), 14-18.
- 卢琦, 《中国沙情》, 北京: 开明出版社, 2000, ISBN 7-80133-510-4.
- 卢琦、杨有林, 《全球沙尘暴警世录》, 北京: 中国环境科学出版社, 2001, ISBN 7-80163-055-6.
- 苗曼倩, 季劲钧, 不同地表面曳力系数的研究, 第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展 (一), 气象出版社, 1999 年 6 月第一版, 1999, 9-14.
- 苏永红, 冯起, 吕世华, 额济纳生态环境退化及成因分析, 高原气象, 2004, 23 (2), 264-270.
- 汤懋苍、李存强、张建, 青藏高原及其四周的近代气候变化, 高原气象, 1988, 7 (1), 39-49.
- 汤懋苍、钟大赟、李文华, 雅鲁藏布江“大峡弯”是地球“热点”的证据, 中国科学, 1998, 28 (5), 263-268.
- 陶诗言, 陈联寿, 徐祥德等, 第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展 (一),

- 气象出版社, 1999a.
- 陶诗言, 陈联寿, 徐祥德等, 第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展(二), 气象出版社, 1999b.
- 王涛, 陈广庭, 赵哈林等, 中国北方沙漠化过程及其防治研究的新进展—3, 沙漠化研究和防治的重点区域, 中国沙漠, 2006, 26(4), 507-516.
- 魏丽, 李栋梁, NCEP/NCAR再分析资料在青藏铁路沿线气候变化研究中的适用性, 高原气象, 2003, 22(5), 478-487.
- 魏丽, 李栋梁, 青藏高原地区NCEP新再分析地面感热通量资料的检验, 高原气象, 2003, 22(5), 478-487.
- 吴国雄, 刘辉, 《气候物理学》, 北京: 气象出版社, 1995, ISBN 7-5029-1917-1, 185.
- 徐国昌, 李栋梁, 陈丽萍, 青藏高原地面加热场强度的气候特征, 高原气象, 1990, 9(1): 32-43.
- 叶笃正, 高由禧等, 《青藏高原气象学》, 科学出版社, 1979.
- 叶晓江, 连之伟, 周湘江, 高大空间变动尘源污染治理方法, 环境科学与技术, 2004, 27(1): 77-79.
- 章基嘉等, 青藏高原气象学进展, 科学出版社, 1988.
- 赵昕奕, 林振耀, 青藏高原地区 50 年代至 90 年代初期气温降水变化特征研究, 《青藏高原形成演变、环境变迁与生态系统研究学术论文年刊》, 科学出版社, 1996, 226-234.
- 郑新江, 徐建芬, 罗敬宁等. 1998 年 4 月 14~ 15 日强沙尘暴过程分析[J]. 高原气象, 2001, 20(2): 180 - 185.
- 钟海玲, 李栋梁, 魏丽等, 中国北方沙尘暴的气候特征及其对春季青藏高原地面感热异常的响应[J]中国沙漠, 2004, 24(3): 323-329.

第六章 沙尘暴对大气环流异常的响应

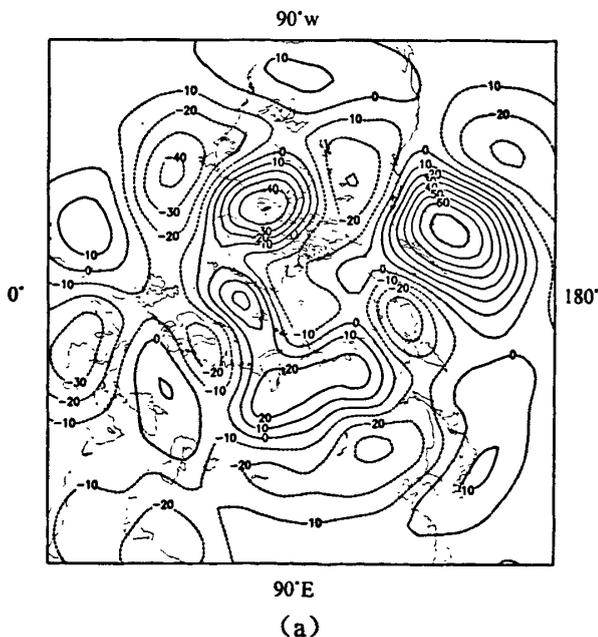
6.1 多、少沙尘暴年 500hPa 环流分析

6.1.1 500hPa 位势高度场

由于沙尘暴多发于春季，4月又是春季沙尘暴发生最多的月份，占春季沙尘暴日数的42%，因此以4月为例分析春季沙尘暴发生的大气环流背景是可行的。从图3.5可知，1966、1972、1976、1979年是近50年来沙尘暴发生最多的4年，而1994、1997、1998、1999年是沙尘暴发生最少的4年，所以我们利用NCEP/NCAR1959—1999年月平均的全球再分析资料（2.5×2.5，垂直17层），来分析上述沙尘暴多发年和少发年的环流，并对其作了两组样本平均值差异的显著性检验。发现沙尘暴的多发年、少发年与常年有显著差异，并把通过置信度为0.1的区域用阴影部分表示出来。图6.1为中国北方4月沙尘暴多年、少年对应的500hPa位势高度的距平成图。从多沙尘暴年合成的4月北半球500hPa距平场（图6.1a）来看，蒙古国上空高度场偏低，中心在贝加尔湖东部，范围波及到我国北疆、东北。在多沙尘暴年，北半球4月500hPa距平场在60°N以北存在一个正距平中心，两个负距平中心。正距平中心呈偶极子型，中心分别位于乌拉尔山东部和鄂霍次克海西北部，两者强度相当（中心值为+30dagpm）。较强的一个负距平中心位于白令海西部，其中心值为-40dagpm，较弱的一个负距平中心位于芬兰，中心值为-30dagpm。而中纬度从巴尔喀什湖西部往东到我国北方及日本海均为负距平，中心值为-30dagpm，地中海上空也有一负距平中心，中心值为-30dagpm。里海到黑海之间有一正距平，中心值为10dagpm。太平洋东岸也有一弱的正距平中心。乌拉尔山一带的正距平表明在沙尘暴的多发年，乌拉尔山脊强度比常年偏强，并且高压脊维持时间长。从巴尔喀什湖西部往东、贝加尔湖以南到我国北方及日本海的负距平区则说明东亚大槽位置偏西、槽加深。我国北方上空的负距平区域则说明蒙古气旋在此区域加强，且较常年偏强，导致该地区上升运动加强，容易产生沙尘暴。另外，太平洋地区为正距平带，说明太平洋副高偏强，位置偏北。从这种正、负位势高度距平分布可以看出，大气环流经

向度加大，冷空气频繁入侵我国北方，且强度强，风卷起裸露地表沙尘，造成沙尘暴天气。另外亚洲大陆东岸有稳定的冷槽，乌拉尔山到新疆西部和东西伯利亚北部有稳定的高压脊，与常年同期相比东亚大槽与乌拉尔山脊强度偏强，位置偏西。长波槽脊的这种分布，使冷空气经常由新地岛一带沿乌拉尔山脊前偏北气流向东南移动，影响中国北方；又由于新疆西部存在较稳定的浅脊，使冷空气多以西北路径和北方路径入侵我国，造成沙尘暴入侵我国西北地区。

春季中国北方沙尘暴天气偏少年，北半球4月500hPa位势高度距平场分布(图6.1b)与偏多年有明显差异。偏少年欧亚有两个负距平中心，两个正距平中心。两个负距平中心分别位于东西伯利亚海到鄂霍次克海(中心为-20dagpm)和乌拉尔山南部(中心为-30dagpm)，两个正距平中心分别位于贝加尔湖东南部(中心为+50dagpm)和里海与黑海之间(中心为+20dagpm)。乌拉尔山一带的负距平表明在沙尘暴少年，乌拉尔山脊偏弱，并且高压脊维持时间短。从我国北方到日本岛上空的正距平说明东亚大槽位置偏东且变浅。我国北方上空的正距平区域则说明蒙古气旋在此区域减弱，且较常年偏弱，导致该地区上升运动减弱，不易产生沙尘暴。青藏高原—新疆脊异常偏强，亚洲大陆中高纬度高度场较常年偏高，阻挡了极地冷空气南下，使风速减小。沙尘暴偏少年正、负位势高度距平分布说明，沙尘暴偏少年极地冷空气势力偏弱，大气环流经向度减小，中纬度以纬向环流为主，冷空气入侵我国北方的次数较正常年少。



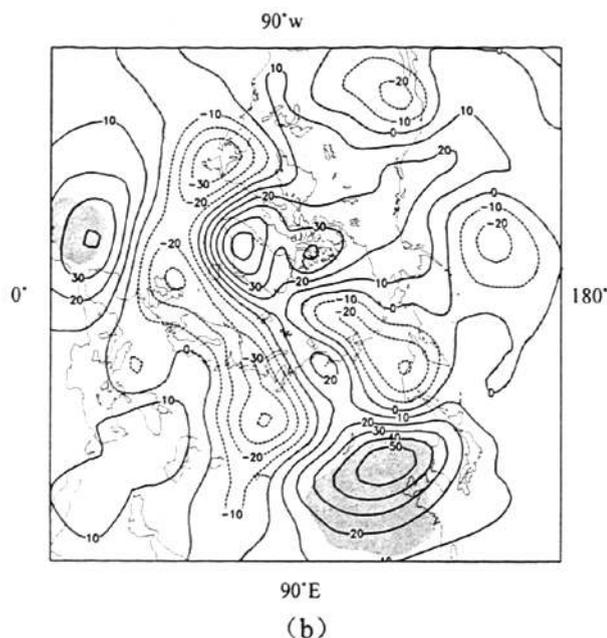


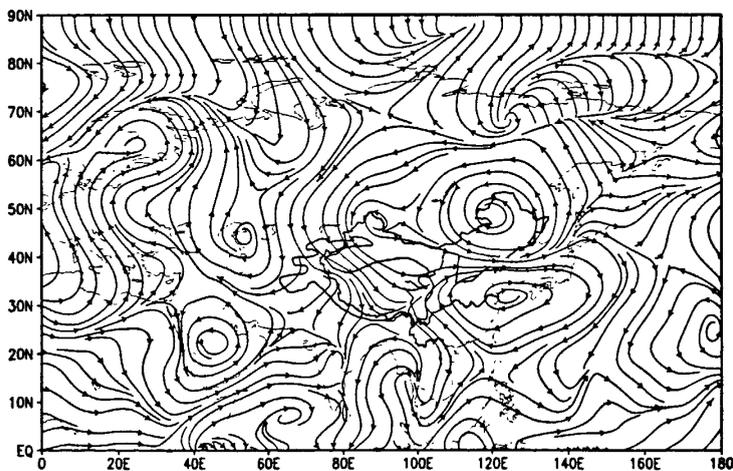
图 6.1 中国北方多沙尘暴年 (a)、少沙尘暴年(b)4 月 500hPa
位势高度距平合成图

总之，沙尘暴多发年蒙古气旋加强，东亚大槽位置偏西加深，里海至乌拉尔山脊加强，西太平洋副高偏北，欧亚区域大气运动的经向度加大，冷空气频繁入侵我国北方；少发年蒙古气旋减弱，东亚大槽位置东移且较弱，大气环流经向度减小。

6.1.2 500hPa 流场特征

中国北方沙尘暴多、少年欧亚区域 500hPa 流场也表现出了很大的差异。沙尘暴多发年 3 月 500hPa 流场距平合成图(图略)，在巴尔喀什湖北部已经有一气旋式距平环流雏形形成，但此雏形还在偏西偏北的位置，对我国北方还不能构成威胁，当此环流继续发展，4 月 500hPa 流场距平合成图（如图 6.2a）上已经发展成一成熟的气旋式距平环流，且位置已向东向南移动，中心已到了我国的东北地区的西部，但整个势力范围还在我国的北方上空。此气旋式差值环流流型，说明蒙古气旋在我国上空加强。在此同时，从乌拉尔山到里海有一反气旋式差值环流生成，还有一个原本在高原上空的反气旋式距平环流东移到了东海上空。4 月我国北方正处于气旋式差值环流之中，有两支西风距平气流在西北地区东部汇集，一支来自蒙古气旋底部的西风与西太平洋副高北侧的西风气流汇合一处，使我国北方西风加强，且其路经我国 9 大沙尘源区（古尔班通古特沙漠、塔克拉玛

干沙漠、库姆塔格沙漠、柴达木盆地沙漠、巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠、乌兰布和沙漠、库布齐沙漠、毛乌素沙地和浑善达克沙地)。沙尘暴天气多发年我国北方的正涡度距平也表明,在此经过的冷槽(冷涡)的次数多于正常年,且强度较正常年强,而冷槽在蒙古及我国北方加深时往往能诱生地面蒙古气旋的出现。这已经满足了起沙的两个条件,一是沙尘源,二是大风。郑新江等(2001)对1998年4月14—15日强沙尘暴过程分析研究表明,此次沙尘暴天气就发生在500hPa正涡度中心下方,蒙古低压是造成其沙尘暴天气的重要因素。而在中国北方沙尘暴天气少发年春季3月500hPa流场距平合成图(图略),亚欧距平环流特征与上述完全相反。新地岛东南部有一反气旋式距平环流雏形生成,里海以北为气旋式距平环流。新地岛东南部上空的反气旋式距平环流还在不断发展,至4月此环流已控制了整个中国北方,其中心在贝加尔湖东南部(图6.2b),此反气旋距平环流说明蒙古气旋在减弱。这表明沙尘暴少发年,冷空气入侵我国北方的次数大大减少,强度较正常年弱,即从乌拉尔山到我国北疆偏北气流减弱。通过对流场距平从3月到4月演变过程的研究,我们可以认为3月流场距平图可以预报4月的沙尘暴。



(a)

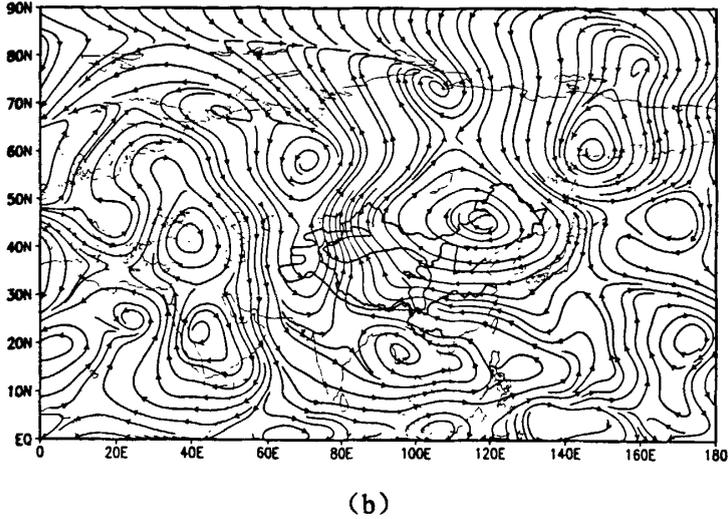


图 6.2 中国北方多沙尘暴年(a)、少沙尘暴年(b)4月 500hPa 流场距平合成图

6.2 多、少沙尘暴年西风急流的异常特征

东亚高空西风气流是影响中国天气气候变化的重要系统，春季其强度的变化，直接影响中国北方风沙天气的发生。为分析高空气流异常对中国北方沙尘暴天气的影响，我们给出了沙尘暴多发年、少发年 500hPa (图 6.3) 及 200hPa (图 6.4) 纬向风分量距平合成分布图。我国北方沙尘暴多发年 3 月 $35^{\circ}\text{N}-60^{\circ}\text{N}$, $70^{\circ}\text{E}-140^{\circ}\text{E}$ 的中高纬地区的 500hPa 纬向风为正距平，我国北方位于正距平区域之中 (图略)。发展到 4 月 (图 6.3a)，我国北方 30°N 以北 500hPa 纬向风以正距平为主，中心为 3 米/秒。这表明我国北方沙尘暴多发年，高空西风加强。在沙尘暴天气少发年 3 月 (图略)，我国 500hPa 纬向风分量在沙源区以负距平为主，在河套地区有一负距平中心，中心在朝鲜半岛，风速为 -2 米/秒。发展到 4 月 (图 6.3b) 时，全国 (除黑龙江、北疆北部) 都在负距平的控制之下。这说明沙尘暴少发年我国大陆上空西风是减弱的，而高纬西风是加强的。这与文献^[40]研究的结果是一致的。从图 6.3 可以发现沙尘暴多发年，西风急流区位置偏南经过我国 9 大沙尘源区，而沙尘暴少发年西风急流区位置偏北不经过我国这些沙尘源区。

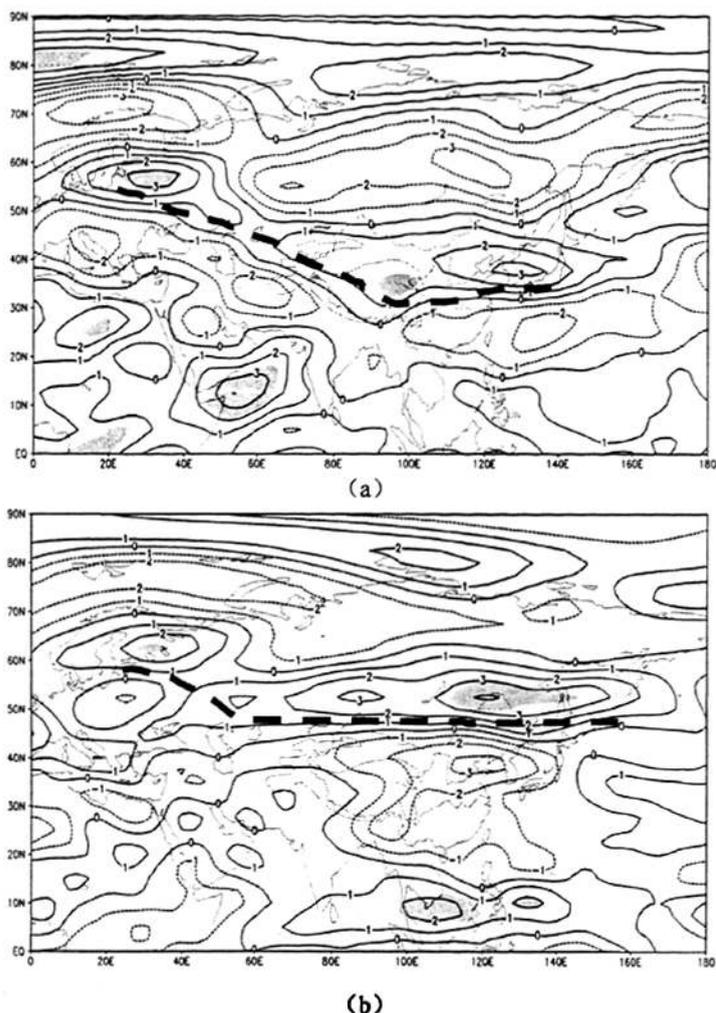


图 6.3 中国北方多沙尘暴年(a)、少沙尘暴年(b)4月500hPa纬向风分量距平

200hPa 纬向风距平图(图 6.4)分布与 500hPa 基本一致。我国北方沙尘暴多发年(图 6.4a),从巴尔喀什湖到我国西北、华北和东北为正距平区,整个西风急流轴横穿我国北方,贝加尔湖北部及 35°N 以南高空 200hPa 纬向风分量为负距平区。沙尘暴少发年(图 6.4b),我国大陆 $25^{\circ}\text{N}-50^{\circ}\text{N}$ 之间为负距平区, 50°N 以北出现正距平,说明我国北方境内西风减弱,而高纬西风加强。

比较以上多、少沙尘暴年纬向西风距平的分布特征,可以知道,高空西风急流加强是造成沙尘暴天气的又一重要因素。

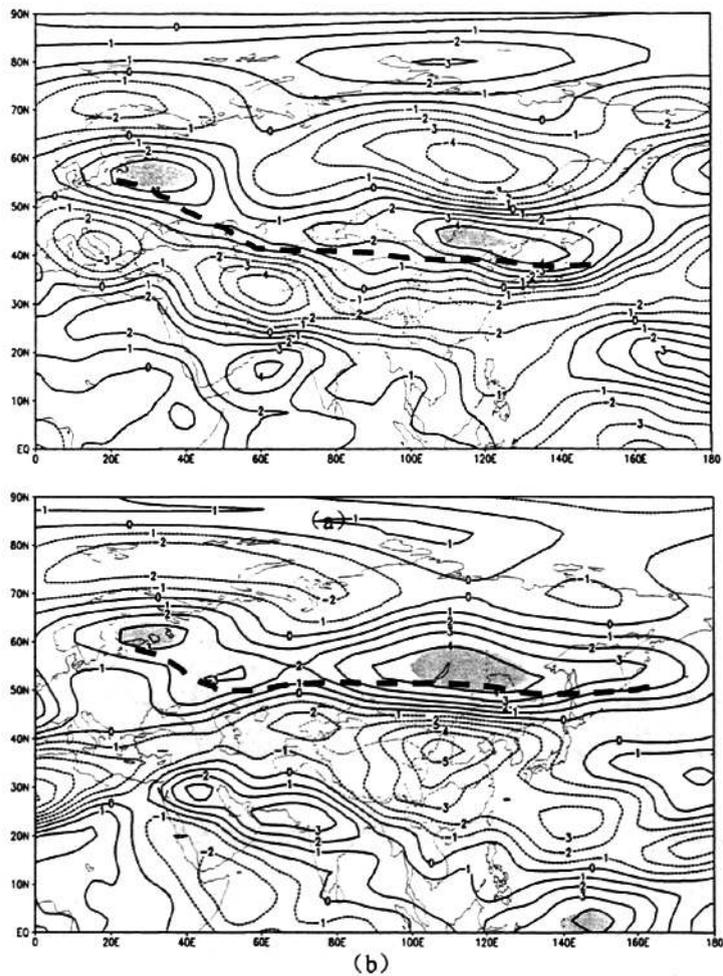
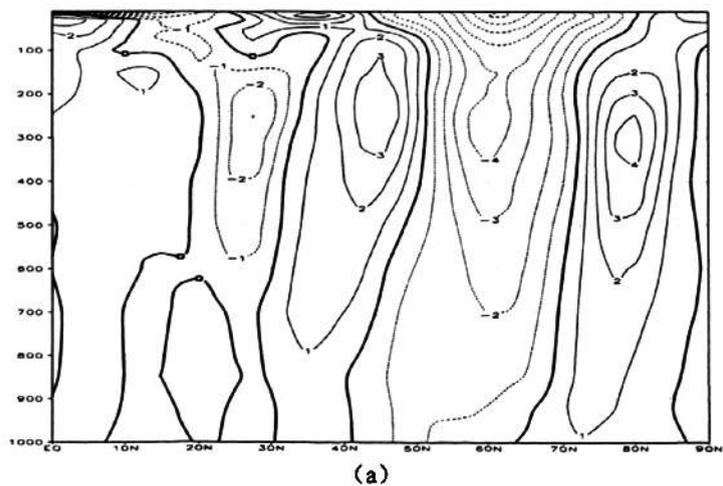


图 6.4 中国北方多沙尘暴年 (a)、少沙尘暴年(b) 4 月 200hPa 纬向风分量距平



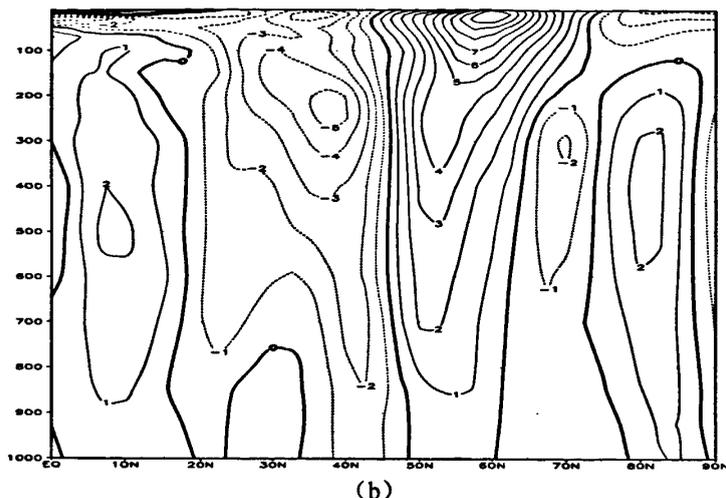


图 6.5 中国北方多沙尘暴年 (a)、少沙尘暴年(b)4月

105°E 平均的纬向风距平剖面图

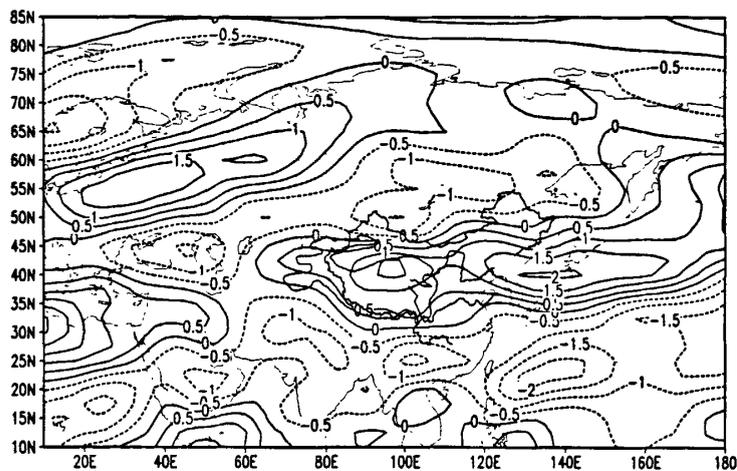
为了进一步说明我国北方沙尘暴多、少年纬向风距平的空间分布情况，我们做了沿 105°E 平均的 4 月纬向风距平剖面图 (图 6.5)。从图中看出，沙尘暴多发年 (图 6.5a) (40°N—55°N) 上空纬向风为正距平，而低纬 25°N 及高纬 70°N 为负距平中心；少发年 (图 6.5b) 与之基本相反，40°N 出现负距平中心，而 55°N 以北的中高层上出现正距平。这说明沙尘暴多发年 40°N 高空西风加强，副热带中上层 (500—300hPa) 东风加强明显，少发年 25°N—45°N 中高层 (400hPa 以上) 西风减弱，其负值中心正好位于 39°N，中心达 -5 米/秒。我们也给出沙尘暴多、少年 3 月沿着 105°E 平均的纬向风距平剖面图 (图略)，对比可见，不论多沙尘暴年、少沙尘暴年，其 3 月份纬向风距平已有了 4 月份的雏形，其位置基本一致，仅是正负距平发展的更成熟，其值变大了而已。这说明前期高空纬向风分量距平演变过程，可以反应后期 (1—2 个月) 沙尘暴日数。

6.3 西风急流轴的年代变化

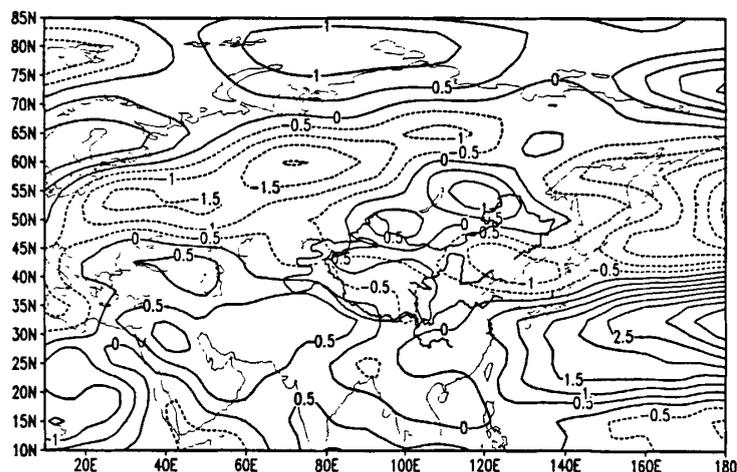
在全球气候变暖的大背景下，西风急流轴向北移动，蒙古气旋减弱，冷空气活动减弱，风速减小；热带暖湿系统向北移动，西北西部降水增加，沙尘暴减少。

1970 年代亚洲西风大值中心轴线 (西风急流轴) 在 40°N，大风所经之路正是我国沙尘源所在地，造成 1970 年代沙尘暴多发 (图 6.6a)。1990 年代由于全球增暖，副热带系统加强北上，西风急流北移到 45°N~55°N，我国沙尘源区的

西风比正常情况小，即东风距平占优势。致使 1990 年代沙尘暴减少（图 6.6b）。



(a)



(b)

图 6.6 春季北半球 500hPa 纬向风距平合成 (a.1970 年代; b.1990 年代)

6.4 沙尘暴与环流的关系

蒙古气旋减弱，高压加强，北方冷空气活动减弱，是中国北方沙尘暴减少的最直接原因（李栋梁，2007；钟海玲，2005）。

图 6.7 给出中国北方年沙尘暴日数经 EOF 分解后第一主分量与当年 2 月北半球 500hPa 高度场的相关系数（图 6.7a）。可以看出，影响中国北方沙尘暴的

主要系统是位于贝加尔湖地区的蒙古气旋，以及与其相配合的乌拉尔山高压脊。贝加尔湖地区是亚洲变暖最明显的地区，也是全球变暖最明显的地区之一。20世纪80年代以来，由于气候变暖，该地区气温显著升高，蒙古气旋减弱，高压加强，阻挡了北方冷空气的南下，使得中国北方沙尘暴减少。2004年贝加尔湖地区500hPa高度场呈现明显的负距平（图6.7b），即蒙古气旋加强，北方冷空气频繁南下，影响西北地区，引起沙尘暴增多。

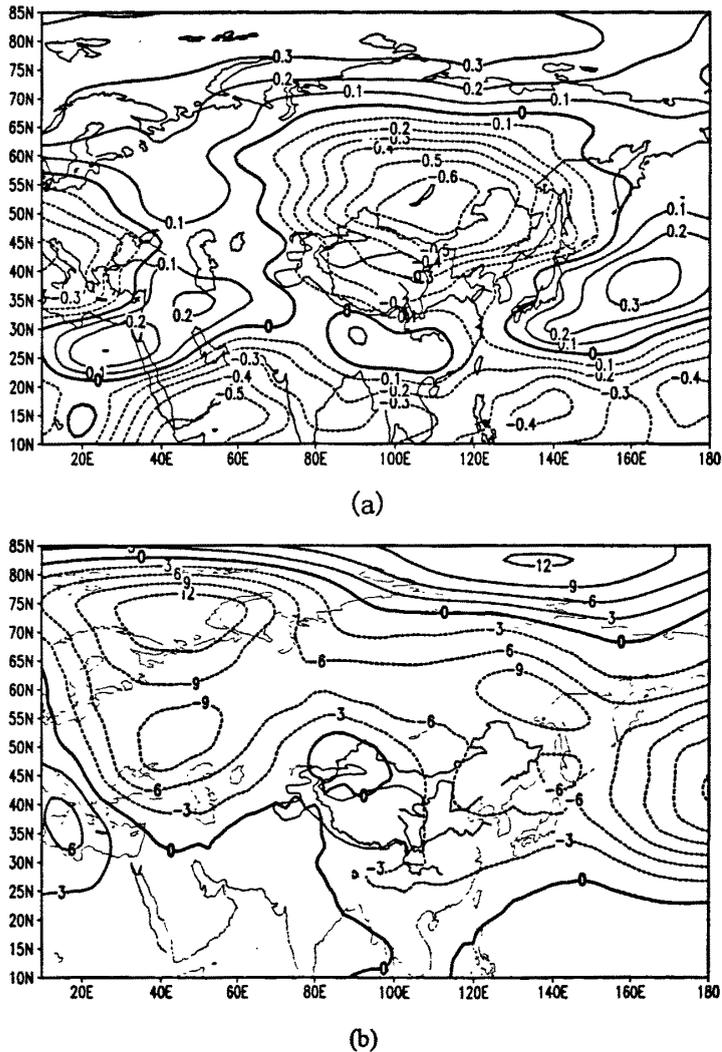


图 6.7 中国北方沙尘暴第一主分量 (SCBPC1) 与 2 月北半球 500hPa 高度场的相关系数 (a) 和 2004 年 3 月北半球 500hPa 高度距平场 (b)

6.5 小结

(1) 多沙尘暴年大气环流的经向度较强, 蒙古气旋、乌拉尔山高压脊偏强, 东亚大槽位置偏西且加深, 而少沙尘暴年则反之。这说明蒙古气旋的强弱、高纬冷空气向南爆发是导致沙尘暴天气的重要因素。

(2) 多沙尘暴年, 我国北方 40° N 附近高空纬向西风明显加强, 距平中心位于 200hPa 附近。少沙尘暴年 45° N 以南, 东亚大陆上空西风减弱, 负距平中心位于 250hPa。

(3) 通过对流场距平及纬向风分量距平从 3 月到 4 月演变过程的研究, 我们可以发现 3 月流场距平图和纬向风分量距平图可以预报本年春季沙尘暴的趋势。

(4) 西风急流轴的南北移动也是造成沙尘暴多少异常的重要原因。

参考文献:

- 彭维耿, 陈楠. 宁夏多、少沙尘暴年 4 月平均环流特征的对比分析[J]高原气象, 2002, 21 (6): 599-602.
- 郑新江、徐建芬、罗敬宁等, 1998 年 4 月 14-15 日强沙尘暴过程分析, 高原气象, 2001, 20 (2): 180-185.
- 李栋梁, 钟海玲, 我国沙尘暴的气候成因及未来发展趋势, 中国环境科学[J], 2007, 27(1), 14-18.
- 钟海玲, 李栋梁, 中国北方4月沙尘暴于西风环流的关系研究, 高原气象, 2005, 24(1), 104~111.

第七章 青藏高原感热异常对沙尘暴影响的数值模拟

7.1 试验设计

青藏高原是世界上平均海拔最高的地区,其动力和热力作用对东亚区域气候的大气环流都有重要的影响。在第六章的研究中发现,青藏高原冬季地-气温差和感热的差异对我国春季沙尘暴的爆发有重要的影响。感热是地-气间温度差异所导致的能量交换,它不仅代表了地气温差的变化,还能表示地面风速对能量交换的影响。因此,在这里我们利用最新版的 RegCM3 模式,通过改变青藏高原冬季地面向大气的感热输送,来研究高原冬季感热异常对春季沙尘暴的影响。

模式选取模拟中心点在(105 °E, 35 °N),网格点数为 121(纬向)X101(经向)的区域为模拟区域,缓冲区大小为 15 个网格,模式的水平分辨率取为 60km,模式垂直方向取 18 层,最顶层气压为 10hPa,图 7.1 为模拟区域的地形高度,我们选取 A 区域(黑线框内区域)内地形高于 4500 米的地区为冬季高原异常区,即高原主体。我们又根据 NCEP2 (<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/>)所反映的高原地区感热通量年际变化特征(高原地区冬季感热最高年与最低年的差值大于 $25\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$),分别设计了感热增大(SHIN)、感热减小(SHDE)和感热控制(CTR)试验。感热增大实验是在 A 区域内地形高于 4500 米的地区冬季地面向大气的感热输送增大 $15\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$,而感热减小实验则是在 A 区域地形高于 4500 米的地区冬季地面向大气的感热输送减小 $15\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$,控制试验的地-气间感热输送不变。模拟时间段则是由上年 9 月 1 日开始,一直计算到当年 5 月 31 日。这里我们仅模拟了冬季感热异常(感热增加或减少),秋季和春季感热不变。为了减小单个试验引起的误差,我们分别在 1996, 1997 和 1998 年进行了三组试验,取三组试验的平均值来分析青藏高原冬季地面感热通量异常对春季沙尘暴的影响。

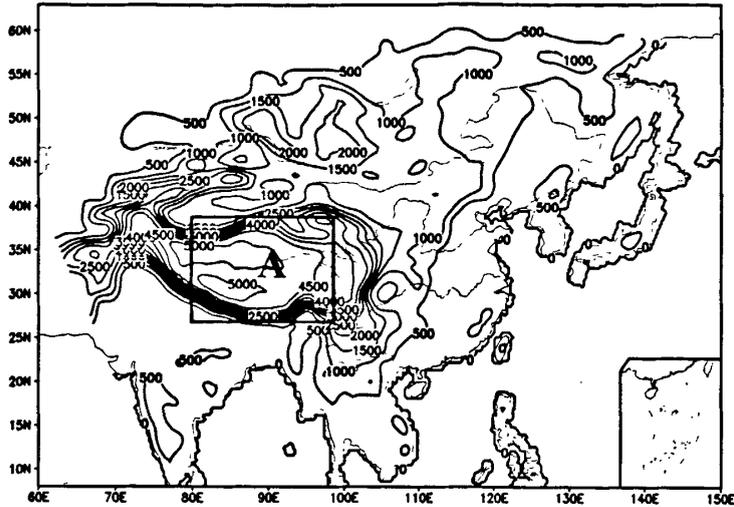


图 7.1 模拟区域的地形高度 (单位: 米)

7.2 结果分析

由第六章的研究可以发现, 青藏高原热力作用对中国北方沙尘暴的影响是通过大气环流来实现的。因此, 在本章我们分析了高原冬季感热通量增大减小是怎样引起环流及与沙尘暴相关要素变化的。

7.2.1 降水的变化

图 7.2 是青藏高原冬季地面感热通量增大 (图 7.2a) 和减小 (图 7.2b) 后春季降水距平百分率图。根据钱正安等 (2001) 的研究, 高原地区的上升运动不仅会在西北和四川盆地形成几个下沉支, 而且还会在中东太平洋、南半球和北非形成下沉支, 对这些地区的气候变化产生影响。由图 7.2a 可以发现, 当冬季高原地区的感热通量增大时, 中国北方春季降水总体西少东多。西部除天山山区和中蒙边界的少数站降水略多外, 绝大部分地方降水偏少, 降水偏少最显著区域在新疆东部、内蒙古和甘肃的西部; 东部降水偏多区主要集中在河套和华北的大部分地区。相反, 当高原地区冬季感热通量减小时, 西北地区春季降水以增多为主, 降水增多最显著区域在古尔班通古特沙漠、内蒙古西北部阿拉善高原及河套西部 (图 7.2b)。这是造成沙尘暴西多 (少) 东少 (多) 的重要原因之一, 此模拟结果与第五章的统计结果相一致。

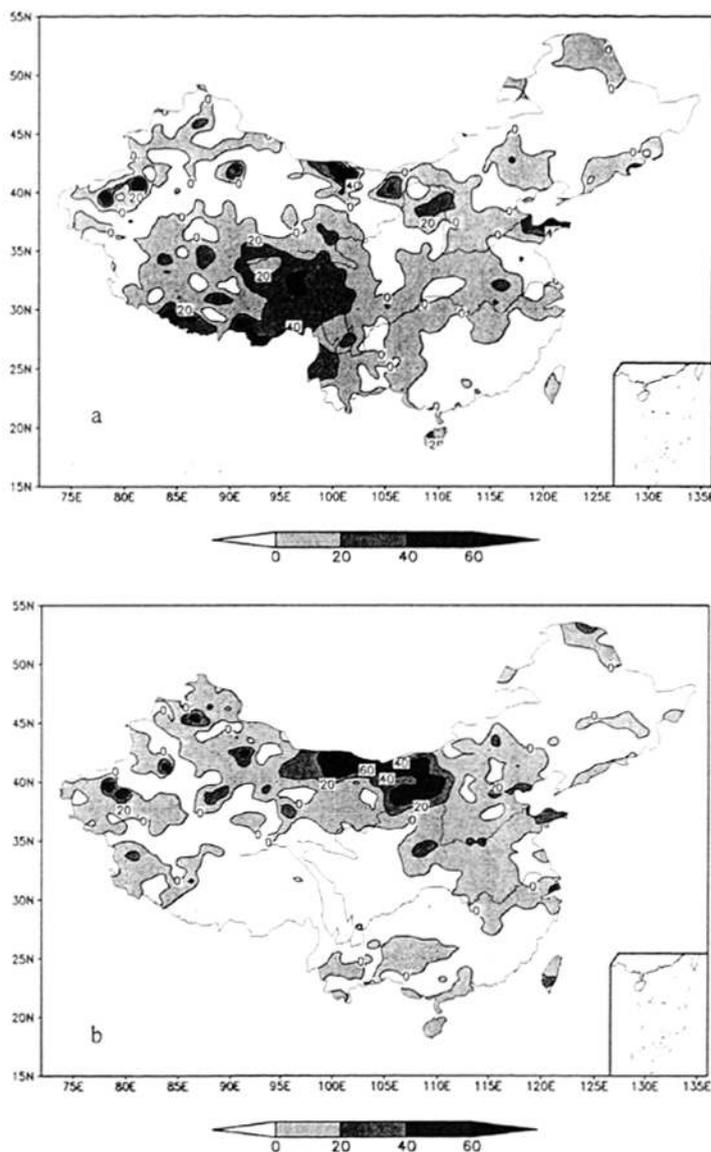


图 7.2 冬季高原感热异常引起春季降水变化距平百分率图

(a, SHIN-CTR, b, SHDE-CTR)

7.2.2 500hPa 高度场的变化

图 7.3 是青藏高原冬季地面感热通量增大 (图 7.3a) 和减小 (图 7.3b) 后春季 500hPa 高度距平场变化图。从图 7.3a 中可以发现, 当青藏高原冬季地面感热通量增大时, 春季在我国长江、黄河流域上空有一正距平中心 (中心值为 +3dagpm), 在日本海上空有一负距平中心 (中心值为 -4dagpm)。这种西高东低

的位势高度距平分布说明在我国上空西风加强。有利与我国西部沙尘暴的增多。相反，当高原冬季地面感热通量减小时，春季在阿拉善高原有一负距平中心（中心值为 -4.5dagpm ），而在东北北部和日本海上空分别有一个正距平中心，中心值分别为 $+1\text{dagpm}$ 和 1.5dagpm （图 7.3b）。这种分布表明在高原冬季地面感热通量减小时春季我国上空西风减弱。这是由于高原地面对大气加热，高原上空空气温度升高，空气密度减小，气流上升导致高空空气堆积，使得我国大部分地区在 500hPa 高度场升高，在日本海附近高度场降低（图 7.3a），反之亦然。

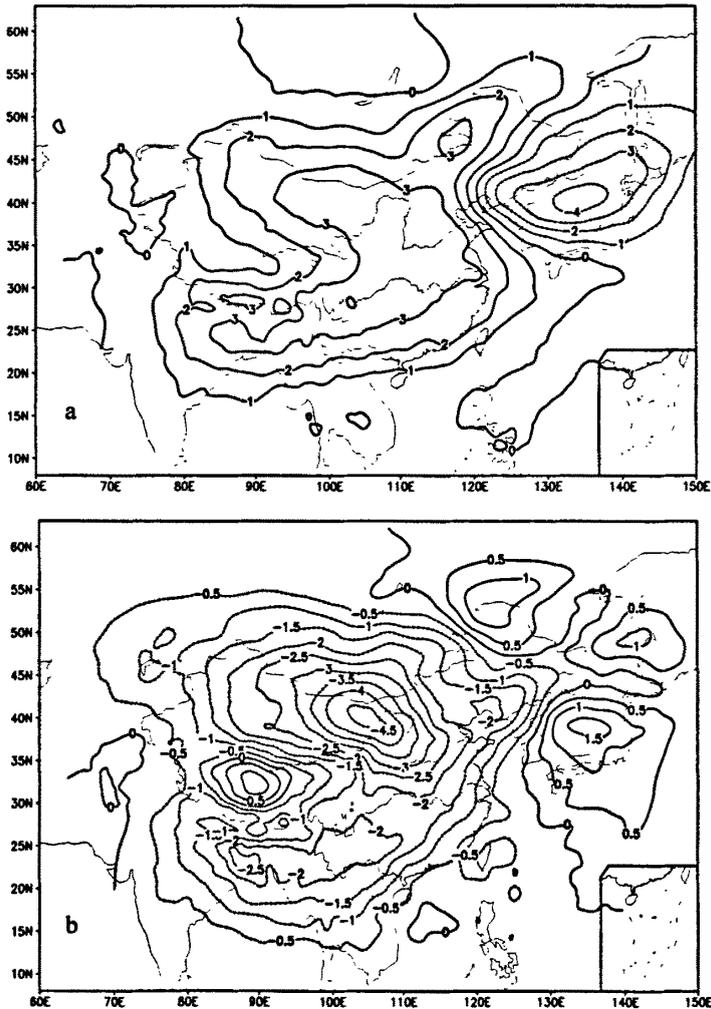


图 7.3 冬季高原感热异常引起春季 500hPa 高度距平场变化

(a, SHIN-CTR, b, SHDE-CTR)

7.2.3 500hPa 流场的变化

图 7.4 给出的是冬季青藏高原地面感热通量增大(图 7.4a)和减小(图 7.4b)后春季 500hPa 环流距平变化图。当冬季青藏高原地面感热通量增大时,春季在我国北方上空有一个以河套西部为中心的气旋距平环流,这使得西北地区西风、北风距平占优势,即西北风加强,西风加强最显著区域在南疆盆地;而中国东部地区南风距平占优势(图 7.4a)。当冬季青藏高原地面感热通量减小时,春季在河套西部则有一反气旋距平环流形成,这使得西北地区东南风距平占优势,华北、东北地区西风、北风占优势。(图 7.4b)。当冬季青藏高原地面感热通量

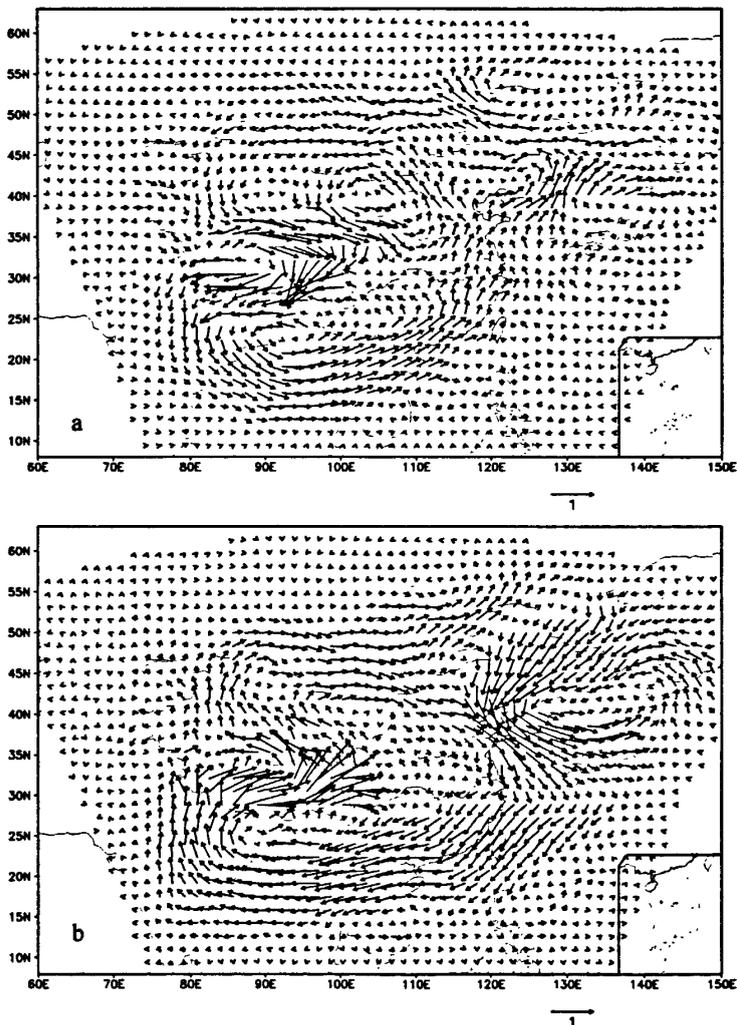


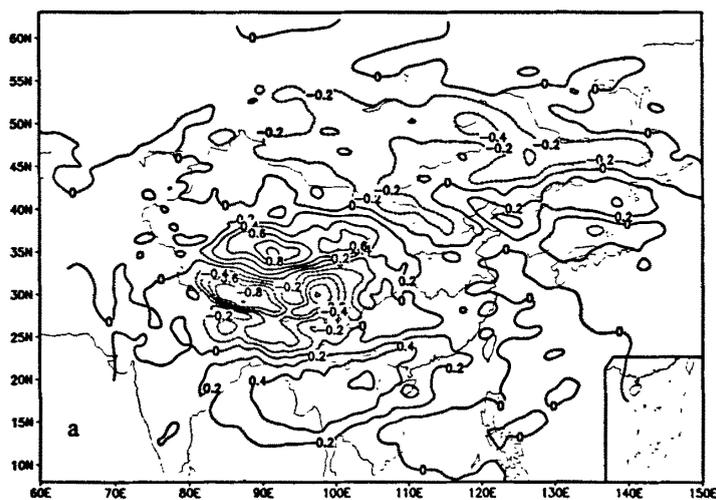
图 7.4 冬季高原感热异常引起春季 500hPa 环流距平变化

(a, SHIN-CTR, b, SHDE-CTR)

增大（减小）时，春季中国西部西风加强（减弱），东部西风减弱（加强），这是造成春季降水西少（多）东多（少）、沙尘暴西多（少）东少（多）的重要原因之一，这与钟海玲等（2004）的研究结果相一致。

7.2.4 500hPa 纬向风的变化

图 7.5 给出的是青藏高原冬季地面感热通量增大(图 7.5a)和减小(图 7.5b)后春季 500hPa 纬向风距平变化图。由图可见，当青藏高原冬季地面感热通量增大时，我国西北地区 500hPa 纬向风以正距平为主，中心值为 1 米/秒。这表明青藏高原冬季地面感热通量增大时西北地区西风增强（图 7.5a），有利于西部沙尘暴的发展；而当青藏高原冬季地面感热通量减小时，纬向风距平分布与感热增大时几乎完全相反，我国西北地区 500hPa 纬向风以负距平为主，中心值为-0.6 米/秒。这说明青藏高原冬季地面感热通量减小时，西北地区西风减弱，不利于西部沙尘暴的发展（图 7.5b）。这与钟海玲（2004）研究的结果是一致的。



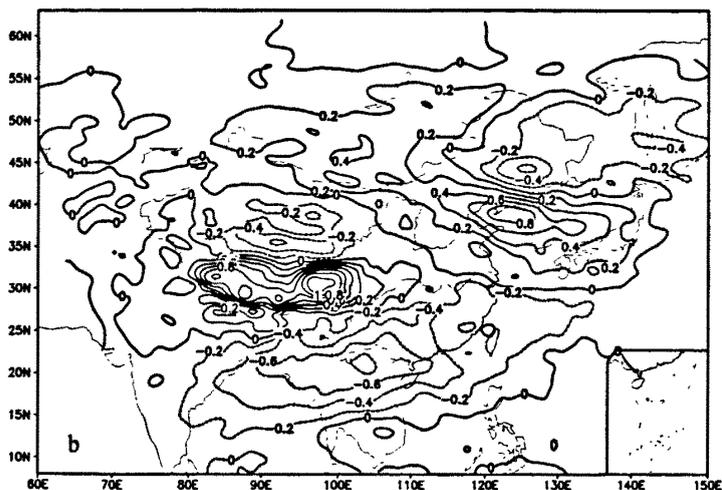


图 7.5 冬季高原感热异常引起春季 500hPa 纬向风距平

(a, SHIN-CTR, b, SHDE-CTR)

7.2.5 200hPa 纬向风的变化

高原地面感热通量输送引起 200hPa 纬向风的变化要比在 500hPa 上简单很多。当青藏高原冬季地面感热通量增大时，从巴尔喀什湖到我国西北、华北和东北为正距平区，整个西风急流轴横穿我国北方，西风最大中心位于西北地区东部。贝加尔湖北部及 32°N 以南高空 200hPa 纬向风分量为负距平区（图 7.6a）。而当青藏高原冬季地面感热通量减小时，我国大陆 $35^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 之间为负距平区。这说明青藏高原冬季地面感热通量增大我国北方境内西风增强；青藏高原冬季地面感热通量减小我国北方境内西风减弱（图 7.6b）。

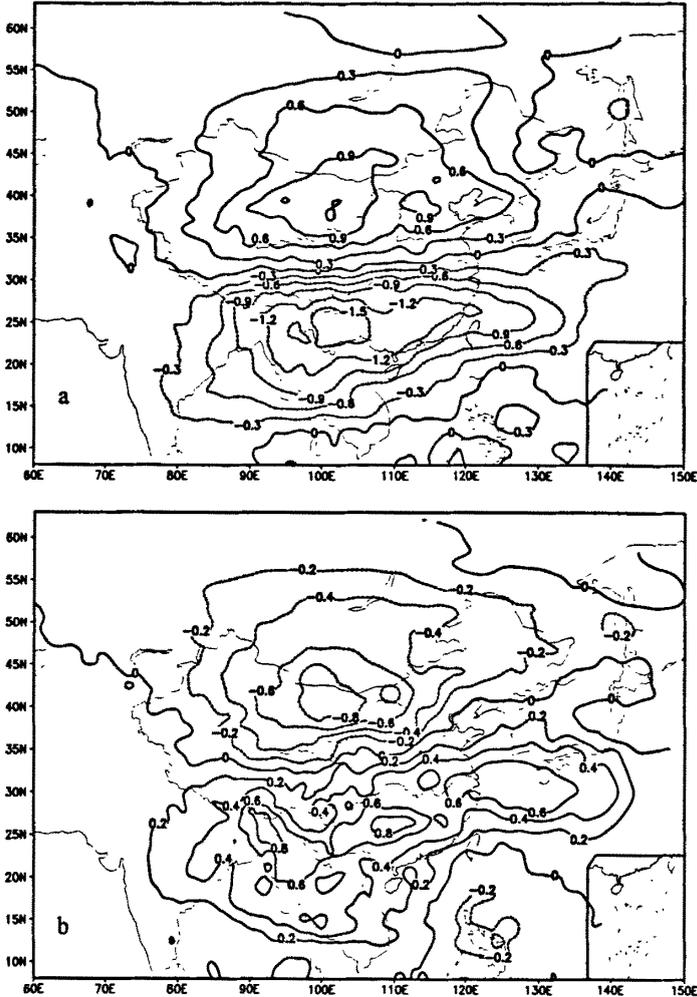


图 7.6 高原感热异常引起 200hPa 纬向风距平

(a, SHIN-CTR, b, SHDE-CTR)

7.2.6 纬向风距平剖面

为了进一步说明青藏高原冬季地面感热通量增大、减小时纬向风距平的空间分布情况，图 7.7 给出了青藏高原冬季地面感热通量增大（图 7.7a）和减小（图 7.7b）后，春季 105°E 纬向风距平剖面。由于高原地区海拔高，高原地面感热通量输送引起的纬向风的差异主要在对流层中高层，在对流层中低层变化很小。当青藏高原冬季地面感热通量增大时，在 15°N~30°N 500hPa 以上纬向风为负距平，即西风减小，减小值在 $-0.4\sim-1.2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间。在 30°N~55°N 500hPa 以上纬向风为正距平，即西风是加强的，增大值在 $0.4\sim0.8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间。西风增大、减小

中心均在 200hPa 高度上。而当青藏高原冬季地面感热通量减小时，在 $15^{\circ}\text{N}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 500hPa 以上纬向风为正距平，即西风是加强的，增大值在 $0.3\sim 0.6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间。在 $35^{\circ}\text{N}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 500hPa 以上纬向风为负距平，即西风在此区域是减小的，减小值在 $-0.3\sim -0.5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间。感热增大引起风速变化的中心在 200hPa 左右，而感热减小引起的风速变化中心大约在 250hPa 附近，且感热减小使西方风速减小有两个中心，分别位于 40°N 和 50°N 附近。

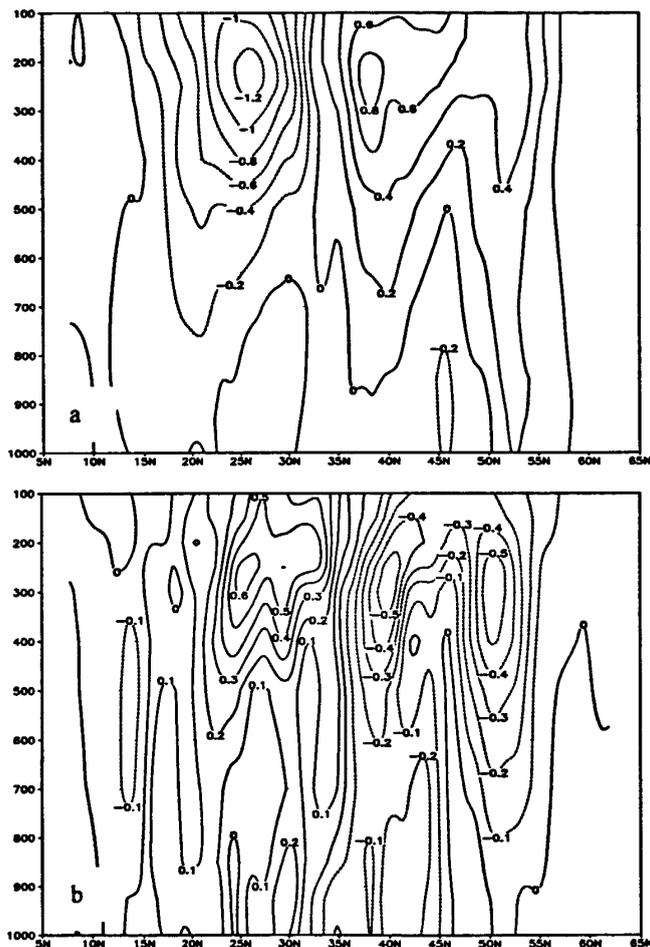


图 7.7 高原感热异常引起东经 105° 纬向风距平剖面

(a, SHIN-CTR, b, SHDE-CTR)

7.3 小结

(1) 当冬季高原地区的感热通量增大时，会引起青藏高原主题春季多雨，中国北方降水西少东多。降水减少最显著区域在新疆东部、内蒙古和甘肃的西部；多

雨区在河套到华北一带。有利于沙尘暴的西多东少。相反，当高原地区冬季感热通量减小时，春季青藏高原少雨干旱，西北地区西部降水明显增多，降水增多最显著区域在古尔班通古特沙漠、内蒙古西北部阿拉善高原。有利于沙尘暴的西少东多。

(2) 当青藏高原冬季地面感热通量增大时，有利于东北亚春季位势高度西高东低，蒙古气旋加强，蒙古气旋西南部的西北风加强。风速加强最显著区域在南疆盆地；相反，当高原冬季地面感热通量减小时，春季位势高度西低东高，蒙古气旋减弱，蒙古气旋西南部的西北风减弱。感热增大引起风速变化的中心在 200hPa 左右，而感热减小引起的风速变化中心大约在 250hPa 附近。即下垫面的热力异常——气压场的西南-东北向的差异——西北风的增大（减小）——沙尘暴的增多（减少）。

参考文献：

- Arakawa, A., and V. R. Lamb, Computational design of the basic dynamical process of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, 17, Academic Press, 1977,173-265.
- D. Martýnez-Castro, R. Porfirio da Rocha, A. Bezanilla-Morlot, L. Alvarez-Escudero, J. P. Reyes-Ferna´ndez, Y. Silva-Vidal, and R. W. Arritt, Sensitivity studies of the RegCM3 simulation of summer precipitation, temperature and local wind field in the Caribbean Region, *Theor. Appl. Climatol.* 2006,86, 5-22.
- Deardorff J. W., Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation, *J. Geophys. Res.*, 1978,83,1889-1903.
- Elguindi N, Bi X, Giorgi F et al, RegCM Version 3.1 User's Guide. Trieste: PWCG Abdus Salam ICTP. 2006.
- Emanuel, K. A. and M. Zivkovic-Rothman, Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models, *J. Atmos. Sci.*, 1990,56, 1766-1782.
- Gallee H., W. Moufouma-Okia, P. Bechtold et al, A High-resolution Simulation of a West African Rainy Season Using a Regional Climate Model, *J. Geophys. Res.*, 2004,109, D05108, doi, 10.1029/2003JD004020.

- GAO Xuejie , LIN Yi-hua, ZHAO Zong-zi, modeling the effects of anthropogenic sulfate in climate change by using a regional climate model, *Journal of Tropical Meteorology*, 2003,9, 173-180.
- Giorgi F, Mearns L O, Shields C, Mayer L, A regional model study of the importance of local versus remote control of the 1988 drought and the 1993 flood over the center United States, *Journal of Climate*, 1996, 9, 1150-1162.
- Giorgi F., M. R. Marinucci, G. Visconti, Use of a Limited Area Model Nested in a General Circulation Model for Regional Climate Simulation over Europe, *J. Geophys. Res.*, 1990,95, 18413-18431.
- Grell G, Prognostic Evaluation of Assumptions Used by Cumulus Parameterizations, *Monthly Weather review*, 1993,121, 764-787.
- Henderson-Sellers, A., R. E. Dickinson, T. B. Durbridge, P. J. Kennedy, K. McGuffie, and A. J. Pitman, Tropical deforestation, Modeling local- to regional-scale climate change, *J. Geophys. Res.*, 1993,98, 7289-7315.
- Holtzlag A., Bruijn E. and Pan, H.L. A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting, *Monthly Weather Review*. 1990,118, 1561-1575.
- Hsie, E. Y., R. A. Anthes and D. Keyser, Numerical simulation of frontogenesis in moist atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 1984, 41, 2581-2594.
- Kiehl J., Hack J., Bonan G., Boville B., Breigleb B., Williamson D. and Rasch P., Description of the NCAR community climate model (ccm3), Technical report, National Center for Atmospheric Research. 1996.
- Noah S. Diffenbaugh and Lisa C. Sloan, Mid-Holocene Orbital Forcing of Regional-Scale Climate: A Case Study of Western North America Using a High-Resolution RCM, *Journal of Climate*, 2004,17, 2927-2937.
- Rosmeri Porfirio Da Rocha, Tércio Ambrizzi, Santiago Vianna Cuadra, Simone E. T. Ferraz, J.P.R Fernandes, regcm3 simulations nested in the hadley center model over south America: the present day climate, *Proceedings of 8 ICSHMO, Foz do Iguacu, Brazil*, 2006,373-378.
- S. K. Dash, M. S. Shekhar, and G. P. Singh, Simulation of Indian summer monsoon

- circulation and rainfall using RegCM3, *Theor. Appl. Climatol.* 2006,86, 161-172.
- Slingo A., A gcm parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds, *Journal of Atmospheric Sciences*, 1989, 46, 1419-1427.
- T. Halenka, J. Kalvova', Z. Chla'dova', A. Demeterova' , K. Zema'nkova', and M. Belda, On the capability of RegCM to capture extremes in long term regional climate simulation – comparison with the observations for Czech Republic, *Theor. Appl. Climatol.* 2006, 86, 125-145.
- Zeng X., M. Xhao, and R.E. Dichinson, Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the Somputation of sea surface fluxes using toga coare and tao data, *J. Climate*, 1998, 11, 2628-2644.
- Zheng Y.Q. , Yu G ; Wang S.M., Xue B., Zhuo D.Q., Zeng X.M., Liu H.Q., Simulation of paleoclimate over East Asia at 6 ka BP and 21 ka BP by a regional climate model, *Climate dynamics* , 2004, 23, 513-529 .
- 钱正安、吴统文、梁萧云, 青藏高原及周边地区的平均垂直环流特征, *大气科学*, 2001, 25, 444-454。
- 钟海玲, 李栋梁, 魏丽, 中国北方沙尘暴的气候特征及其对春季高原地面感热异常的响应, *中国沙漠*, 2004, 24(3), 323~329.

第八章 结论与展望

8.1 结论

本论文利用中国北方 185 个常规气象站观测的沙尘暴日数资料,采用 EOF, REOF 等方法进行沙尘暴空间异常特征的研究;采用周期分析、小波变换等方法进行沙尘暴时间演变分析;在此基础上进一步对沙尘暴的年际、年代际变化事实及其成因进行研究。

主要得到以下结论:

- (1) 中国北方沙尘暴有 5 大源区,即南疆塔克拉玛干沙漠南缘(民丰、和田一带),阿拉善高原(拐子湖),河西走廊(民勤—金昌),鄂尔多斯高原和浑善达克沙地。年际变化大(标准差大)的地方与沙尘暴多发区相一致。
- (2) 中国北方年、春季、4 月沙尘暴日数的变化在空间上具有两个显著特征:一是整体一致性,异常敏感中心在河西走廊的张掖地区;二是东西反向性,即西部地区多(少)沙尘暴年东部地区少(多)沙尘暴,代表性区域分别在内蒙西部的阿拉善高原和华北北部。
- (3) 1950 年代至 1970 年代是中国北方沙尘暴的高发期,1980 年代明显减少,1990 年代中期为近 50 年的最少时期,1990 年代中期以后又有增多趋势。春季沙尘暴 1950 年代末和 1980 年代中期是高发期,1970 年代初和 1990 年代中期相对较少,总体存在准 25 年周期振荡。
- (4) 前期降水温度对沙尘暴有很大影响,当前期中国北方降水偏少,温度偏低,会导致后期中国北方沙尘暴增多;当前期降水增多,温度偏高,会使后期中国北方沙尘暴减少。
- (5) 我国地面风速与沙尘暴存在着较好的正相关关系,即当冬春地面风速越大,后期沙尘暴就越多;冬春地面风速越小,后期沙尘暴就越少。相关最显著区域在南疆盆地、河西走廊及阿拉善高原。
- (6) 青藏高原地面热力异常对中国北方沙尘暴有显著影响。当冬季地面感热通

量呈 EOF1 模态时,即当高原主体地面感热通量增强时,有利于中国春季西部地区沙尘暴日数增加,东部地区减少,反之亦然。当春季地面感热通量呈 EOF1 模态时,中国北方大部分地区沙尘暴明显较正常年份增加。

- (7) 高原主体地-气温差偏大年大气环流的经向度减小,东亚大槽位置偏东且变浅,蒙古气旋减弱;高原主体地-气温差偏小年则反之。高纬冷空气向南爆发是导致沙尘暴天气的重要因素。
- (8) 1990 年代末到本世纪初太阳黑子周期长度开始变长,表明新一轮的太阳活动弱期开始,气候变暖速率将比 1990 年代减缓,青藏高原地面加热场强度转向减弱趋势,蒙古气旋逐渐加强。
- (9) 多沙尘暴年蒙古气旋加强,大气环流的经向度较大,乌拉尔山高压脊偏强,东亚大槽位置偏西且加深;而少沙尘暴年则反之。蒙古气旋西侧的偏北风引导高纬冷空气向南爆发是导致沙尘暴天气的重要因素。
- (10) 多沙尘暴年,我国北方 40°N 附近高空纬向西风明显加强,西风急流轴位于 200hPa 附近。少沙尘暴年我国北方沙尘暴源区为东风距平占优势。西风急流轴的南北移动也是造成沙尘暴多少异常的重要原因。
- (11) 通过数值模拟验证,冬季高原地区的感热通量增大(减小),可引起春季北方地区降水西少(多)东多(少),有利于沙尘暴的西少东多。降水减少(增加)最显著区域在新疆东部、内蒙古和甘肃的西部;位势高度西高(低)东低(高),蒙古气旋加强(减弱),沙尘源区西风加强(减弱)。西风加强(减弱)最显著区域在南疆盆地。即下垫面的热力异常——气压场的西南-东北向的差异——西北风的增大(减小)——沙尘暴的增多(减少)。

8.2 讨论

- (1) 研究表明 20 世纪 80 年代以来的太阳活动加强,全球气候变暖,青藏高原地面加热场强度加强,欧亚西风急流轴北移,西太平洋副热带高压偏北偏西、强度加强,蒙古气旋减弱,西北西部的沙尘源区降水增加,是中国北方沙尘暴减少的主要原因。

- (2) 1990 年代末到本世纪初太阳黑子周期长度开始变长，表明新一轮的太阳活动弱期开始，气候变暖速率将比 1990 年代减缓，青藏高原地面加热场强度转向减弱趋势，蒙古气旋逐渐加强。预计未来中国北方沙尘暴在波动中逐渐增加，进入新一轮的相对活跃期。
- (3) 分析中国北方沙尘暴成因，建立其预测概念模型（如图 8.1），即太阳活动减弱（SCL 变长）/增强（SCL 变短）——气候变冷/变暖——青藏高原地面加热场强度减弱/增强——西风急流轴偏南/偏北——蒙古气旋加强/减弱——沙尘暴增加/减少。

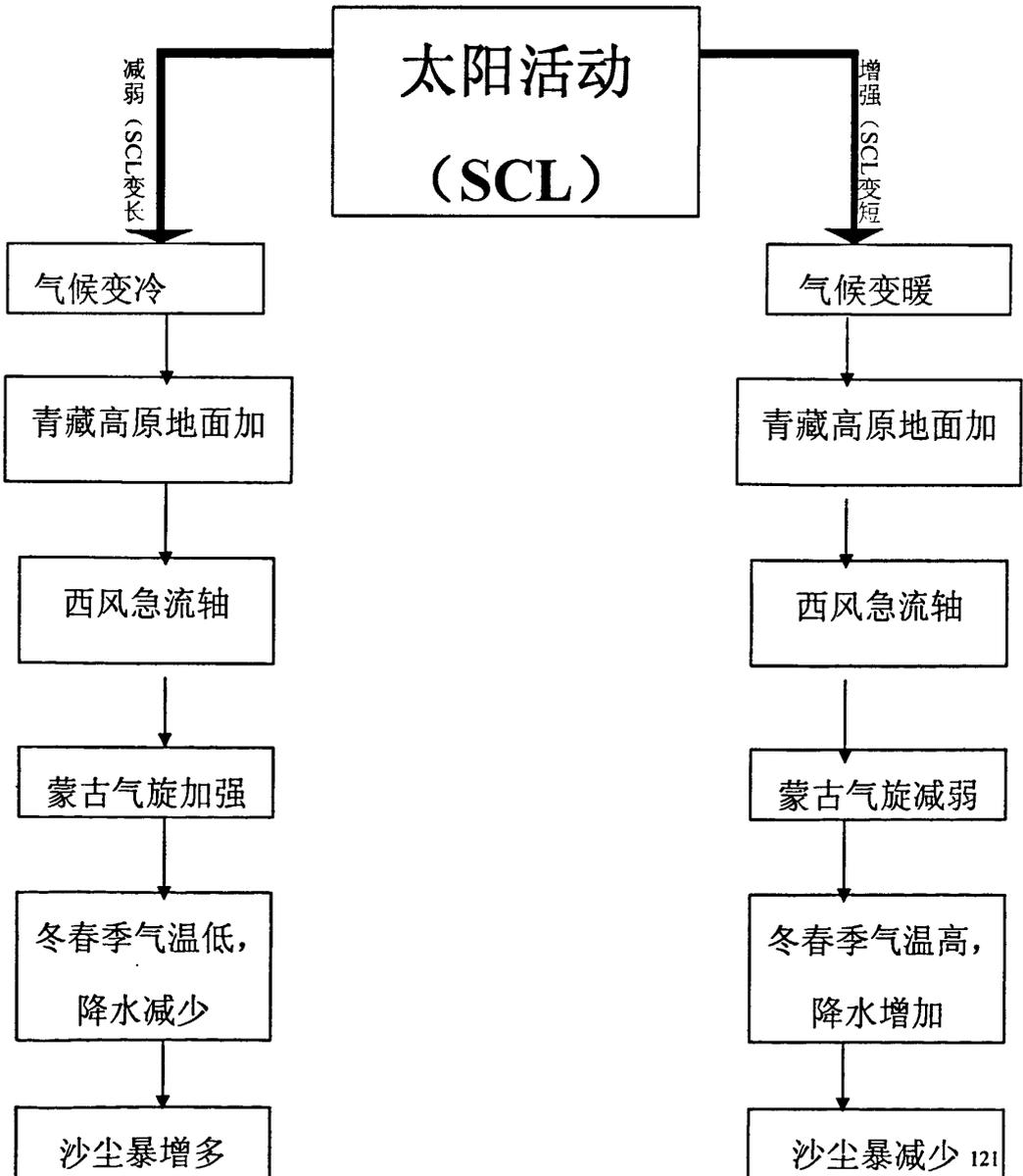


图 8.1 预测概念模型

8.3 问题与展望

- 1 NCEP 再分析地面气温和地面辐射量能反映实际年变化特征,但温度再分析值系统性偏低, 偏低幅度随地区和季节而变化。同化模式地形高度与地面气象站海拔高度的差异是造成气温再分析与实测偏差的主要原因, 冬季积雪区地表反照率再分析值偏大是造成冬季地面净辐射偏小的原因, 并加剧了冬季气温再分析的偏差。所以, NCEP 再分析的地面感热通量只能反映年际及年代际变化趋势, 其量值的变化还有待于用地面实测资料的计算来验证。
- 2 本文研究的范围包括青藏高原大部分地区, 但由于高原地区的气象站点较少, 且分布不均(即东部站点密, 西部站点稀), 所以本文分析的结果主要代表除高原以外的中国北方地区, 其对高原的代表性只是初步的, 需要进一步深入论证。
- 3 沙尘暴的成因很复杂, 其预测难度大, 需要更进一步的加强研究, 特别是进行多因素的综合集成研究。

在以上研究内容的基础上, 利用最新版的 RegCM3 模式, 进行高原冬季感热通量对春季沙尘暴影响的数值试验。目的是弄清高原下垫面热力异常对我国沙尘暴影响的机理和能力。探索利用高原热力因子预测我国沙尘暴变化趋势的可能性。

致 谢

在三年研究生生涯即将结束的时刻，我心潮澎湃，思绪万千。回忆漫长的研究生学习和工作过程，一切均历历在目。这几年，无论是在学术还是在生活上均收获颇丰，这与我的老师、我的家人以及我的同学和朋友的大力支持和热情帮助是密不可分的。

首先，我要衷心感谢我尊敬的导师李栋梁研究员，他不仅在论文的选题、研究方案的制定、研究工作的开展以及论文的撰写等方面给予了我具体的学术指导，而且对我的学习、工作和生活也给予了无微不至的关怀。在跟随导师的这几年时间里，导师渊博的学识、严谨的治学使我知识的羽翼日益丰满；导师坚韧的毅力时时激励我战胜困难，奋发向上。还要感谢我的师母，她在工作生活中给了我无微不至的关怀，使我能够全心的投入到工作中。在此，谨向恩师和师母表示深深的敬意和由衷的感谢。

在我的学习期间，吕世华研究员、汤懋苍研究员、钱正安研究员、马耀明研究员、陈玉春研究员、文军研究员、胡泽勇研究员、韦志刚研究员、张宇博士也提供了热心的指导和无私的帮助，使我受益非浅。同时，与申彦波、陈世强、钱泽宇、王胜、张彦武、张立杰、奥银焕、马伟强、朱德琴、张拥军、杨胜朋、侯依玲、柳苗等众多师兄师姐学弟学妹的交流，也大大的开拓了我的思路，在此一并致谢。

我还要感谢研究生部的段争虎处长、王正文、张明娟、程金山和陈辉五位老师，科研处的王文华老师以及《高原气象》编辑部的倪建红、金培荣、申巧南三位老师和《中国沙漠》编辑部的金炯老师在这几年中给我的帮助。寒旱所图书馆、网络室的张耀南、安学敏等老师和金铭印务公司也为我的工作和生活提供了便利的条件，使我的工作得以顺利进行。在此给予感谢。

感谢我的父母、我的公公、婆婆及众多亲友在我多年求学生涯中给予的照顾和鼓励，也感谢我的丈夫高荣先生对我的理解、关心和支持。

本论文的完成，仅仅是我人生道路上的一个开端，众多师长和亲友的关爱将激励我不断奋斗、进取。

钟海玲

2007年5月 兰州

个人简历：

钟海玲，女，汉族，1977年2月出生，新疆阿克苏人。

1997年9月—2001年6月：兰州大学，获学士学位，气象学专业。

2001年9月—2002年7月：在北京研究生院学习专业基础课。

2002年7月—2004年6月：中科院寒区旱区环境与工程研究所攻读硕士，获硕士学位，专业为气象学。

2004年7月—现在：中科院寒区旱区环境与工程研究所攻读博士，专业为气象学，现专业技术职务为创新研究实习员。

攻读博士期间参加的科研项目：

1. 2001年7月至2004年6月，参加国家科技部社会公益研究专项课题“西北干旱区沙尘暴预警、服务系统研究”中第八专题“中国北方沙尘暴的气候特征及其对高原热力异常的响应”。
2. 2001年7月至2004年6月，参加国家973项目“中国北方沙漠化过程及其防治研究”(TG2000048705)。
3. 2001年6月至2004年12月，参加中国科学院知识创新工程重大项目“青藏铁路工程与多年冻土相互作用及其环境效应”中03课题“青藏铁路沿线气候与多年冻土间的作用”01专题“青藏铁路沿线气候变化及其环境效应研究”。
4. 2004年8月至2006年8月，承担干旱气象科学研究基金项目“青藏高原冬季地-气温差对中国北方春季沙尘暴的影响研究”，项目批准号：IAM200412。
5. 2004年10月至2006年12月，承担甘肃省科学技术攻关计划项目“甘肃干旱生态环境对全球气候变暖的响应及减灾技术的研究”中课题“河西内陆河流量对高原地面加热场强度的响应”(2GS042-A44-017)。
6. 2004年10月至2006年7月，参加国家科技攻关计划项目：“祁连山中云水资源开发利用研究”中第八专题“高原加热场对祁连山地区气候和水汽输送的影响”(2004BA901A16-08)。

7. 2005年1月至2006年12月,参加国家科技部社科院所社会公益研究专项“宁夏气候对全球气候变化的响应及其机制”(2004DIB3J121)。

博士期间发表论文情况:

1. 钟海玲,李栋梁,魏丽,中国北方沙尘暴的气候特征及其对春季高原地面感热异常的响应,中国沙漠,2004,24(3),323-329.
2. 钟海玲,李栋梁,中国北方4月沙尘暴于西风环流的关系研究,高原气象,2005,24(1),104-111.
3. 钟海玲,李栋梁,近40年鄂尔多斯市的气温特征及变化研究,中国沙漠,2006,26(4),652-656.
4. 钟海玲,李栋梁,陈晓光,近40年来河套及其邻近地区降水变化规律及对欧亚雪盖面积变化的响应,高原气象,2006,25(5)900-905.
5. 钟海玲,李栋梁,高原冬季地-气温差的特征及其对中国北方春季沙尘暴的影响,高原气象,2006,25(增),99-105.
6. 钟海玲,李栋梁,河西内陆河流量气候特征及其对高原地面加热场强度的响应,水科学进展,(待发).
7. 李栋梁,钟海玲,吴青柏等,青藏高原地表温度的变化分析,高原气象,2005,24(3),291-298.
8. 李栋梁,钟海玲,我国沙尘暴的气候成因及未来发展趋势,中国环境科学,2007,27(1),14-18.(EI)
9. 李栋梁,王涛,钟海玲,沙尘暴气候成因及未来趋势预测.中国沙漠,2004,24(3),376-379.
10. 李栋梁,柳苗,钟海玲,吴青柏,青藏铁路沿线地面气温和地温的年际变化趋势及与地形的关系,高原气象,2005,24(5),694-699.
11. 李栋梁,郭慧,李跃清,钟海玲,青藏高原及铁路沿线地表温度变化趋势预

- 测, 高原气象, 2005, 24 (5), 685-693.
12. Gao rong (高荣), Wei Zhigang (韦志刚), Dong Wenjie (董文杰), Zhong Hailing (钟海玲), Impact of the Anomalous Thawing in the Tibetan Plateau on Summer Precipitation in China and Its Mechanism, Advances in Atmospheric sciences, 2005, 22 (2), 238-245.