

分类号：
单位代码： 10028

密级：
学号： 2110902091

首都师范大学硕士学位论文

论文题目

我国北方沙尘气候特征研究

研究生： 任霄玉

指导教师： 魏明建教授、任国玉研究员

学科专业： 第四纪地质学

学科方向： 全球环境变化

2014年4月16日

摘要

沙尘事件是我国北方地区春季频发的一种低能见度天气现象。沙尘事件是一种重要的自然因子影响下的大气环境污染和灾害性现象,对人类健康和农业生产造成影响;同时作为一种地质营力,沙尘天气在我国北方第四纪黄土沉积和演化中发挥了决定性作用。应用先进的遥感技术分析研究沙尘气溶胶光学厚度特征,对于防灾减灾和深入理解黄土沉积成因,具有实际和理论意义。

本文首先利用美国 NASA TOMS 的气溶胶光学厚度指数 (AI) 资料以及地面观测记录获得的全部沙尘天气事件频数 (DF) 资料,对 1979-2002 年 TOMS 反演的气溶胶光学厚度指数 (AI) 资料进行了检验分析;然后利用 TOMS 的气溶胶光学厚度指数 (AI) 资料,对我国北方地区沙尘气溶胶的时空分布规律进行了分析;根据对我国北方沙尘天气和沙尘气溶胶时空分异规律的认识,初步讨论了沙尘天气气候事件对我国北方黄土分布的影响;描述了本文发展的东亚冬季风指数,并探讨了冬季风强度变化对北方春季沙尘天气发生频率的可能影响。得到以下主要结论:

(1) TOMS AI 数据与沙尘天气地面观测资料反映的沙尘气溶胶时空分布特征具有较好的一致性,西北干燥和半干燥地区二者一致性更高。东北平原和华北平原 AI 值出现相对高值,冬季尤其明显,与地面沙尘观测差异较大,主要和现代人为排放的黑碳等气溶胶有关。从季节变化看, AI 和 DF 年内变化也具有很高的一致性,均在春季最大,其他季节特别是秋季较低。AI 和 DF 相关系数一般在夏季最大,冬季最小。

因此,总体上看, AI 数据分析能够反映我国西北沙尘源区和黄土沉积区大气中沙尘气溶胶光学厚度时空分布特征,较好地代表了沙尘天气事件频率的空间和年内变化特征,可以用来研究我国北方大气沙尘气溶胶气候学特征及其对黄土沉积和演化的影响。

(2) 中国北方 AI 年平均值空间分布的一个明显高值区位于南疆盆地及其甘肃西部、青海柴达木盆地等荒漠地区,在 8 以上;次高值区位于内蒙古西部, AI 介于 5-8 之间;准格尔盆地、黄土高原北部、华北平原和东北平原 AI 也较高,通常在 4-7 之间;川、青、藏交界处以及阿尔泰山和天山西部局地区域 AI 值最

小，青藏高原大部、天山和阿尔泰山脉、秦岭和大巴山、长江下游流域、太行山、大小兴安岭和长白山脉等地区，AI 值较小。

(3) 我国北方春季和夏季平均 AI 明显高出其他季节。春季 AI 高值区范围最广，高值中心 AI 指数值最大；夏季我国东部季风区特别是华北和东北地区 AI 值明显减弱，但西北荒漠区仍维持很高的 AI 水平；多数地区秋季平均 AI 值达到全年最低，但南疆盆地及周边少数地区 AI 值较高；冬季以塔克拉玛干沙漠为代表的西北干燥区 AI 达到全年最低，但东部季风区平均 AI 值比夏、秋季显著偏高，东北北部尤其明显。

(4) 整个北方平均 AI 高值时间出现在春季和初夏 (3-6 月)，最高在 4 月和 5 月，AI 均超过 6；低值出现在秋季 (9-11 月)，其中 10 月最低；冬季是仅次于春季的高值时期；夏季为仅次于秋季的低值季节。我国北方从每年的第 10 候即 2 月 16-20 日开始，平均 AI 值进入快速增加时期，到第 25 候即 5 月 1-5 日达到最高峰，此后开始以较快速度下降，直到第 57 候即 10 月 11-15 日达全年最低水平，随后再开始缓慢增加。

(5) 从各个区域看，华北区具有同整个北方相似的年内变化规律，东北地区冬季特别是 12 月和 1 月平均 AI 值比西北、华北区明显偏高，1 月为全年最高月份，西北区则表现出晚春和早夏的峰值。每年的第 22 候即 4 月 16-20 日和第 61 候即 11 月 1-5 日，是西北、华北和东北区候平均 AI 值发生季节性转换的时节，4 月 16-20 日标志进入夏半年模态，AI 值西北区>华北区>东北区，11 月 1-5 日则标志进入冬半年模态，AI 值大小顺序变成东北区>华北区>西北区。

(6) 根据 AI 数据分析获得的我国西北源区和黄土沉积区大气中沙尘气溶胶光学厚度时空分布特征结果，对于进一步探讨黄土形成条件和演化规律具有一定科学意义。

(7) 基于亚洲陆地和印度洋、太平洋海陆热力差异的新冬季风指数表明东亚冬季风强度的年际和年代际变化趋势与国家气候中心业务上使用的指数具有较好一致性。在 20 世纪 50 到 70 年代末或 80 年代初，东亚冬季风偏强，此后到 90 年代中期，强度偏弱；但是，新的冬季风指数在 20 世纪 90 年代以后与国家气候中心业务中使用的指数有较明显的差异，前者表明冬季风持续变弱，而后者则指示近 20 年中东亚冬季风强度有所增加。新的东亚冬季风指数对于东亚地区

现代季风系统监测和古季风演化研究具有参考价值。

(8) 本文发展的东亚冬季风指数与我国北方地区，特别是黄土高原、西北大部和青藏高原等地区春季沙尘天气频率具有较明显的正相关关系，表明冬季风强度对这些地区春季沙尘天气发生频率具有较重要的影响。东亚冬季风偏强(弱)年份和时期，这些地区春季的沙尘天气频率一般增多(减少)。

关键词： TOMS，气溶胶，光学厚度，沙尘天气，比较，中国，北方地区，东亚冬季风指数

A study of temporal and spatial characteristics of dust weather in northern China

Abstract

It is necessary to examine whether the satellite monitoring results are consistent with ground-based observations if using satellite data in studying dust weather frequency or dust aerosol optical thickness. In this paper, the dust weather event frequency (DF) data from the ground-based observations record and aerosol optical thickness Index (AI) from TOMS for time period 1979-2002 is compared, and the temporal and spatial characteristics of dust aerosol optical depth in northern China is analyzed based on the long-term AI data series. A preliminary discussion on the implications of the findings for the formation and evaluation of the loess on the Loess Plateau is made. Finally, the paper illustrates a newly developed East Asian monsoon index and the analysis of the possible effect of winter monsoon intensity on springtime dust weather frequency in northern China. The main conclusions are as follows:

(1) High and low value areas of AI and DF in northern China have a similar spatial distribution. However, AI values in Northeast China plain and North China plain are generally high, especially in wintertime when with the ground observation shows lowest frequency of dust weather events; Changes of monthly mean AI and DF during a year also has a very high consistency, with the values for both being the largest in spring. The lowest AI values generally occur in autumn in North and Northeast China, but they appear in winter in northwestern arid region.

(2) Overall, the comparison well reflect the spatial and temporal characteristics of dust aerosol obtained based on the dust weather observation data in northern China, with higher consistency being seen in northwestern arid and semi-arid regions. It is concluded that TOMS AI data can well represent the spatial distribution and seasonal evolution of the atmospheric mineral aerosol deposition flux in northern China, and the further analysis of the data will help in understanding the formation and evolution of China loess in Quaternary.

(3) The spatial distribution of annual mean AI northern China has the largest values in the desert regions, such as southern Xinjiang Taklamagan Basin and western Gansu, Qinghai's Chaidamu Basin. The larger values are found in western Inner Mongolia, the Junggar Basin,

northern Loess Plateau as well as in the North China Plain and the Northeast China Plain.

(4) In North China, AI of spring and summer is obviously larger than that in other seasons. The large AI values in spring register the most extensive coverage, but the AI values in regions affected by Asian monsoon experience significant decrease during summer season. The lowest AI values generally occur in autumn in North and Northeast China, but they appear in winter in northwestern arid region. In terms of temporal change, larger AI values mostly appear in spring and early summer (March to June), and the smallest values are seen in autumn (September to November).

(5) Since 16-20 February every year, AI value rapidly increase to reach a peak in 1-5 May and then decrease until 11-15 October to reach the lowest level. North China has a more similar seasonal variation with that of the region as a whole. Northeast China has larger AI values in winter than Northwest China and North China have, and Northwest China shows a peak in late spring and early summer.

(6) It is interesting to note that the pentad mean AI values in Northwest, North and Northeast China witness an obvious seasonal transformation in 16-20 April and 1-5 November each year, with the AI values of Northeast China being larger than those of Northwest and North China in cold half year, and AI values of Northwest China being larger than those of Northeast and North China in warm half year.

(7) A new East Asian winter monsoon index is developed based on land-sea thermal difference between Asia and the Pacific and Indian Oceans. The new index shows that of the East Asian winter monsoon intensity has similar inter-annual and interdecadal variability as indicated by the index used in the monitoring operation of the National Climate Center of China, with both showing that the winter monsoon was strong in 1950s to 1970s, and weak in the late 1980s and early 1990s. A obvious difference between the two indices, however, occurs for the time period after mid-1990s, with the new index showing a continuous decline of the winter monsoon intensity.

(8) The newly developed East Asian monsoon index bears a good positive correlation with the dust weather frequency in springtime in northern China. The relationship is more significant in the Loess Plateau, Northwest China and the Qinghai-Tibetan Plateau. Therefore, a possible effect of the winter monsoon intensity on springtime duststorms is expected, with the strong

(weak) winter monsoon followed by the more (less) frequent dust weathers in springtime in northern China.

Key word: TOMS; Aerosol; Dust; Aerosol Optical Depth; Comparison; East Asian Winter Monsoon Index

资助项目:

国家公益性行业专项(批准号: GYHY201206012)和北京市自然科学基金重点项目(批准号: KZ201210028034)共同资助。

目 录

中文摘要

英文摘要

第一章 绪论	1
1.1.论文选题的科学依据.....	1
1.2.研究内容、拟解决的问题.....	2
1.3 目标和预期结果.....	3
第二章 研究现状和进展	3
2.1 国外研究进展.....	3
2.2 国内研究进展.....	5
第三章 数据及其处理过程	8
3.1 TOMS 资料.....	8
3.2 沙尘天气频数资料.....	8
3.3 主要分析方法简介.....	8
3.3.1 研究区域.....	8
3.3.2 分析方法总述.....	9
第四章 TOMS 和沙尘日数比较	10
4.1 前言.....	10
4.2 资料和方法.....	11

4.3 两套资料空间分布对比.....	12
4.4 年内对比结果.....	15
4.5 小节.....	19
第五章 基于 TOMS 的沙尘气溶胶时空分布特征.....	20
5.1 前言.....	20
5.2 资料和方法.....	21
5.3 AI 空间分布特征.....	22
5.4 AI 年内变化规律.....	25
5.5 小节.....	29
第六章 东亚冬季风强度及其对沙尘天气影响.....	29
6.1 引言.....	29
6.2 方法和资料.....	30
6.3 东亚冬季风指数.....	31
6.4 东亚冬季风强度变化特征.....	33
6.5 东亚冬季风对沙尘天气的可能影.....	34
6.6 小节	
第七章 结论和讨论.....	35
7.1 卫星资料可用性.....	35
7.2 NASA 卫星资料分析结论.....	36
7.3 东亚冬季风及其可能影响.....	37
参考文献	38
致谢.....	错误!未定义书签。

第一章 绪 论

1.1 论文选题的科学依据

沙尘天气是指发生在我国北方干旱半干旱地区的低能见度天气现象。根据其造成大气水平能见度的差异,气象观测中将沙尘天气划分为:浮尘、扬沙和沙尘暴。浮尘是指悬浮在大气中的沙或土壤粒子使大气水平能见度小于 10km 的天气现象;扬沙是指风将地面尘沙吹起,使空气相当混浊,且水平能见度在 1-10km 以内的天气现象;沙尘暴则指强风将地面尘沙吹起,使空气相当混浊,大气水平能见度小于 1km 的天气现象。沙尘气候是指沙尘天气的集成特征或平均状态,可以用沙尘天气的频率和平均强度等予以描述。

华北地区在这里系指包括华北平原、黄土高原,其中黄土高原是我国黄土的主要沉积区。黄土高原因堆积深厚的黄土而闻名于世。早在 19 世纪后期,德国地理学家李希霍芬就提出了黄土高原黄土的“风成说”,认为地质时期干燥区的强风吹起粉尘物质,风又裹挟着沙尘到达黄土高原地区沉降,逐渐形成的巨厚的黄土层(刘东生, 1985)。

中国科学家发展了中国黄土的“风成说”,提出包括黄土高原在内的黄土是第四纪冬季风强盛时期由源自西北荒漠的粉尘物质堆积形成的,黄土剖面上的黄土-古土壤交互成层现象与古冬季风-夏季风的此消彼长演变有密切关系(刘东生, 1985; An et al., 1987; 丁仲礼、刘东生, 1989; 安芷生等, 1990,1991; Xiao, et al., 1995; Guo et al., 2000),并可以用来重建过去冬-夏季风强度的长期演化历史(安芷生等, 1991; Xiao, et al., 1995; Guo et al., 2000)。

另一方面,根据现代气象观测记录的研究表明,我国北方频繁发生的沙尘暴物质多数起源于干燥的荒漠和干草原地区,沙尘天气系统在高空西风环流的引导下向东和东南移动,给华北地区包括黄土高原地区带来巨量的粉尘(方宗义等, 1987; 叶笃正等, 2000; 周自江等, 2002; 方翔等, 2002; 王式功等, 2003; 王锦贵、任国玉, 2003; 李继红, 2004; 李晨云, 2010)。华北地区历史文献上的大量的“雨土”记录说明,在现代人类强烈干预之前就存在沙尘天气现象(张德二, 1982)。显然,现代观测研究结果支持北方黄土沉积的“风成说”。

来自格陵兰冰盖的冰芯记录指示,在末次盛冰期及其更早的冰期内,北半球大气粉尘通量非常高,比现代和其他间冰期高出一个数量级(Alley et al., 1995; Ram et al., 1999; Zielinski and Mershon, 1997),说明冰期阶段亚洲内陆干燥区面积扩大,干燥程度

更高，平均风速更大，沙尘天气事件更为频繁，成为黄土高原黄土堆积的主要时期；而间冰期阶段亚洲内陆干燥区面积缩小，干燥程度更低，平均风速小，沙尘天气事件更为稀少，是黄土高原黄土面古土壤形成的主要时期（安芷生等，1991；Ding et al., 1994）。

因此，已有学者分别就黄土和沙尘暴天气进行了大量研究，为进一步理解他们之间的相互作用奠定了基础。但是，就华北地区黄土沉积和地质历史时期沙尘天气的关系来看，目前还有若干科学问题没有认识清楚。例如：现代沙尘天气频率的空间分布特征是否和华北黄土沉积范围和厚度分布有关系？沙尘天气气候事件的时间变化是否与季风环流系统变异有联系？如果存在这种联系，其机理是什么？结合华北地区黄土分布特征和黄土厚度空间差异资料，通过系统分析现代沙尘天气气候时空变化规律，有望对深入认识上述科学问题提供线索，为完善华北平原特别是黄土高原黄土形成和演化的理论提供帮助。

因此，有关我国北方沙尘天气及其与黄土堆积的联系，已经开展了许多工作，取得了大量成果。但是，过去的研究主要偏重在大气科学问题或第四纪古环境问题的分别探讨上，把二者联系起来开展研究的工作还不多。特别是，对于我国北方沙尘天气基本气候特征对地质时期黄土堆积的意义探讨不多，对中国大陆冬、夏季风强度与沙尘频率之间的联系研究还很少，特别是目前还没有发展能够适用于古气候分析的东亚季风指数。此外，已有研究对于华北地区特别是黄土高原黄土沉积及成壤过程与现代标准气候时期沙尘天气频率联系还缺乏讨论。

1.2 研究内容、拟解决的问题

1.2.1 利用地面气象观测资料和卫星遥感反演气溶胶光学厚度资料对比来检验卫星资料的可利用程度。

1.2.2 在卫星资料可利用性的前提下，利用卫星资料分析华北地区沙尘天气气候的基本特征，包括近 50 年各类沙尘天气事件频率（日数）的年内变化特征、空间分布特征和长期趋势变化规律；

1.2.3 发展并检验一套基于海表温度和陆面气温对比的东亚冬季风强度指数，并应用该冬季风指数讨论分析了东亚冬季风强度对我国北方沙尘天气事件频率和强度的可能影响。

第二章 研究现状和进展

近年来,国内外学者对中国沙尘天气的研究涉及面非常广泛。总体讲,国内文献注重境内沙尘源地及我国北方沙尘的观测、成因、预报和防御对策的研究,国际文献注重沙尘向下游输送和对大气及海洋环境影响的模拟研究,国内外的研究各具特色,互相补充。

2.1 国外研究进展

近 20 年国际上的文献也主要是针对中国地区或中亚地区沙尘暴天气特征、发生区域及其环境影响。Kurosaki et al. (2003)指出,1993-1999 年间东亚沙尘暴局限于蒙古国南部、巴丹吉林沙漠和黄土高原西部,到了 2000-2003 年,沙尘暴频发地区明显向东扩展,华北平原、东北地区以及朝鲜半岛均有沙尘暴频频爆发;沙尘暴频次增幅最大的地区正是作为常年沙尘暴频发区的蒙古国南部、巴丹吉林沙漠和黄土高原西部(Kurosaki et al,2003)。观测分析表明,2001 和 2006 年的沙尘事件比 2002-2005 年间的任何一年都发生得频繁,其影响区域也更为广泛;在 2001-2006 年间,作为沙尘源区,中国西北地区表现较为稳定,华北地区却变化剧烈(Sun et al,2001)。

Qiu et al. (2001)通过分析 1971-1996 年间的沙尘暴事件发现,中国北方有以民勤和田为中心的两个沙尘暴频发中心;Shao and Wang(2003)发现塔里木盆地、内蒙古中西部及河西走廊是我国 2000-2002 年间的沙尘暴频发区;Shao and Dong(2006)研究发现,1998-2003 年间中国北方的沙尘暴最多发生于内蒙古中西部,其次才是河西地区和塔里木盆地;而 2000-2006 年间中国境内的沙尘暴频发区则为南疆盆地南缘以及华北地区。因此,在年际到多年尺度上,说沙尘暴的频发区在北方不同地区之间存在迁移和转换现象,过去的 10 余年具有由西北向东扩大的趋势。

相关冰芯、树轮和历史档案的分析表明,中国北方干旱地区东部和半干旱地区的沙尘频数在年代际尺度上与气温和降水之间表现出明显的负相关,在世纪尺度上,与气温相比,降水与沙尘暴之间的相关更为密切。

对 1960-1999 年间中国北方沙尘暴气候的分析表明,由中国北方的戈壁沙漠释放的沙尘一般只能被抬升到 3000m 以下的高度,并主要沉降于黄土高原地区(Sun et al,2001),暗示黄土高原的黄土可能是地质历史上沙尘暴天气系统携带的沙尘沉降而成。Zhang et al. (1996)利用元素示踪方法探讨了沙尘物质的来源地,指出中国黄土高原的粉尘来自西北和北部三个源区。Zhang et al. (1997)还指出,亚洲的沙漠粉尘物质在吹扬起来后,有 30%再

沉降在沙漠地区，20%在区域尺度上输运，主要在中国大陆地区，而50%都要经过长距离输送到太平洋甚至更远的区域。

Washington et al. (2003)利用卫星携带的总臭氧监测谱仪资料，分析了全球和亚洲大气沙尘起源的关键源区，出了撒哈拉沙漠这个最主要源区外，亚洲包括中国北方荒漠区域特别是塔克拉玛干沙漠也是重要源区。Wang et al. (2004)的综合表明，我国北方沙尘的源区主要在腾格里沙漠、巴丹吉林沙漠、毛乌素沙地以及蒙古南部戈壁沙漠等地区，由西北向东南或东方输送。

2.2 国内研究进展

国内文献利用我国沙尘日数、气温、降水等资料对北方沙尘天气特点和起因进行了多方面分析。有关沙尘发生的季节变化和年变化特征研究表明，华北地区的沙尘天气存在明显的季节变化，主要发生在春季3月、4月（叶笃正等，2000；王锦贵等，2003）。春季气温回升、冰雪消融、土层松动，加之地表裸露，为沙尘暴的发生提供了丰富的物源（陆均天等，2003；李青春等，2004）。张小玲等（2005）认为，降水量持续偏少，年平均气温偏高，最高气温偏高，造成土壤水分蒸发强烈，土壤干燥疏松，容易引起沙尘天气。气温回暖后，强对流天气与高空环流的有机配合，满足了沙尘暴发生的条件，使沙尘暴存在着明显的季节变化特点，75%的沙尘天气发生在春季，而春季大风只占全年的50%。尤其以4月份沙尘暴发生次数为全年最高，且以扬沙为主；5月以后沙尘暴发生次数急剧下降，9月和10月为最低（王锦贵等，2003）。春季沙尘暴发生频率高，除了与一年中春季风速较大有关外，还与此时地面开冻融化、气温上升、降水稀少，使得裸露的沙土结构逐渐变得松散，一旦有较强的天气系统活动就很容易产生沙尘暴有关（张小玲等，2005；邱新法等，2001）。

因此，多数研究指出，干暖的气候背景、前冬气温偏低、频繁的冷空气和气旋活动及各种原因导致的荒漠化扩大趋势是我国北方地区春季沙尘天气较频繁的主要原因（叶笃正等，2000；吴晓京等，2001；方翔，2002；张莉、任国玉，2003；陆均天，2003；韩忠辉，2010）。

有研究表明，北方的气候有明显的干旱化趋势，地表湿润指数和土壤湿度明显变小，这为沙尘暴的发生提供了气候背景（叶笃正等，2000）。多个气候模式分析结果也指出，未来几十年内，在全球增暖的影响下，北半球中纬度内陆地区，降水量变化不大，但温度显著升高，地表蒸发加大，土壤变干。这是有利于沙尘暴发生的不良气候背景，再加上土

地资源利用不合理的局面短期内难以根本扭转，草地资源退化和减少的状况难以根本转变，以及水资源短缺的矛盾日趋严重，应当引起我们的重视（王涛等，2001）。钱正安等（2002；2006）发现，1952-2001年间，北方沙尘暴的频发区域有扩大趋势。

但是，更多的研究指出，我国北方的沙尘暴发生频率和强度在过去的50多年呈现明显减少趋势（周自江等，2001,2002；邱新法等，2001；Qian et al., 2002；王锦贵等，2003；张莉等，2003；）。一般认为，20世纪50-70年代沙尘暴频数波动增加，70年代达到最高，80-90年代明显减少，90年代在减少中有所回升，1998年（特别是2000年）后频次突然增加，2003-2005年急剧减少，2006年又有增加，但大部分站点没有超过历史均值（钱正安等，2002；周自江等，2003；钱正安等，2006；Zhang et al. 2007；范一大等，2009）。张莉等（2003）发现，20世纪50年代以来我国北方沙尘天气频率长期下降趋势主要和沙尘源区的降水量普遍减少以及沙尘天气发生区域风速和大风日数明显减少有关，而风速的减小可能主要起因于北半球高低纬度地带不均衡的增暖现象。

通过对青藏高原北部马兰冰芯污化层状况的分析，揭示出近200年来冰芯中污化层厚度比率呈降低趋势，指示了这一时期沙尘天气发生频率呈减少趋势。19世纪沙尘天气的发生频率要高于20世纪（王宁，2006）。事实上，对于中国东部地区“雨土”现象的研究结果也表明，其发生频率在19世纪较高，而在20世纪偏低（张德二，1982）。王宁练等（2007）认为，敦德、马兰和崇测等冰芯记录和红碱淖湖泊记录表明的中国北方地区近百年沙尘天气频率减小趋势，与北方降水的总体增加和可能由全球变暖所致西风环流的减弱密不可分。这和张莉等（2003）对最近50年北方沙尘频率变化原因的分析结论一致。

有研究将沙尘暴与荒漠和土地沙漠化相联系。全世界有四大沙尘暴多发区，分别位于中亚、北美、中非和澳大利亚。我国的沙尘暴区属于中亚沙尘暴区的一部分，主要发生在北方。总的特点是：西北多于东北地区，平原（或盆地）多于山区，沙漠及其边缘多于其它地区（王式功等，1996；）。且多发区主要集中在三大地区：河西走廊和阿拉善高原、南疆盆地南缘及内蒙古中部（王式功，2000；钱正安等，2002），此外，地形因素对沙尘暴有明显的阻挡作用，沙尘暴的发源地应在沙漠及其周边地区（邱新法等，2001），因此黄土高原地区主要是沙尘的堆积区。

在地质历史中，沙尘天气和大气粉尘通量变化与气候变化和地面沙尘物质供应量的消长有关。冰芯资料和黄土剖面分析表明，在地球轨道参数调制下的气候暖湿期或间冰期，全球沙尘暴发生频率低，大气粉尘通量小；相反，在冷干气候时期或冰期，沙尘暴发生频率高，大气粉尘通量也大（Ding et al., 1994; Zielinski et al., 1997; Ram and Stolz, 1999）。

黄土的风成说表明粉尘黄土沉积及其成壤与沙尘暴之间存在着密切的联系。在全球变

暖的背景下, 粉尘源区气候趋于暖湿化, 导致中国北方沙尘暴减少, 使得黄土高原粉尘堆积的速率减小, 因而, 黄土高原地区将进入一个成壤相对强的时期 (奥勃鲁契夫, 1958; 刘东生, 1985; 贾耀峰, 2006)。对我国历史时期和现代与沙尘暴有关的降尘事件发生频次的统计分析显示: 降尘频繁时段对应于干冷的气候背景, 表现为中国北方大部分地区冷时段沙尘暴日数多于暖时段 (张德二, 1984, 1999)。黄土高原黄土组成由西北到东南, 颗粒成分由粗到细的带状分布特征, 可能也和西北风的风力分选有关。中国学者的研究也指出, 在第四纪冰期阶段, 全球海平面下降, 陆地面积扩大, 内陆更为干燥, 西伯利亚高压增强, 冷空气活动更为强大, 干冷的气候背景可能增加了沙尘暴发生频率, 成为黄土堆积加速期; 间冰期则正好相反, 在湿热的气候条件下黄土沉积速率减慢, 土壤成壤作用加强 (张林源, 1981; 刘东生, 1985)。

关于我国北方第四纪黄土成因的研究一般还认为, 黄土堆积加强时期或全球冰期阶段也是冬季风强度增加、夏季风强度减弱的时期, 而黄土中成壤时期或全球间冰期则是冬季风减弱、夏季风加强时期, 把黄土堆积和成壤作用与大尺度东亚季风环流演化联系起来 (刘东生, 1985; 丁仲礼、刘东生, 1989; 安芷生等, 1990, 1991)。国内已有研究发现, 强的东亚冬季风有助于冬季及下一个春季沙尘天气的发生; 反之亦然; 而强的夏季风则会抑制年际间的沙尘天气的发生。夏季风指数与沙尘天气频率之间存在负相关 (Wu and Zhang, 2010)。

东亚季风强度一般用各种季风指数来表征。关于季风指数有很多不同的定义。过去人们一直认为中国大陆、南海和西太平洋地区的季风起源及变化归结于印度季风, 因此早期定义的季风指数大多基于整个亚洲或亚洲季风的东南亚部分。20 世纪 80 年代中后期, 由于亚洲季风研究领域的进展以及气象卫星资料的应用, 定义季风指数的方法开始出现多样化趋势。

王宁 (2007) 和张自银等 (2012) 总结了不同研究对东亚冬季风指数的定义, 指出大致可归纳为五类, 即海陆差异类、高压特征类、风场特征类、环流特征类和综合类。例如, 在海陆差异类型中, 郭其蕴 (1994) 利用东西向(110°E 与 160°E)海平面气压差来定义东亚冬季风指数, 还有利用东亚不同区域范围内地面经向风平均值 (Chen et al., 2000)和 500hPa 位势高度场平均值 (孙淑清等,) 来定义冬季风指数的。郭其蕴 (1983) 也用 20°~50°N、110°~160°E 范围内的海平面气压差来定义东亚夏季风指数, Huang (2004) 利用东亚太平洋型遥相关定义东亚夏季风指数, Zhao et al. (2007)利用亚洲和太平洋中纬度之间的对流层温度遥相关来表征东亚夏季风强度, Zhu et al. (2003)利用历史时期华北夏季降水长序列资

料表征东亚夏季风的年代际变异。

第三章 数据的分析处理过程

3.1 TOMS 资料

本文所用卫星资料来自于 NASA 利用 Nimbus7(1979-1992)和地球探测器(Earth-Probe)(1996 年中期-2005)搭载的 TOMS 对所观测到的近紫外线对气溶胶粒子的反向散射进行分析所得到的一套几乎覆盖全球海洋陆地的气溶胶光学厚度长序列资料集。应用于 TOMS 数据的反演技术使用了两项没有在近 UV 和近 IR 遥感中运用的独特的优势。1) 所有地表类型的低反射率(包括一般明亮的沙漠可见)以致陆地气溶胶反演成为可能; 2) 对吸收 UV 的气溶胶的高敏感性, 允许从硫酸盐和海盐气溶胶等散射粒子中清晰分离出碳质及矿物气溶胶。这种近 UV 方法反演出的气溶胶特性与 AERONET 地面观测做对比以验证其准确性。卫星资料在 1994、1995 两年由于航天器故障导致资料缺失, 本文中所缺失的 1994、1995 两年的资料均由其余年份平均值代替。

3.2 沙尘天气频数资料

本文所用沙尘天气的地面观测资料来源于中国气象局逐站逐月沙尘日数数据集, 时间尺度为 1954 年至 2002 年。在中国基本站、基准站气象站地面月报基础上, 统计处理了沙尘天气出现的站号、经纬度、时间及其浮尘日数、扬沙日数和沙尘暴日数。数据集中采用了 495 个站点作为地面观测站来记录逐月沙尘天气发生日数资料。

此外, 为了发展新的东亚冬季风指数, 本文还是用了英国哈德莱中心和东安吉利大学气候研究中心的全球陆地和海洋表面温度距平网格资料 (HadCRUT4.2), 空间分辨率为 5.0×5.0 (Morice et al., 2012), 以及国家气候中心的东亚冬季风指数序列资料。这些资料均为月平均值, 时间为 1971-2010 年。

3.3 主要分析方法简介

3.3.1 研究区域

本文研究区域为北纬 30 以北的广义北方地区, 包括东北、华北和西北地区, 也包括了青藏高原北部、秦岭山脉以及长江与淮河之间的区域(图 3.1)。这个区域内, 分布着我国最重要的内陆荒漠、沙地和干草原, 每年沙尘天气频繁发生, 黄土高原位居其中。为了探讨区域差异, 将整个区域按经纬度划成 3 个分区: 西北区 (100°E 以西)、华北区 (100°E - 120°E) 和东北区 (120°E 以东, 40°N 以北)。

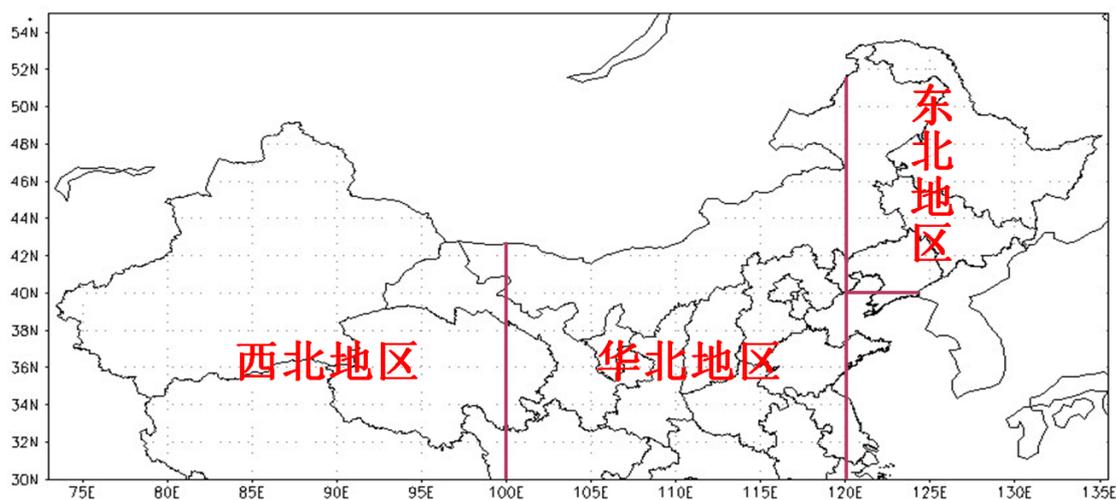


图 3.1 研究区域范围及其分区界线

Fig. 3.1 Regionalization of the study area in northern China

3.3.2 分析方法总述

由于本文所选取的研究区域为北纬 30° 以北的中国北方地区，因此只取两套资料关于此研究区域的数据。

卫星反演资料为 1979-2005 年 $1.25^{\circ} \times 1^{\circ}$ 网格点逐日光学厚度资料，而站点沙尘天气频数观测资料则为 1954-2002 年的逐月统计结果，统一取 1979 年-2002 年为研究时段，并将站点观测资料转换成与卫星资料相同格式的网格点资料。采用简单算术平均方法分别统计两套资料的逐年月、季和年的要素值，然后计算整个时期多年平均月、季、年要素值。利用相关系数对两套资料做月、季、年的相关性分析。

对卫星资料的处理细化到对候的分析。按候（5 天，一年 72 个候）计算多年平均 AI 值时，把所有年份 1 月 1-5 日 AI 值平均，得出第一候平均值，1 月 6-10 日平均，为第二候平均值，以此类推。1、3、5、7、8、10、12 月的最后一候算 6 天平均，2 月最后一候算 4 天平均，最后得到年内 72 候平均值。运用现代气候统计诊断与预测技术中线性倾向估计等计算方法对全区以及各分区 AI 的年、四季的数据进行处理分析。

四季划分采用气候学定义即春季为 3、4、5 月，夏季为 6、7、8 月，秋季为 9、10、11 月，冬季则为 12、1、2 月。年是指一年的 12 个月。

第四章 TOMS 和沙尘日数比较

4.1 前言

沙尘天气是我国北方干燥、半干燥地区经常发生的低能见度天气现象。频繁的冷空气和气旋活动是引起我国北方春季频繁发生沙尘天气的直接原因(叶笃正等, 2000; 吴晓京等, 2001; 方翔等, 2002; 陆均天等, 2003; 韩忠辉等, 2010; 薛占金等, 2011), 而大范围气候变暖及其由此引起的中纬度地带大气环流纬向性加强、径向性减弱、近地面平均风速和大风频率减小、以及降水量增多则构成了我国北方最近半个世纪沙尘天气发生频率下降的气候背景(叶笃正等, 2000; 张莉等, 2003; 孟猛等, 2012; 朱晓炜等, 2013)。

沙尘天气现象传统上利用地面气象站网通过瞬时风速和能见度来进行观测及分析(陆均天等, 2003; 钱正安等, 2004), 或者通过卫星遥感技术监测单一沙尘天气过程。近年来, 卫星遥感由于其较高的空间覆盖率, 成为沙尘监测和研究中不可或缺的技术, 得到广泛应用。卫星遥感技术可以通过采用近红外或可见光以外光谱探测器反演沙尘气溶胶光学厚度。1999年12月发射的EOS-Terra卫星以及2002年初发射的Aqua卫星搭载的MODIS传感器, 已被用来监测和反演陆地气溶胶的光学厚度(Chu, D.A et al, 2002; Levy, R, C et al, 2007), 并通过地面不同的气溶胶性质来区分气溶胶类型。

利用卫星监测和反演沙尘天气频率或沙尘气溶胶光学厚度, 一个关键的问题是监测和反演结果是否和观测一致, 是否能够明确反映实际的沙尘天气发生频率时空特征。地球观测科学计划(Earth Observation Science, EOS)的Terra卫星平台搭载的多角度成像光谱仪(Multi-angle Imaging Spectra Radiometer, MISR)通过云筛选等算法反演覆盖陆地和水域的大气中气溶胶光学厚度(Aerosol Optical Depth, AOD), 没有区分沙尘气溶胶、生物燃烧气溶胶、火山灰以及当地产生的烟雾, 陆地反演结果较水上好一些, 但在区分气溶胶类型上还需要改进(Martonchik, J. V. et al, 2002)。Gonzalez et al. (Gonzalez, C. et al, 2003)通过将ERS-2/ESA反演的欧洲气溶胶资料与模式计算结果对比, 得到二者监测结果具有可互补的结论。Levy et al. (Levy, R. C. et al, 2005)比较了AERONET中的AOD以及搭载在CLAMS卫星上的MODIS传感器反演的海陆气溶胶数据, 发现二者在海洋的相关性较好, 误差在允许范围内, 但在陆地的相关性没有达到预期。

美国国家航空航天局(NASA)利用Nimbus和地球探测器EPtoms卫星遥感资料搭载的臭氧总量绘图系统(Total Ozone Mapping Spectrometer, TOMS)通过近紫外射线的方法反演获得一套几乎覆盖全球海洋和陆地的沙尘和碳质气溶胶光学厚度指数(AI)长序列资料集。Torres et al. (Torres, O. et al, 1998)曾比较了这套数据集与气溶胶自动观测网(AERONET)的分析结果, 发现在不同气溶胶类型占主导的区域中, 该数据集基本能够再现实际的气溶

胶含量，但不同地区反演效果差异比较明显。迄今，已有一些研究者利用这套资料或其他卫星资料分析了中国部分区域和特定时段沙尘气溶胶时空分布规律，并和实际观测的沙尘气溶胶资料进行了比较(Li, Chengcai,etal,2003;张鹏等, 2003; Xu, Jin,etal,2002; David G. Streets,etal,2008; Wen Mi,etal,2007; Lin, I.-I.etal,2007;申彦波等, 2008; 朱爱华等, 2004; 黄珏等, 2013; 郑新江等, 2008; 吴序鹏等, 2012), 发现 TOMS 在西北地区反演结果较好, 但在东部沿海等区域可能由于黑碳气溶胶影响结果不太理想。对于我国北方地区, 这套卫星资料在多大程度上能代表实际的沙尘天气发生频率时空分布特征, 目前还没有开展系统研究。

本文利用 TOMS 光学厚度长序列资料, 以及同期地面气象站观测获得的沙尘天气日数记录, 比较分析中国北方卫星反演光学厚度与沙尘天气频率的时间和空间分布特征, 希望进一步了解 TOMS 反演数据在代表中国北方沙尘气溶胶方面的可靠性, 为进一步改进卫星反演技术和利用卫星资料分析研究我国北方沙尘天气频率和沙尘气溶胶光学厚度时空分布规律提供科学依据。

4.2 资料和方法

所用卫星资料来自于 NASA Nimbus7 (1979-1992) 和地球探测器(Earth-Probe) (1996年中-2005) 上搭载的 TOMS 逐日气溶胶光学厚度长序列资料集。由于航天器故障, 1994年和 1995 年资料缺失, 2000 年资料存在严重质量问题, 因此, 在两套资料的处理过程中, 用多年逐月平均值代替缺失的两年资料和 2000 年的资料。

沙尘天气地面观测资料来源于中国气象局国家气象信息中心的国家基准、基本站逐月沙尘日数数据集, 时间长度为 1954 年至 2002 年。这套数据包括逐月浮尘日数、扬沙日数和沙尘暴日数。本文利用该数据集中北方地区 495 个站点观测资料 (图 4.1)。由于浮尘、扬沙和沙尘暴天气均可造成大气沙尘气溶胶含量或光学厚度上升, 能见度下降, 取三种天气事件发生日数的总和, 称沙尘天气频数 (DF), 与卫星资料比较。北方地区是指我国北纬 30° 以北区域 (图 4.1)。

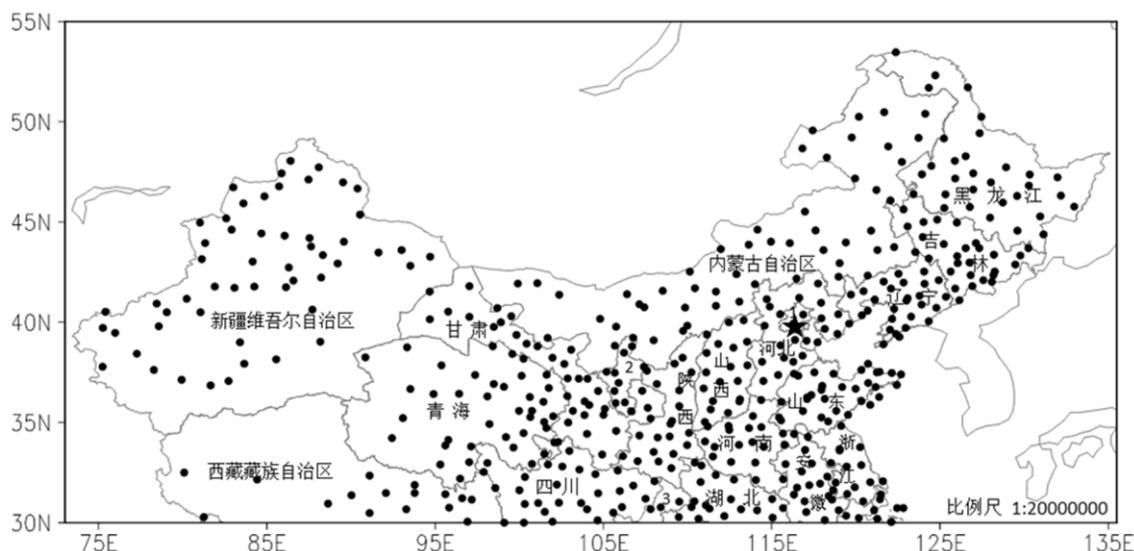


图 4.1 研究区范围及其地面气象观测站点分布。(1 代表北京市，五角星代表北京站位置；2 代表宁夏回族自治区；3 代表重庆市。)

Fig. 4.1 Study region and the distribution of dust weather observational stations. (One represents Beijing, Five-pointed star represents the location of Beijing Station; two represents the NingXia Hui Autonomous Region; three represents Chongqing city)

卫星反演资料为 1979-2005 年 $1.25^{\circ} \times 1^{\circ}$ 网格点逐日光学厚度资料，而站点沙尘天气频数观测资料则为 1954-2002 年的逐月统计结果，统一取 1979 年-2002 年为研究时段，并将站点观测资料转换成与卫星资料相同尺寸和格式的网格点资料。采用简单算术平均方法分别统计两套资料的逐年月、季和年的要素值，然后计算整个时期多年平均月、季、年要素值。利用相关系数方法对两套资料序列做月、季、年的相关性分析。

四季划分采用气候学定义即春季为 3、4、5 月，夏季为 6、7、8 月，秋季为 9、10、11 月，冬季则为 12、1、2 月。年是指一年的 12 个月。

4.3 两套资料空间分布对比

图 4.2 给出 1979-2002 年多年平均 TOM AI 和地面沙尘天气频数的空间分布情况。高值区的分布基本一致，均位于南疆盆地和内蒙古西部。地面观测资料的高值区域还包括青藏高原北部地区。在其他地区，两套资料的差别较大，主要表现在 DF 的次高值区分布范围很小，局限于内蒙古中西部和南疆盆地外围地区；而 AI 次高值区位于更广大的区域，能够代表大气背景值的区域范围很小，主要在川、青、藏交界地带。AI 分布在华北平原和东北平原形成明显的相对高值区域，达到 0.5-0.6，略低于内蒙古高原西部。造成二者空间分布不一致的原因可能是卫星资料不仅反映沙尘气溶胶，还包含碳质气溶胶的影响，是沙

尘和碳质气溶胶的综合作用产物 (Torres,O.etal,1998)。东部地区特别是华北平原和东北平原等地区, 人类排放的碳质气溶胶浓度高, 致使 AI 呈现出相对高值。

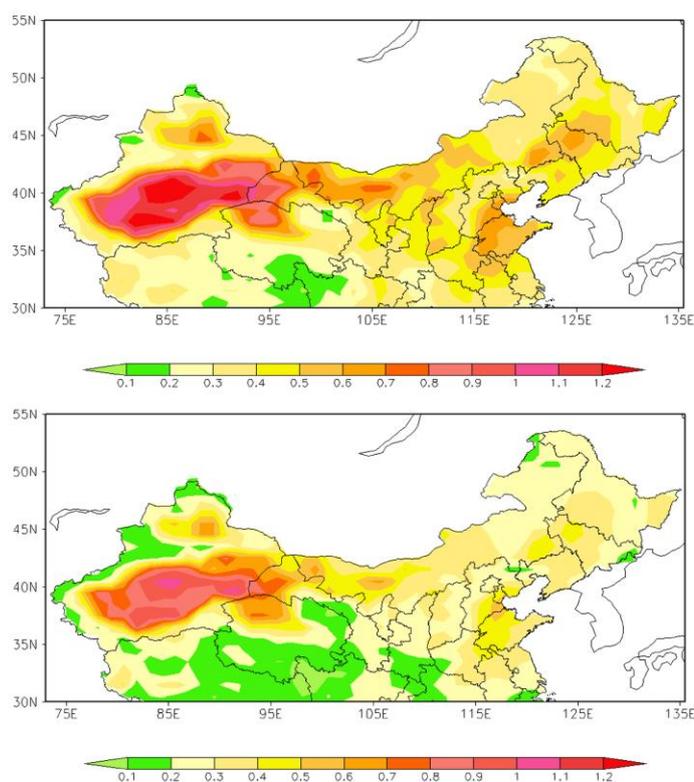


图 4.2 1979-2002 年多年平均 TAMS 气溶胶光学厚度 (AI) (a) 和地面观测沙尘天气频数 (DF) (b) 空间分布

图 4.3 给出 1979-2002 年四季 TAMS AI 指数和 DF 的空间分布情况。春季是我国北方沙尘天气现象最频繁出现的季节, 总体上看二者高值和低值分布基本一致, 高值均位于南疆盆地及其甘肃西部、青海柴达木盆地等极端干燥地区, AI 值在 0.8 以上, DF 值一般在 9 天以上。西部地区存在一些微小差异, 主要包括 AI 的高值范围一般比 DF 要小, 在塔里木盆地周边没有延伸到北部的天山山脉和南部的昆仑山脉, 内蒙古西部分布也比较狭窄, 且量值比高值区要小的多。造成这一差异的原因可能主要和地形等因素有关。AI 指示卫星传感器感应的整个大气柱内沙尘气溶胶厚度, 在盆地区域较大, 山地和高原区域较小; 而地面观测仅记录近地表的大气能见度和沙尘天气现象, 在高山和高原区域仍然会有较低的能见度 and 较频繁的沙尘天气, 但沙尘物质可能仅集中在近地面较薄的大气层, 卫星探测的气溶胶光学厚度可能不大。同样, 内蒙古西部的差异可能也和高原地形导致 AI 值相对较小有关。

在北方的东部地区, 二者差异比较大。AI 值在内蒙古中东部、东北西部和华北大部特

别是山东半岛等地，也较高，达到 0.5 以上，个别地区甚至超过 0.8。DF 的较高值区位于内蒙古中部、黄土高原、科尔沁沙地及其南部，而 AI 的较高值分布范围要大得多，且量值也较 DF 大，几乎涵盖了东部所有地区，一般在 0.3 以上。形成这一差异的原因一个是地形影响，东北平原和华北平原等区域一般气溶胶光学厚度比较大；另一个原因可能是东部人口密集，城市较多，经济相对发达，区域人类活动排放的碳质气溶胶数量大，导致 AI 值偏高。因此，东部地区 TOMS AI 资料用来反映沙尘气溶胶浓度和沙尘天气频率具有较大偏差。

夏季 AI 和 DF 空间分布与春季有相似性，二者高低值分布态势的差异是所有季节中最小的，具有较高的一致性。高值区仍均位于西部的干燥盆地和高原，东部和东南部数值较小。卫星资料在东部的平原和黄土高原地区仍维持次高值，仅东北北部、青海南部、四川西北部及其青藏高原东北部等小部分地区接近大气背景区域，AI 值很小，而 DF 值在季风区域都很小。这个差异主要和季风区夏季处于雨季，地面沙尘发生频率很稀少，但人类排放的碳质气溶胶仍然比较多，致使东部平原和半干燥区 AI 值仍旧偏高。

从秋季平均 AI 和 DF 空间分布情况看，两套资料高值区域均呈明显的减小趋势。DF 分布与夏季相似，高值区域范围甚至比夏季还小。AI 高值区域范围缩小不明显，但减小趋势比 DF 大。二者次高值区范围也呈减小趋势，低值区域范围增大。DF 次高值区分布仍基本位于南疆盆地周边地区以及内蒙古西部，而 AI 次高值区分布较 DF 广泛，包括准噶尔盆地、内蒙古高原、东北平原、青海西北部、黄土高原以及东部沿海地区，可能主要与东南部人类排放的碳质气溶胶有关。

冬季平均 AI 值和 DF 值空间分布的差异最大。AI 高值区移至东北北部，华北平原也是相对高值区，而 DF 的高值区则南移至青藏高原北部和塔里木盆地南部。冬季卫星资料和地面沙尘天气频率资料几乎相反的空间分布形势，可能主要与季节性取暖燃煤排放更多的碳质气溶胶有关，也和东北地区近地面大气强烈发展的逆温层等因素有联系。这表明，AI 在冬季难以用来代表沙尘天气频率，也难以表征大气里沙尘气溶胶浓度或光学厚度。

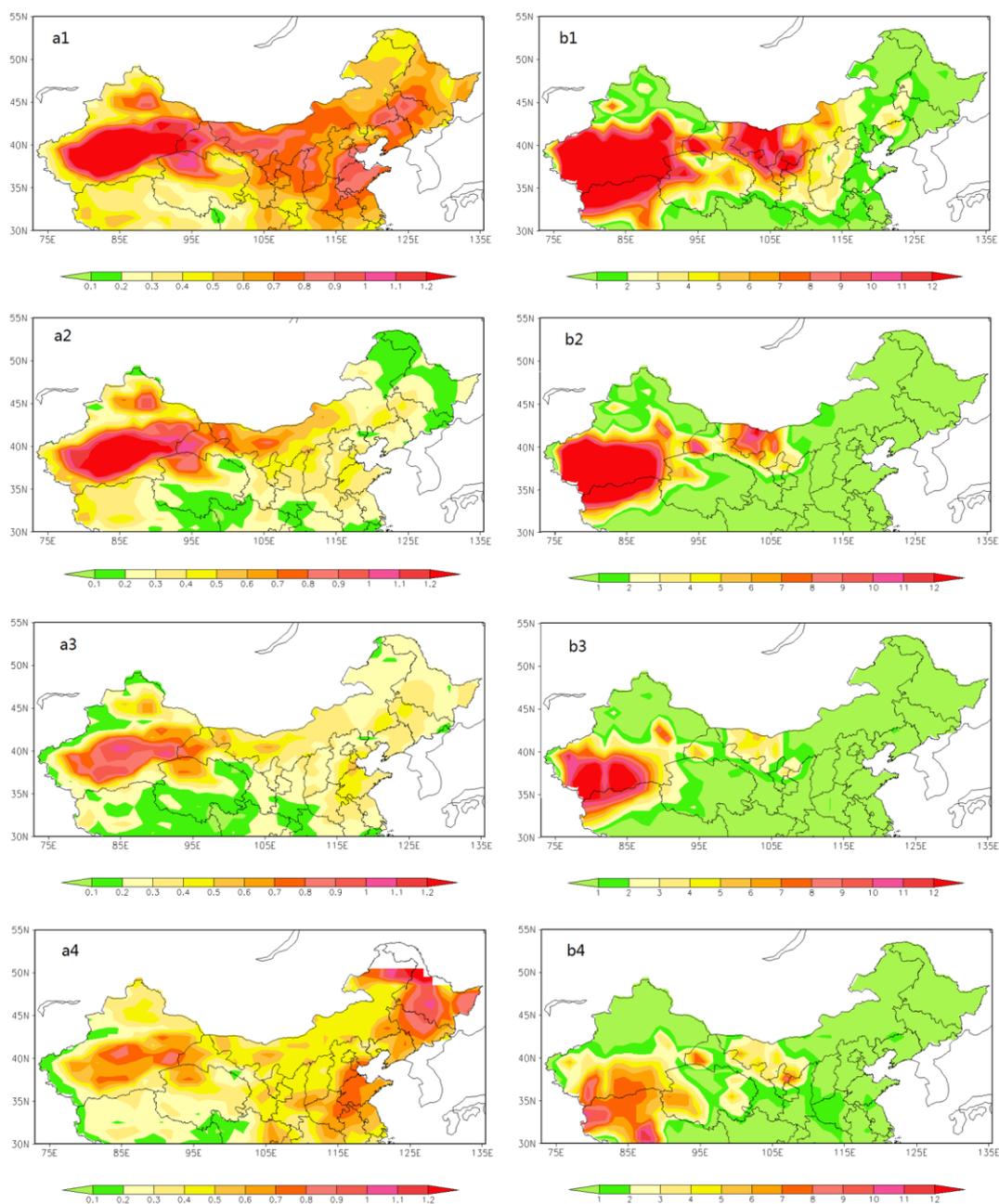


图 4.3 1979-2002 年四季 TAMS 气溶胶光学厚度 (AI) (a) 和地面观测沙尘天气频数 (DF) (b) 空间分布。a1-a4 和 b1-b4 分别代表 AI 和 DF 春、夏、秋、冬四季平均值

4.4 年内对比结果

图 4.4 表示 1979-2002 年期间 DF 和 AI 的多年月平均值年内变化情况。就整个北方地区来看, 沙尘天气的频发季节为春季, 因此 DF 值从 2 月份开始明显上增, 4 月份达到最高, 平均达 4.5 日, 此后连续下降, 最低值出现在秋冬季节。AI 高值月份也出现春季, 同

样 4 月最高，4 月和 5 月 AI 值均超过 0.5，但最低值发生在秋季，冬季则是除春季外 AI 值的次高峰。可见，除冬季外，我国北方地区月平均 AI 和 DF 值年内变化规律具有较好的一致性。冬季 AI 值的相对峰值可能主要是东部区域人类活动排放大量碳质气溶胶，造成卫星反演结果异常偏高的结果。

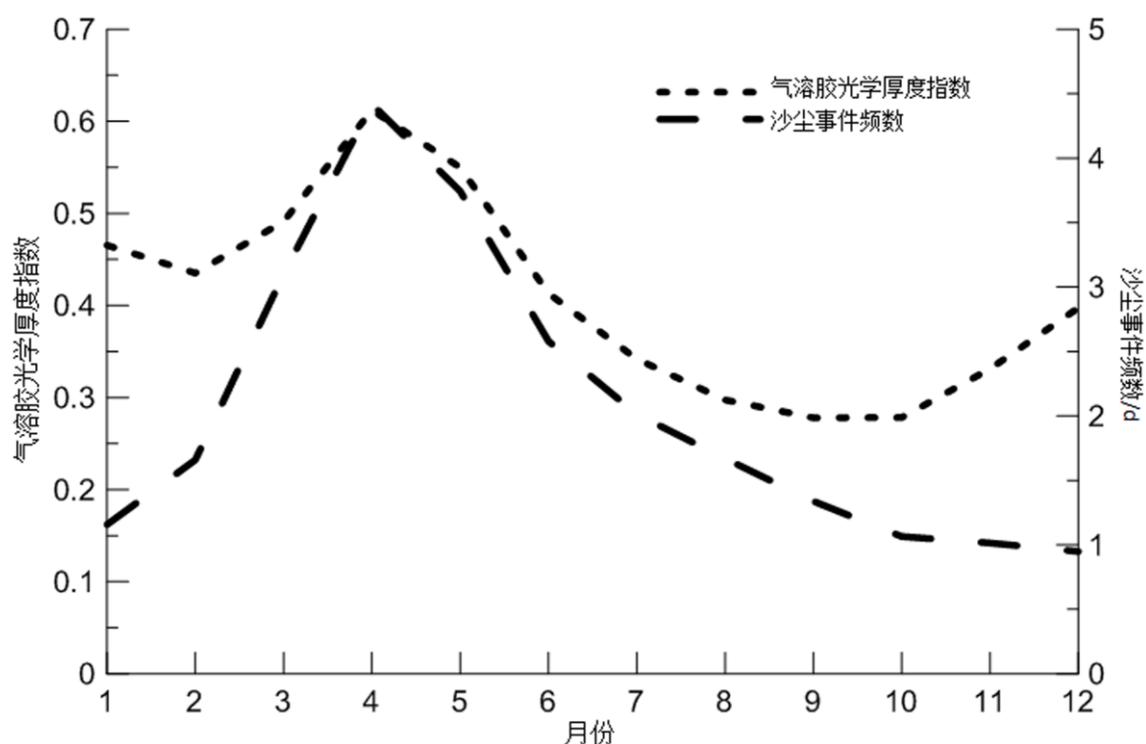


图 4.4 1979-2002 年北方地区月平均气溶胶光学厚度 (AI) (短虚线) 和地面观测沙尘天气频数 (DF) (长虚线) 年内变化

图 4.5 为 1979-2002 年期间 AI 与 DF 月均值的散点图，图 4.5a 为所有月份，图 4.5b 为春、夏、秋季。可以看到，二者在沙尘天气频数高的月份关系较好，而在沙尘频数低的月份分布较分散，关系比较差；另一个特点是，在 AI 值偏小的月份，二者关系常常很好，而在 AI 值较大的月份，二者关系较差。由于沙尘发生频次高的月份一般在春季和夏季，此时东部地区碳质气溶胶浓度较低，因此 AI 和 DF 关系较好；AI 值较高的情形在东部主要出现在冬季，此时 DF 值很低，是造成二者关系不佳的主要原因。

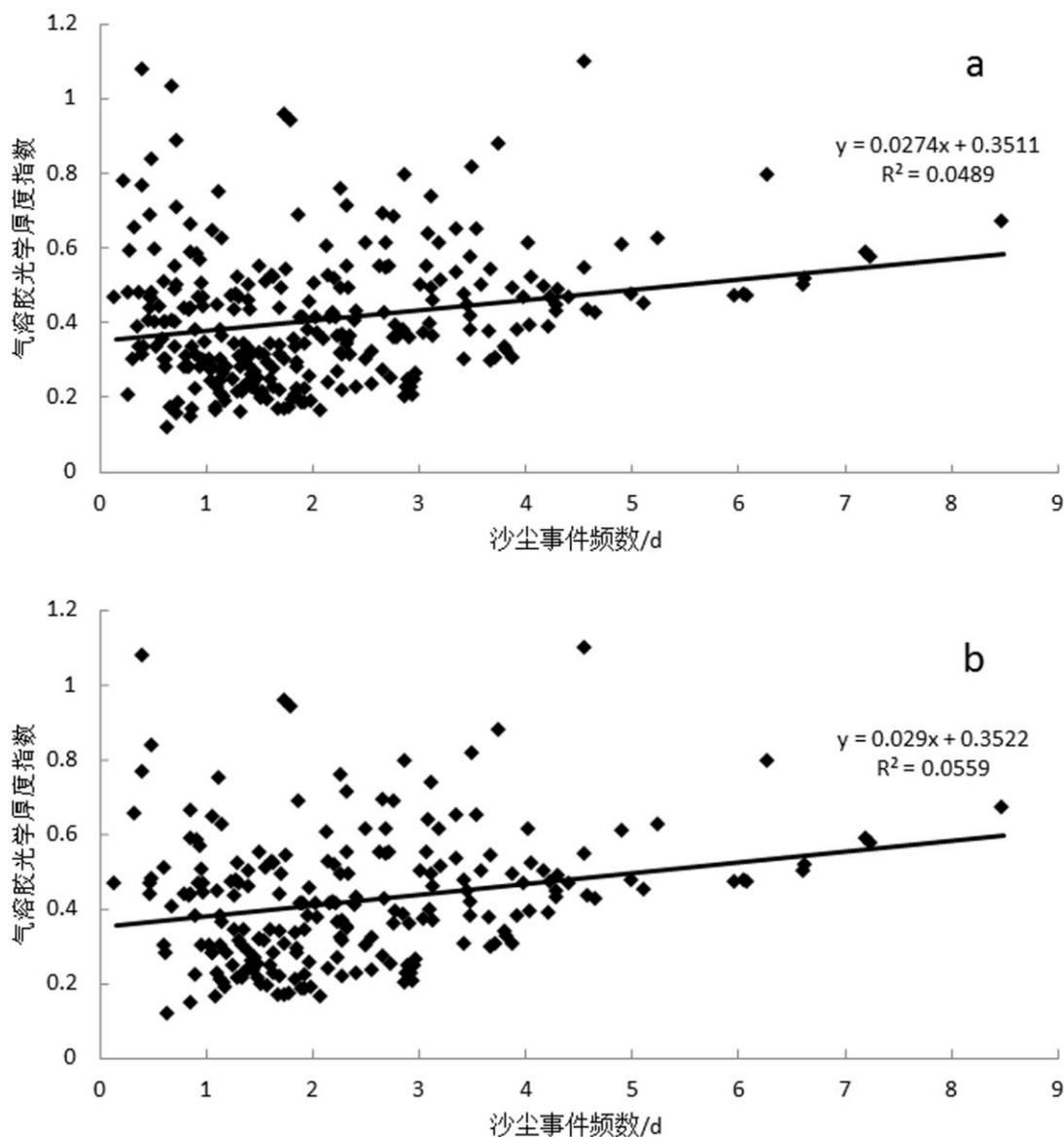


图 4.5 1979-2002 年北方地区 TOMS 气溶胶光学厚度 (AI) 和地面观测沙尘天气频数 (DF) 月均值散点图。a.全年所有月；b.除冬季 (12、1、2 月) 外其余月份

但是，总体上看各月平均 AI 和 DF 之间存在显著正相关关系，T-检验均达到 0.01 的显著性水平。不考虑冬季的 12、1、2 月份，二者的正相关性有所增加 (图 4.5b)，在一定程度上说明由于冬季东部地区碳质气溶胶排放等原因削弱了 TOMS 气溶胶光学厚度与地面观测沙尘天气频数的对应关系。图 4.6 给出北方地区各月沙尘天气频数与 AI 值的相关系数年内变化情况。春季虽为沙尘天气的高发季节，但二者相关系数并不是最高的，4-5 月高于 0.3，未通过 0.05 的显著性水平检验。相关系数最高季节在夏季和初秋，7-9 月均在 0.4 以上，通过了 0.05 的显著性水平检验。冬季特别是 12 月和 1 月相关系数最低，没有通过显著性水平检验。总体上，月平均 AI 和 DF 的相关性比预期的要小，AI 值在春季、夏

季和秋季大致可以反映沙尘天气事件频率的时空变化，但和地面气象观测的沙尘天气还是有一定差异。造成这种现象的原因，可能和地面观测站点比较稀疏以及地面观测仅局限于近地表很浅大气层次有关，也和沙尘天气定义比较严格，没有包括部分地区和季节程度较轻、但频数很大的大气含尘现象有关。

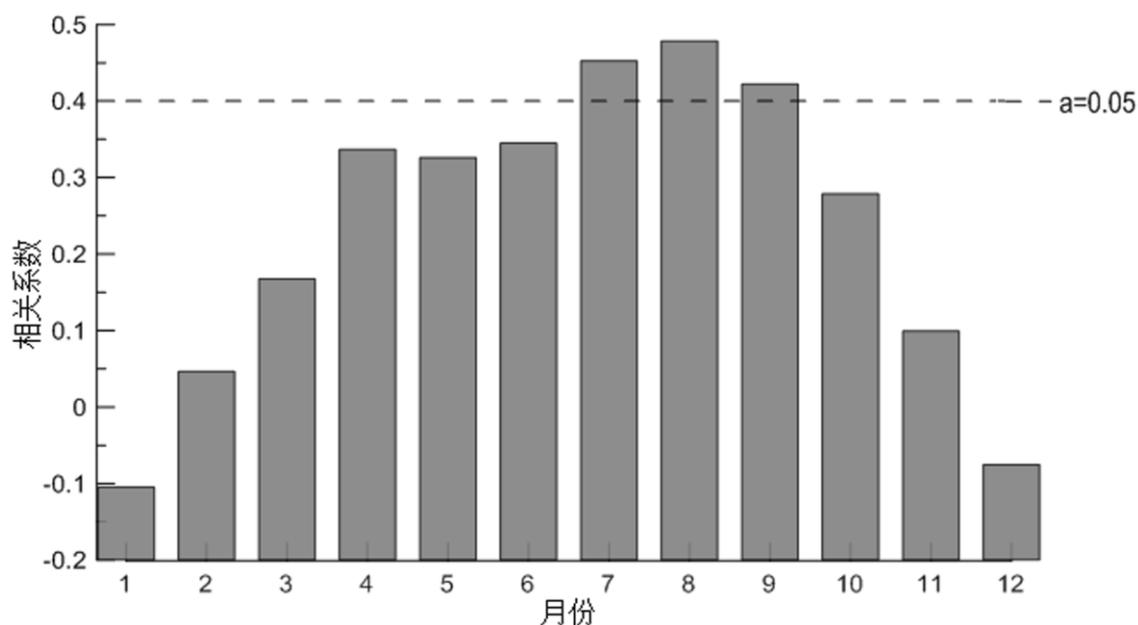


图 4.6 北方地区沙尘天气频数与卫星资料 AI 值的逐月相关系数

图 4.7 为北方地区各个网格点 1979-2002 年月平均 AI 和 DF 之间相关系数的逐年变化。可见，多数年份，特别是 20 世纪 80 年代早、中期和 90 年代中期以后，AI 和 DF 之间的相关系数较高，达到 0.30 以上，通过了 0.01 显著性水平检验。逐年相关系数总体呈现下降趋势，这与人为碳质气溶胶排放增加，AI 值越来越受到人类活动干预的事实相符。20 世纪 80 年代后期和 90 年代初期，二者关系最差，多数年份没有通过统计显著性检验，可能与我国北方甚至全球尺度大气“变暗”现象有关(Shi G Y,etal,2008;申彦波等, 2008; You, Q.L.etal,2013;)。1993 年相关系数出现明显的低谷，可能和卫星的转换有关，也可能与 1991 年皮纳图博火山喷发(陈洪滨等, 1994)的后续影响有关，需要进一步调查。值得说明的是，在资料处理过程中，发现 2000 年的 AI 和 DF 相关系数接近 0，根据年内变化规律分析判断应该是当年卫星数据有误，因此本文用多年平均值代替 2000 年的月平均 AI 值。

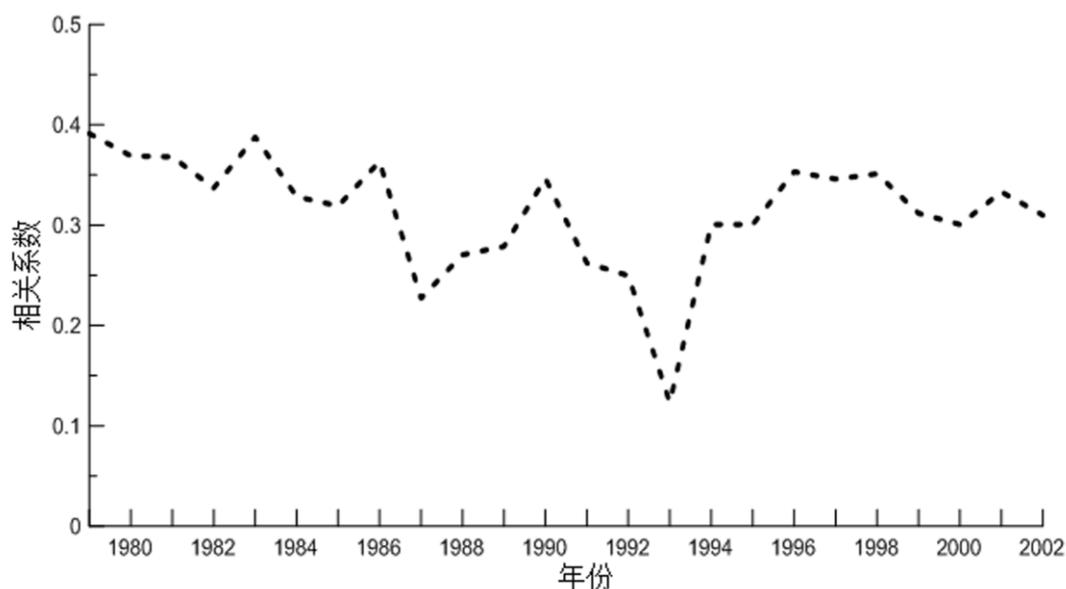


图 4.7 北方地区沙尘天气频数与卫星资料 AI 值相关系数逐年变化

4.5 小节

利用卫星监测和反演沙尘天气频率或沙尘气溶胶光学厚度，首先需要检验卫星监测和反演结果是否同地面观测一致。本文采用地面观测记录获得的全部沙尘天气事件频数(DF)资料，对 1979-2002 年 TOMS 反演的气溶胶光学厚度指数(AI)资料进行了检验分析，结果表明：

(1) AI 高值区基本与我国北方地面观测的沙尘天气频数高值分布区一致，二者均在我国西北部极端干燥的盆地和高原地区出现最高值，相对低值一般分布在气候湿润的东部地区，但东北平原和华北平原 AI 值出现相对高值，冬季尤其明显，与地面沙尘观测差异很大；

(2) AI 和 DF 年内变化也具有很高的一致性，均在春季最大，4 月达到峰值以后减小，但前者在冬季 12 月和 1 月出现次高值，而后者冬季为全年低谷；

(3) 相关性分析表明，AI 和 DF 相关系数一般在夏季最大，冬季最小，年和季节的相关系数具有随时间下降的趋势；

(4) TOMS AI 数据在反映我国北方沙尘天气频数时空变化特征方面，区域上西北干燥区效果最好，东部季风区的华北和东北较差；季节上夏季、初秋和春季较好，冬季效果较差。

第五章 基于 TOMS 的沙尘气溶胶时空分布特征

5.1 前言

沙尘天气是一种发生在干燥半干燥地区的具有危害性的低能见度的天气现象。气象观测中根据能见度和瞬时风速将沙尘天气分为：浮尘，扬沙和沙尘暴（叶笃正等，2000；钱正安等，2002）。影响沙尘天气形成的因子包括强风、尘源以及不稳定的天气条件（王式功等，1996；邱新法等，2001）。我国的沙尘天气主要发生在北方地区，尤其频繁出现在西北干燥地区（王式功等，2000；周自江等，2001；方宗义等，2001；2003；丁凯等，2011；杨艳等，2012）。沙尘天气会引起自然灾害，对人体健康造成重要影响，通过大气中气溶胶浓度变化引发气候学效应，甚至对全球生物地球化学过程产生重要影响。

从第四纪环境形成和演化角度看，沙尘天气作为一种重要的地质营力参与了我国北方地区黄土的沉积（刘东生，1985）。许多研究者从不同角度探讨了中国北方风尘物质的来源、输送路径、沉降通量及其与北方黄土沉积的联系（庄国顺等，2001；张小曳等，2001；方小敏等，2004；Qin,X.G.etal,2005;孙东怀等，2007）。研究发现，来自中亚戈壁沙漠的沙尘物质，主要通过春季频繁发生的沙尘天气过程，成为我国黄土高原等地区黄土沉积的主要来源（刘东生，1985；Pye, K.etal,1989; Zhang, X.Y.etal,1993;丁仲礼等，1999）。这些研究建立在对现代沙尘天气频率时空分布特征及其大气环流季节演化规律认识的基础上，现代沙尘天气观测资料甚至历史时期沙尘代用资料对于相关研究至关重要（方宗义等，2003；丁凯等，2011；杨艳等，2012；王式功等，2003；张莉等，2003；范可等，2006）。

我国气象部门的沙尘天气现象主要利用地面气象站网通过瞬时风速和能见度来进行观测和监测分析（王锦贵等，2003；钱正安等，2004），也可以通过卫星遥感技术监测单一沙尘天气过程。但是，现代沙尘天气地面观测资料及其相关研究有其固有的缺陷。一个问题就是，不同强度沙尘天气频率观测记录无法准确反映全年和季节平均整个大气层中的沙尘物质通量，主要是因为：没有达到沙尘天气标准的日子，对流层中低层大气由于尘卷风或阵风等作用同样可以富含一定量沙尘气溶胶物质；同时，沙尘天气观测记录也无法指示大气中粉尘分布的实际厚度，反映不了由于地势高度和垂直输送强度差异造成的实际沙尘气溶胶光学厚度或沉积通量。

通过卫星遥感的近红外或可见光外光谱探测器观测数据，可以反演沙尘气溶胶光学厚度（Chu,D.A.etal,2002; Levy, Robert C.etal,2007）。例如，利用地球观测科学（Earth Observation Science,简称 EOS）Terra 卫星平台搭载的多角度成像光谱仪（Multi-angle Imaging Spectra Radiometer, 简称 MISR）可以获得大气中气溶胶光学厚度（aerosol optical depth, 简称 AOD）信息，但无法区分沙尘气溶胶、硫酸盐气溶胶、生物燃烧气溶胶、火

山灰以及当地产生的烟雾等(Martonchik, John V. et al, 2002)。美国国家航空航天局(NASA)利用 Nimbus7、Meteror3 和 Earth Probe 卫星搭载的臭氧总量绘图光谱仪(Total Ozone Mapping Spectrometer 简称 TOMS), 通过近紫外射线的方法反演获得一套几乎覆盖全球海洋和陆地的沙尘和碳质气溶胶光学厚度长序列资料集, 以气溶胶指数(Aerosol Index 简称 AI) 表征光学厚度。这套数据集与气溶胶自动观测网(AERONET)进行了比对(Torres, O. et al, 1998; 2001), 结果表明在不同气溶胶类型占主导的区域中, 该数据集基本能够再现实际的沙尘气溶胶含量。

Washington et al. (Washington. et al, 2003)利用 TOMS AI 数据对全球沙尘气溶胶空间分布规律进行了分析, 发现撒哈拉沙漠是全球最重要的大气沙尘气溶胶源地, 包括我国塔克拉玛干沙漠在内的几个气候干燥区域也向大气中提供了大量粉尘物质。邓祖琴等(2009)利用 TOMS AI 数据对我国西北部沙漠地区沙尘气溶胶含量进行了分析, 指出沙尘暴与尘卷风和干热对流联合作用, 共同影响沙漠地区的 AI 指数。一些研究者利用 TOMS AI 资料对中国其他区域进行了研究(Chengcai Li. et al, 2003; Jin Xu. et al, 2002; David G. Streets. et al, 2007; Zhanqing Li. et al, 2007; I-I Lin. et al, 2007)。现有研究多侧重在沙尘天气个例、沙尘气溶胶光学厚度分布特征及其与地面气象观测记录的比较上, 罕有利用长序列历史资料分析我国北方沙尘气溶胶气候学基本特征的分析, 尤其没有将其与我国第四纪黄土沉积过程联系起来进行研究的先例。

本文利用 TOMS AI 较长时间序列资料, 分析了我国北方及其各个分区大气沙尘气溶胶光学厚度时空特征。本文分析结果不仅对了解卫星反演数据在我国北方的代表性和可靠性有帮助, 而且可以为深入理解我国北方沙尘天气和大气中沙尘气溶胶在黄土沉积过程中的作用提供基础科学信息。

5.2 资料和方法

使用利用 Nimbus7 (1979-1993 年) 和 Earth-Probe (1996-2005 年) 卫星的 TOMS AI 逐日网格资料。网格尺寸是 1.00*1.25 经纬度。TOMS AI 资料在 1994 年和 1995 年由于卫星故障导致观测记录缺失, 在计算整个时期平均值时, 缺失的 2 年资料由其余年份多年平均值代替。

TOMS 对吸收紫外辐射(UV)的气溶胶具有高敏感性, 因此允许从硫酸盐和海盐气溶胶等散射粒子中清晰分离出沙尘和碳质气溶胶。AI 数据就是利用了沙尘和碳质气溶胶的这种辐射特性, 根据 TOMS 观测记录的不同反向散射波长对比关系, 来反演沙尘气溶胶光学

厚度。AI 主要指示大气中沙尘气溶胶光学厚度，但也包含了工业、交通、火灾和农田燃烧秸秆等排放的碳质气溶胶(Torres,O.etal,2001; Washington.etal,2003)。目前，尚无将沙尘和碳质气溶胶分离开的监测和反演技术，使得可以获得完全反映大气中沙尘气溶胶含量的高分辨率、长序列观测资料。

首先在网格点 AI 日值资料的基础上，统计 1978-2005 年逐年的候、月、季和年平均值。然后采用简单算术平均方法逐年统计区域平均的候、月、季和年 AI 值。由于纬度跨度较小，采用简单算术平均方法和经纬度网格面积加权平均方法计算结果差异很小。在此基础上，计算整个时期（1978-2005 年）全区和各分区多年平均候、月、季和年 AI 值。

季节划分采用气候学方法，即：春季为 3、4、5 月，夏季为 6、7、8 月，秋季为 9、10、11 月，冬季为上年 12 和本年 1、2 月。候在月内划分，1、3、5、7、8、10、12 月的最后一候为 6 天，2 月最后一候为 4 天，其余均为 5 天，1 年共划分为 72 候。本文没有分析 AI 值随时间变化情况，主要考虑到卫星更替可能导致观测资料的不均一性，对年代和趋势变化分析有一定影响。但这种非均一性对气候学特征研究没有明显影响。

5.3 AI 空间分布特征

表 5.1 给出 1978-2005 年整个北方及其三个大区年和季节平均 AI 值。就年平均 AI 来看，西北区大于华北区，华北区与东北区几乎相等。整个研究区年平均 AI 值为 3.7。季节平均 AI 各区之间春季和秋季差异较小，春季都比较高，在 5.50 到 5.80 之间，秋季均较低，介于 2.20-2.90 之间；夏季各区之间差异很大，东北区最小，仅为 2.50，而西北区高达 5.01；冬季东北区最高，为 5.72，西北区最小，为 3.20。

表 5.1 1978-2005 年中国北方地区及其三个大区年和季节平均 AI 值

	年	春	夏	秋	冬
全区	3.70	5.60	3.94	2.54	3.83
西北	3.97	5.60	5.01	2.90	3.20
华北	3.60	5.73	3.42	2.36	4.32
东北	3.56	5.66	2.50	2.27	5.72

图 5.1 为 1978-2005 年中国北方 AI 年平均值空间分布情况。可以看出，高值区位于南疆盆地及其甘肃西部、青海柴达木盆地等荒漠地区，AI 平均值在 8 以上；次高值区位于内蒙古西部，AI 一般在 5-8 之间；北疆的准格尔盆地、黄土高原北部、华北平原和东北平原

地区 AI 也比较高, 通常在 4-7 之间。一个明显的低值区位于四川、青海和西藏交界处, AI 平均值小于 2; 阿尔泰山脉和天山西部分布很小范围的 $AI < 2$ 的低值区; 青藏高原大部、天山和阿尔泰山脉、秦岭和大巴山、长江下游流域、太行山、大小兴安岭和长白山脉等地区, AI 平均值比较小。

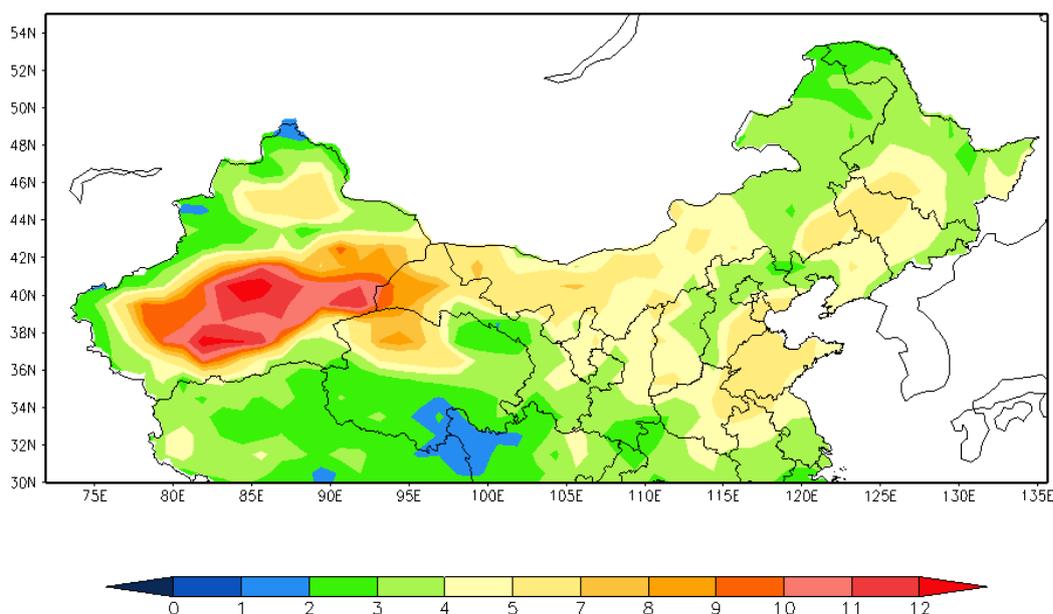


图 5.1 1978-2005 年中国北方 TOMS AI 年平均值等值线

年平均 AI 高值区域与我国北方沙尘天气频发区基本一致, 特别是以塔克拉玛干沙漠为核心的西北极端干燥气候区, 正是我国沙尘暴天气发生频率最高的区域, 内蒙古中西部、黄土高原北部、北疆、青海柴达木盆地和东北平原西部的科尔沁沙地等, 也是沙尘天气的多发区域(周自江等, 2001; 王式功等, 2003; 王锦贵等, 2003)。华北平原出现年平均 AI 相对高值中心, 和常年沙尘天气事件频率分布不完全一致, 其具体原因还需要深入探讨, 但最可能的原因是人为排放的碳质气溶胶浓度较大。华北平原是我国碳质气溶胶排放量最大的地区之一, 这可能明显增加了 AI 平均值。包括碳质气溶胶在内的气溶胶排放可能也是这个地区近 50 年日照时间和太阳辐射显著下降的主要原因(任国玉等, 2005)。东北平原的相对高值中心, 一方面和科尔沁沙地春季沙尘天气发生频率较高有关, 另一方面也和平原中东部的城市群人为排放有关, 应该是自然和人为活动共同作用的结果。

此外, 地形的影响非常明显。一般情况下, 平原、盆地区域年平均 AI 出现相对高值中心, 而高原、山脉地区常常表现为相对低值区域。造成这一分布规律的原因在于: 卫星反演的沙尘气溶胶光学厚度, 不仅取决于大气中气溶胶浓度, 还取决于对流层特定高度以

下空气柱或大气层的厚度。在平原和盆地，富含气溶胶的大气层厚度大，AI 值高；而在高原和山地，富含气溶胶的大气层厚度小，AI 值则低。华北平原和东北平原的相对高值分布区，也在一定程度上与地形因素有关系。由于沙尘天气观测仅限于近地面大气层的能见度和风速，无法反映整层大气沙尘含量，在一些方面 AI 指数比沙尘暴频率能够更好地表征粉尘沉降通量，对于准确了解粉尘沉降速率和黄土沉积速率的空间差异具有帮助。

图 5.2 表示 1978-2005 年 TOMS AI 四季平均值分布情况。整体看来，我国北方春季和夏季平均 AI 明显高出其他季节，而且高值分布区与沙尘天气高发区基本一致。塔克拉玛干沙漠、柴达木盆地和阿拉善地区春、夏季平均 AI 维持在 8 以上，是我国北方季节性沙尘气溶胶光学厚度最大的区域。

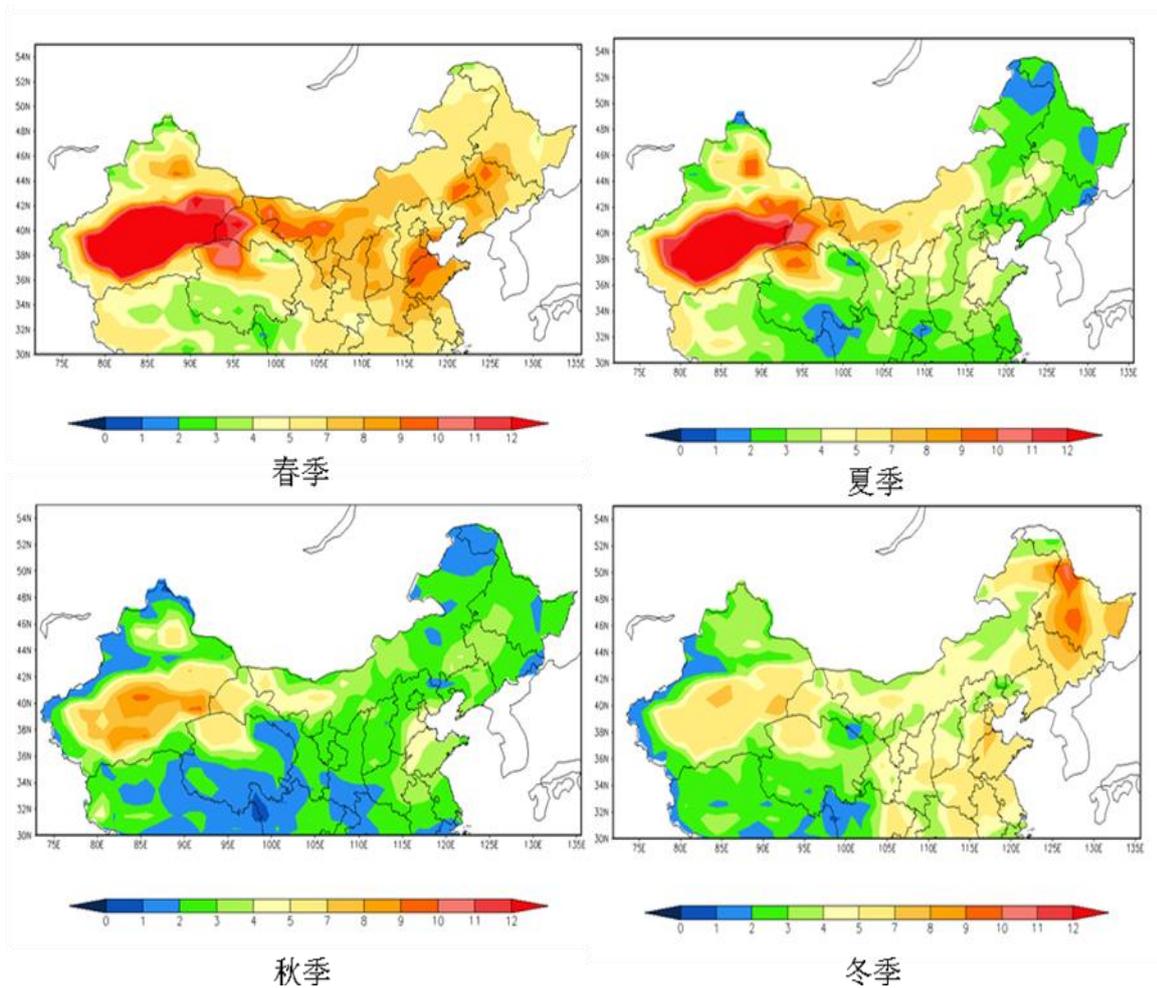


图 5.2 1978-2005 年中国北方 TOMS AI 季节平均值等值线

春季 AI 高值区范围最广，高值中心 AI 指数值最大，这与我国北方多数地区沙尘天气发生频率在春季最高的地面观测事实（周自江等，2001；方宗义等，2003；张莉等，2003）是一致的。春季平均 AI 高值分布区域分布与年平均分布很相似，说明这个季节频繁发生的沙尘天气事件对年平均 AI 光学厚度贡献最大。除了塔克拉玛干沙漠、柴达木盆地和阿

拉善地区，黄土高原、内蒙古高原中部、东北平原和华北平原春季平均 AI 值也较高。其中华北平原和东北平原的相对高值区可能与春旱导致的沙尘天气频发、人为碳质气溶胶排放以及地势低下等因素有关。春季沙尘气溶胶光学厚度最小的区域位于青藏高原中东部、准噶尔盆地西部等地区，但季节平均 AI 也在 2 以上。

同春季比较，夏季平均 AI 空间分布的最大变化发生在华北和东北等地区，表现为几个次级高值中心强度明显减弱，范围大幅度缩小。显然，这和夏季风盛行期间降水明显增加、土壤水含量上升以及陆地植被恢复生长等因素导致沙尘天气频率下降有关。塔克拉玛干沙漠、柴达木盆地和阿拉善地区春季平均 AI 高值中心范围也有所缩小，但变化不大，而且中心强度几乎没有减弱。地面气象观测也揭示出南疆地区沙尘天气频率存在夏季（6-7 月）高峰现象（王式功等，2003；王锦贵等，2003；李生宇等，2006），但没有卫星遥感反演的 AI 指数值来得明显。这可能与夏季沙漠地表强烈发展的局地对流活动及其尘卷风作用有关（邓祖琴等，2009）。这些局地的短时、高频扬尘事件对于增加大气沙尘气溶胶光学厚度具有重要意义，但在地面沙尘天气观测中没有记录。夏季的几个明确小值中心出现在青、藏、川交界、大兴安岭北部、小兴安岭、长白山东北部和阿尔泰山等地区，均为大气和地表湿度很大的区域。

秋季是多数地区全年 AI 值最低的季节，大部分地区季节平均 AI 在 3 以下，春夏季的高值中心范围显著缩小，青藏高原东部、东北北部和北疆山地的低值中心范围明显扩大。秋季是大多数地区沙尘天气低发季节，平均 AI 值一般偏低，仅南疆盆地及周边少数地区 AI 值较高。塔克拉玛干沙漠 AI 值比春、夏季均低，但比冬季平均高。

冬季我国北方多数地区季节平均 AI 值比较低，以塔克拉玛干沙漠为代表的西北干燥区 AI 达到全年最低。但是，冬季我国东部季风区季节平均 AI 值比夏季和秋季显著偏高，东北北部尤其明显。东部季风区域冬季 AI 普遍增加可能主要是人为碳质气溶胶排放增加造成的，也可能与持续的覆雪干扰 TOMS 探测精度有关。大气层结稳定度增强可能在形成冬季 AI 空间分布特征上具有重要作用。正是由于冬季大气底层常有逆温现象，大气层结十分稳定，致使东部由于人为活动排放的碳质气溶胶可以长期滞留，AI 值偏高，同时导致西北干燥区难以出现夏秋季节的小型对流活动和尘卷风，AI 值偏低。

5.4 AI 年内变化规律

图 5.3a 表示中国北方 1978-2005 年 TOMS AI 月平均值年内变化情况。就整个北方地区来看，AI 高值月份出现在春季和初夏（3-6 月），最高在 4 月和 5 月，AI 均超过 6；秋季（9-11 月）是一年中 AI 值最低季节，月平均值在 3 以下，其中 10 月最低，仅为 2.5；冬

季是仅次于春季的高值季节，其中 1 月和 2 月 AI 均在 4 以上；夏季是仅次于秋季的低值季节，而且从 6 月到 8 月 AI 值依次下降，8 月和秋季 3 个月构成全年 AI 最低的 4 个月。月平均 AI 的上述年内变化特征与我国北方地面观测的沙尘天气频率年内变化规律具有很好的一致性，地面观测的沙尘天气日数总体上在 4 月最多，5 月主要由于扬沙天气较多也成为沙尘天气高发月份，从 8 月到 11 月是沙尘天气发生频率最低的时期（叶笃正等，2000；周自江等，2001；Sun, J.etal,2001）。

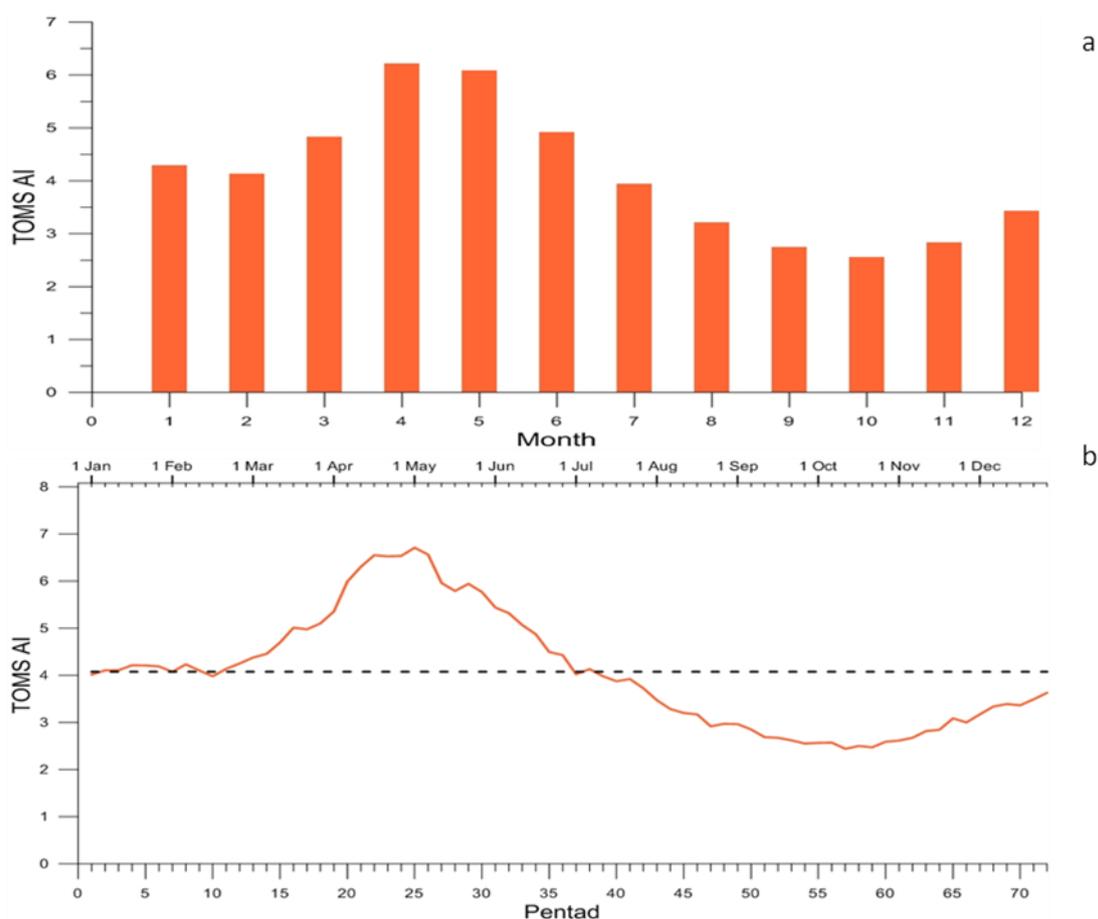


图 5.3 1978-2005 年中国北方 TOMS AI 月 (a) 和候 (b) 多年平均值

图 5.3b 给出中国北方 1978-2005 年 TOMS AI 候平均值年内变化曲线，能够反映出 AI 年内变化的细节特征。可以看到，整个北方地区从每年的第 10 候即 2 月 16-20 日开始，平均 AI 值进入快速增加时期，到第 25 候即 5 月 1-5 日达到最高峰，此后开始以较快速度下降，直到第 57 候即 10 月 11-15 日达全年最低水平，随后再开始缓慢增加。这个变化特征与月平均值基本一致，但候平均最高值不是发生在 4 月，而是 5 月初。另外，候平均 AI 还表现出若干短时的波动，有待结合区域分析予以澄清。

图 5.4 展示了中国北方各分区 1978-2005 年 TOMS AI 月和候平均值年内变化情况。总体上看，华北区具有同整个北方相似的年内变化规律，即 AI 高值月份出春季，最高值发

生在4月和5月,8-11月为一年最低月份;东北地区冬季特别是12月和1月平均AI值比西北地区和华北地区明显偏高,1月成为全年最高月份,其次是4月,12月与春季的3月和5月相近;西北区则表现出晚春和早夏的峰值,最高月平均值出现在5月,4月和6月AI值也很高,而且从5月到10月的夏半年月平均AI值始终高于华北和东北区,说明夏季具有较高的沙尘气溶胶光学厚度。

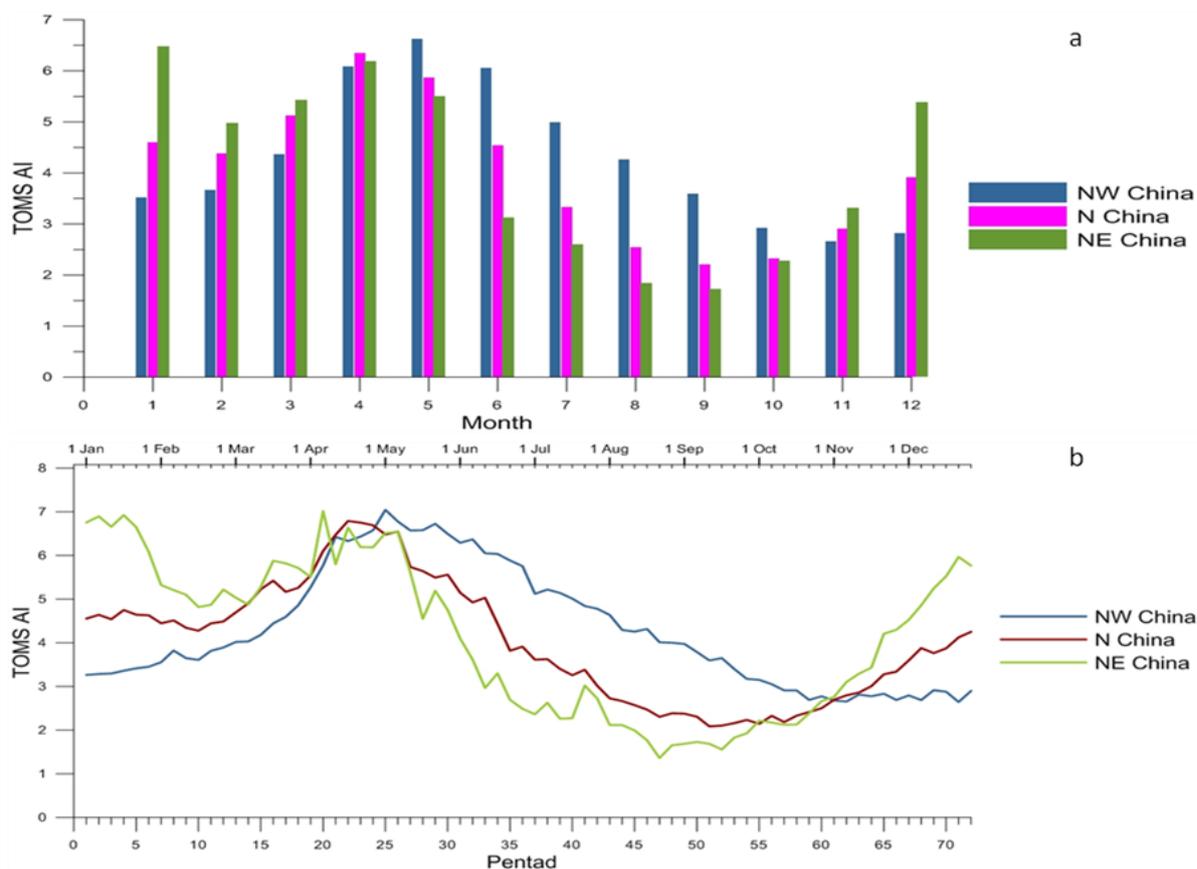


图 5.4 1978-2005 年中国北方各分区 TOMS AI 月 (a) 和候 (b) 多年平均值比较

上述年内变化特征的区域差异在候平均 AI 曲线图上也有清楚反映,而且在候平均曲线图上可以看到更细致的年内变化和季节内波动特征,例如西北区 AI 值在第 17 候即 3 月 21-25 日以后的迅速上升,从第 26 候即 5 月 6-10 日开始直到第 56 候即 10 月 6-10 日西北区候平均 AI 显著高于东北区和华北区,以及东北区在第 63 候即 11 月 11-15 日以后的快速上升等(图 5.4b)。一个有趣的现象是,在每年的第 22 候即 4 月 16-20 日和第 61 候即 11 月 1-5 日,三个区域的候平均 AI 值发生季节性转换,表现为 3 条曲线在此相交。4 月 16-20 日开始进入夏半年模态,特征是 AI 值西北区>华北区>东北区;11 月 1-5 日开始则进入冬半年模态,基本特征是三个区候平均 AI 值大小顺序完全颠倒过来,变成东北区>华北区>西北区。

各个区域 AI 年内变化的差异及其季节性转换与每个区气候等自然条件以及自然和人

为气溶胶排放相对比例的季节性变化有联系。冬季月和候平均 AI 东北区高于华北区，更高于西北区，可能主要与东北中北部地区冬季取暖排放大量碳质气溶胶，加之大气层结十分稳定等因素有关，而西北区人为排放量很少，沙尘气溶胶由于同样的大气稳定条件难以吹扬并向上输送；从 5 月上旬到 10 月上旬西北区候平均 AI 与东北、华北区的显著差异，可以从东部季风区夏季降水量大、地表水分条件和植被覆盖好，以及西北荒漠地区气候干燥、地表裸露、局地加热造成强烈上升运动和扰动，有利于沙尘物质吹扬和向上输送等方面予以解释。

值得注意的是，华北地区的人为碳质气溶胶排放在各个季节都应高于东北地区，但冬季华北的 AI 却比东北来的低，这可能表明对流层低层大气稳定度在维持大气中碳质气溶胶较高光学厚度方面具有重要影响；到了夏半年，大致从 5 月中旬开始到 10 月中旬，在东北缺乏更高大气稳定度的条件下，华北区的候平均 AI 值就始终高于东北地区了。

由于上述西北分区范围较大，尚不能反映出西北区内部的 AI 分异特征，因此对塔里木盆地（35°N 75°E--42°N 92°E）与阿拉善地区（38°N 92°E--43°N 107°E）进行了单独分析。

图 5.5 给出了 1978-2005 年塔里木盆地和阿拉善地区 TOMS AI 月平均值年内变化情况。可以看到，塔里木地区和阿拉善地区常年 AI 值均很高，从春季开始 AI 值开始超过 6，至 4、5 月份甚至超过 9。在每年的这段时间，塔里木盆地各月平均 AI 值一般高于阿拉善地区，夏季月份两地差异尤其明显。从 11 月份开始直至次年 3 月份，阿拉善地区的 AI 值高于塔里木地区，但 AI 值并不高，且两地此时 AI 均为全年最低值。因此，整个西北地区，特别是作为沙尘源区的塔里木盆地和阿拉善地区，冬季沙尘天气发生频率和大气沙尘气溶胶沉积通量并不高。

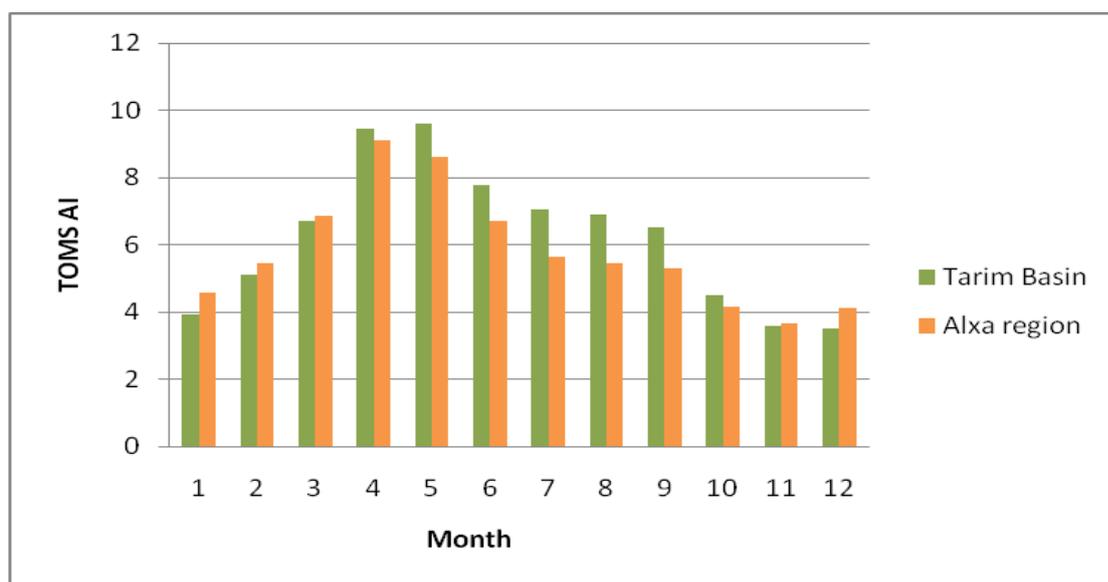


图 5.5 1978-2005 年塔里木盆地和阿拉善地区月平均 AI 值

5.5 小节

利用美国 NASA TOMS 的气溶胶光学厚度指数 (AI) 资料, 对 1978-2005 年中国北方沙尘气溶胶与碳质气溶胶光学厚度时空分布特征进行了分析。结果表明:

(1) 南疆盆地及其甘肃西部、青海柴达木盆地以及内蒙古西部年平均 AI 值最高, 准格尔盆地、黄土高原北部、华北平原和东北平原 AI 值也较高, 青藏高原东缘、阿尔泰山和天山西部 AI 值最小;

(2) 春季 AI 高值区范围最广, 夏季东部季风区特别是华北和东北 AI 值明显减小, 但西北荒漠区仍维持很高的 AI 水平, 多数地区秋季平均 AI 值达到全年最低, 但塔克拉玛干沙漠为代表的西北干燥区冬季 AI 达到全年最低, 季风区冬季平均 AI 值比夏、秋季偏高;

(3) 从每年的第 10 候即 2 月 16-20 日开始, 北方平均 AI 值快速增加, 到第 25 候即 5 月 1-5 日达到最高峰, 此后开始以较快速度下降, 直到第 57 候即 10 月 11-15 日达全年最低, 随后再开始缓慢增加;

(4) 每年的第 22 候即 4 月 16-20 日和第 61 候即 11 月 1-5 日, 是西北、华北和东北区候平均 AI 值发生季节性转换的时节, 4 月 16-20 日标志进入夏半年模态, AI 值西北区>华北区>东北区, 11 月 1-5 日则标志进入冬半年模态, AI 值大小顺序变成东北区>华北区>西北区;

(5) TOMS AI 数据与沙尘天气地面观测资料反映的沙尘气溶胶时空分布特征具有较好的一致性, 西北干燥和半干燥地区二者一致性更高, AI 数据分析能够反映我国西北沙尘源区和黄土沉积区大气中沙尘气溶胶光学厚度时空分布特征。

第六章 东亚冬季风强度及其对沙尘天气影响

6.1 引言

东亚季风不仅在现代对我国的农业和社会产生重要影响, 而且也是过去气候和环境演变的关键性驱动因子。例如, 我国北方广泛堆积的第四纪黄土, 一般认为可能主要发育在冰期冬季风环流加强时期, 而期间的古土壤则形成于间冰期夏季风加强阶段, 黄土堆积和成壤作用与大尺度东亚季风环流演化具有密切联系(刘东生, 1985; 丁仲礼、刘东生, 1989; 安芷生等, 1990, 1991; 丁仲礼等, 1999; 孙东怀等, 2007)。现代观测研究表明, 强的东亚冬季风有助于冬季及下一个春季沙尘天气的发生, 反之亦然; 而强的夏季风则会抑制年际间的沙尘天气的发生(叶笃正等, 2000; 王式功等, 2000; Wu and Zhang, 2010)。包括冬季风在内的东亚季风环流强弱也对我国大陆及边缘海第四纪气候、植被、水文系统的

长期演化产生深刻影响（张兰生等，1990；安芷生等，1991；Xiao et al., 1995; Zhang et al., 1997）。因此，深入了解东亚季风系统特别是东亚冬季风环流系统的时间演化规律，对于古气候和古环境重建和研究具有重要参考意义。

东亚冬季风强度有很多种指数来表征，因此冬季风指数有很多不同的定义。例如，陈隆勋等（1991）曾利用中国不同区域地面平均气温来直接反映冬季风的变化；郭其蕴等（1994）、施能等（1996）、赵平，张人禾（2006）等作者则考虑海陆热力差异的影响，采用东亚大陆—西太平洋之间海平面气压差来定义冬季风指数；有些学者利用东亚大槽强度表征和定义东亚冬季风强度（孙柏民等，1996；崔晓鹏等，1999）；不少作者采用不同区域高空风场来定义东亚冬季风指数（Jhun et al., 2004；王会军等, 2004; Chen et al., 2000;）。王宁（2007）、朱艳峰（2008）、Wang and Chen (2010)、张白银等（2012）总结了不同研究对东亚冬季风指数的定义，将其归纳为若干类型，其中包括海陆气压差指数、高压特征指数、低层风场指数、高层风切变指数、东亚大槽指数、综合性环流指数等。可见，几乎所有建议的东亚冬季风指数都是建立在气压场或风场特征基础上的，可以统称为大气环流指数。

东亚冬季风是亚洲大陆和东部、南部大洋之间海陆热力差异直接作用的产物，东亚地区冬季大气环流特征则是东亚冬季风的表现形式（张家诚、林之光，1985；陈隆勋等，2006）。如何发展一个直接反映海陆热力差异的东亚冬季风强度指数，值得尝试。这种指数可以避开目前常用的作为东亚冬季风表现形式的大气环流特征指标，直接采用能够反映东亚冬季风环流形成原因的近地面气温和海表温度（SST）差异来定义。地面气温和海表温度是更容易获取的气候变量指标；更重要的是，这种指数由于采用了表面温度指标，有可能在过去古温度重建的基础上重建东亚古冬季风强度，对于古气候和古环境研究具有较大的借鉴意义。

陈隆勋等（1991）采用我国东部不同区域地面平均气温作为冬季风强弱变化指示，对于发展这种东亚冬季风指数有启示意义，但他们没有考虑对于东亚冬季风环流同样重要的海洋热力状况。本文试图发展一个基于亚洲大陆和太平洋、印度洋敏感区域海陆热力差异的东亚冬季风指数，希望对东亚现代季风和古季风研究提供参考。

6.2 方法和资料

发展基于海表温度和陆面气温对比的东亚季风强度指数，首先应选取一个能够较好刻画现代东亚冬季风强度变化的季风指数，然后通过寻求陆地、海洋不同区域表面温度与该季风指数序列的相关性，确定关键或敏感区域，再根据这些敏感区域的表面温度观测资料，生成新的东亚冬季风指数序列。

现有的东亚冬季风指数较多。这些指数都能够在不同程度上指示东亚冬季风的强度变化。本文选取国家气候中心业务上使用的一个指数。该指数由朱艳峰（2008）发展，采用东亚地区 25° - 35° N, 80° - 120° E 区域同 50° - 60° N, 80° - 120° E 区域冬季3个月（12-2月）500hPa 纬向风平均值的差值，经过标准化形成。这个指数反映了东亚地区中、高纬度对流层中层纬向风的经向切变。当指数为正值时，表示在东亚中高纬度和中低纬度之间对流层中层的纬向风切变强，纬向气流偏弱，冬季风偏强。该指数能够较好地反映东亚冬季风系统各成员的变化，兼顾中国北方和南方的环流状况，以及东西部热力差异的影响，对东亚冬季平均地面气温的异常变化具有较强的反映能力（刘舸等，2013）。

使用HadCRUT4.2全球陆地和海洋表面温度距平网格资料，分辨率为 5.0×5.0 （Morice et al., 2012）。东亚冬季风指数序列资料由国家气候中心气候监测室提供。采用这些资料，统计分析1971-2010年东亚冬季风指数与同期或准同期亚洲地区、太平洋和印度洋表面温度距平的相关系数分布。同期为上年12月到本年3月，准同期除了12-3月外，还包括上年11月。分析结果表明，采用准同期时段做相关分析效果略好，这可能与海温对东亚冬季风影响的滞后效应有关。冬季包括5个月，一方面由于中高纬度的蒙古和西伯利亚等地区冬季较长，同时也考虑到新的指数在未来沙尘天气气候和第四纪黄土沉积研究中的潜在应用价值。

6.3 东亚冬季风指数

图6.1给出了朱艳峰（2008）东亚冬季风指数与准同期亚洲、太平洋和印度洋表面温度距平的相关系数分布情况。可以看到，东亚陆地区域地面平均气温与季风指数具有大面积负相关分布，其中西伯利亚、俄罗斯远东地区、青藏高原和中国西北、青藏高原、华南等区域相关系数较高，表明东亚季风强度高时，11-3月大范围地区平均地面气温偏低；海洋上相关程度最高区域位于印度洋西部赤道到 30° S之间，以及太平洋西部赤道到 15° N之间，太平洋东部中高纬度地区也存在正相关区域，但相关性不高。值得指出的是，相关系数整体不很高，只有上述区域的核心地区通过了0.05显著性检验，可能和陆地、海洋表面温度较强的同向趋势性有关，也同朱艳峰（2008）东亚冬季风指数仅考虑气象季节（12-2月）大气环流特征变化有关。

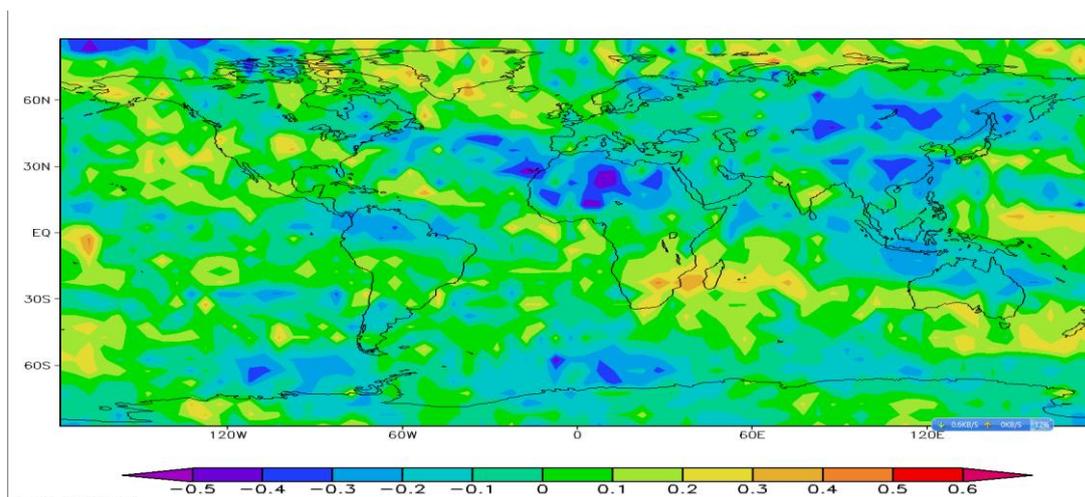


图6.1 东亚冬季风指数（朱艳峰，2008）与准同期（上年11-12月和本年1-3月）亚洲、太平洋和印度洋表面温度距平的相关系数等值线分布

因此，东亚陆地绝大部分区域地面气温对于冬季风强度具有一定指示意义，海洋上最敏感的区域并非位于太平洋中北部和东亚东部边缘海区，而是在印度洋西部赤道到 30°S 之间，以及太平洋西部赤道到 15°N 之间的热带海洋区域。这一现象可以从环流角度加以解释。近地面和对流层低层，蒙古或西伯利亚地区为冷高压，其东侧和南侧盛行偏北和东北气流；热带西印度洋为北半球冬季间热带辐合带（ITCZ）所在位置，而西太平洋暖池东部海表水温也比较高，这些区域对流活动强，气流抬升，在高空作为向北的径向风分量，与亚洲大陆地面强大的低层高压系统形成闭合的冬季风环流圈。

本文选取陆地上 70°E - 130°E ， 25°N - 60°N ，海洋上2个区域即 120°E - 180°E ， 0° - 15°N 和 30°E - 80°E ， 0° - 30°S 作为合成新的冬季风指数的关键区域。分别计算陆地和海洋2个区域平均的1951-2010年逐年温度距平值，得到大陆和海洋关键区域平均温度距平时间序列；计算海洋与陆地逐年平均温度距平序列的差值，并进行标准化处理，得到东亚冬季风强度指数时间序列。

为了检验新发展的冬季风指数的效果，我们评价了新冬季风指数与朱艳峰（2008）冬季风指数在标定期1971-2010年两个季风指数序列的相关性。图2给出1971-2010年两个季风指数的点聚图和相关系数。总体上看，二者之间具有很好的正相关性，其中1971-2010年期间两个季风指数序列之间的相关系数达到0.4以上，通过0.01的显著性检验。因此，本文发展的基于亚洲大陆和太平洋、印度洋表层温度对比的新东亚冬季风指数可以较好地表征东亚冬季风特征和强度。

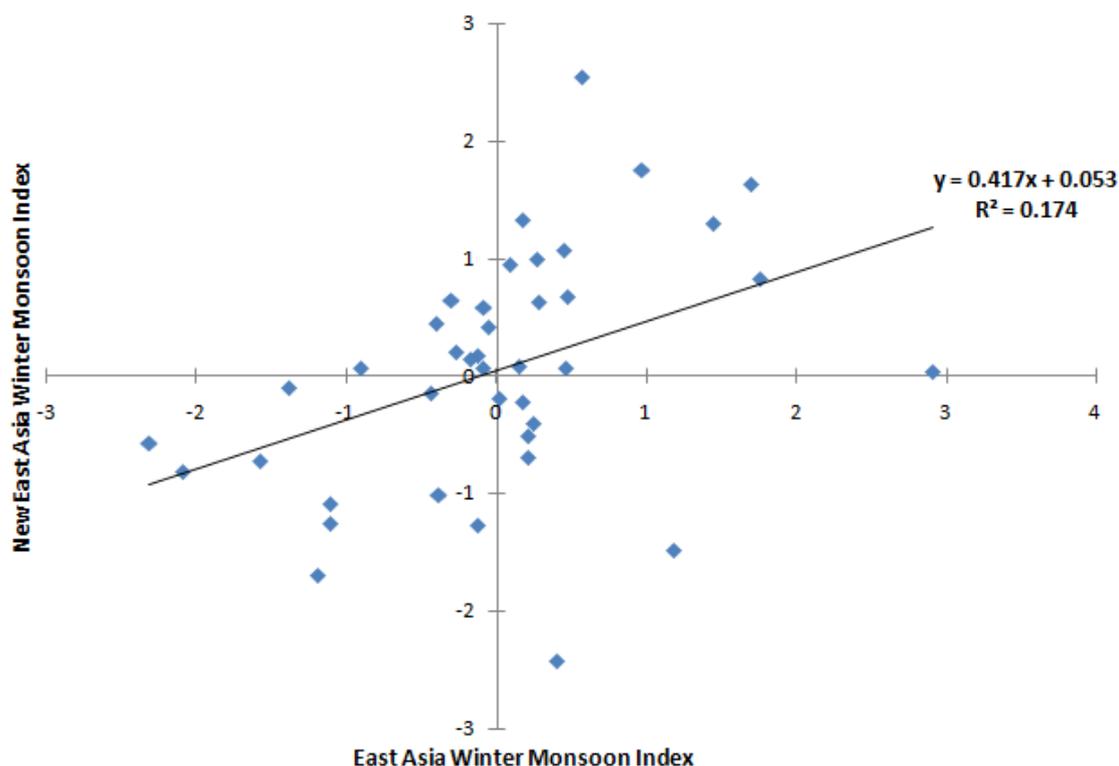


图6.2 1971-2010年两个东亚冬季风指数序列之间的关系

图6.3所示为1971-2010年新的季风指数与陆地敏感区的相关系数空间分布。可见，大部分区域负相关系数达到0.5以上，除小部分海洋区域外，通过了0.01置信度检验，相关性较好，可以此作为对所做以海陆温差表征的新季风指数的准确性的简单检验。

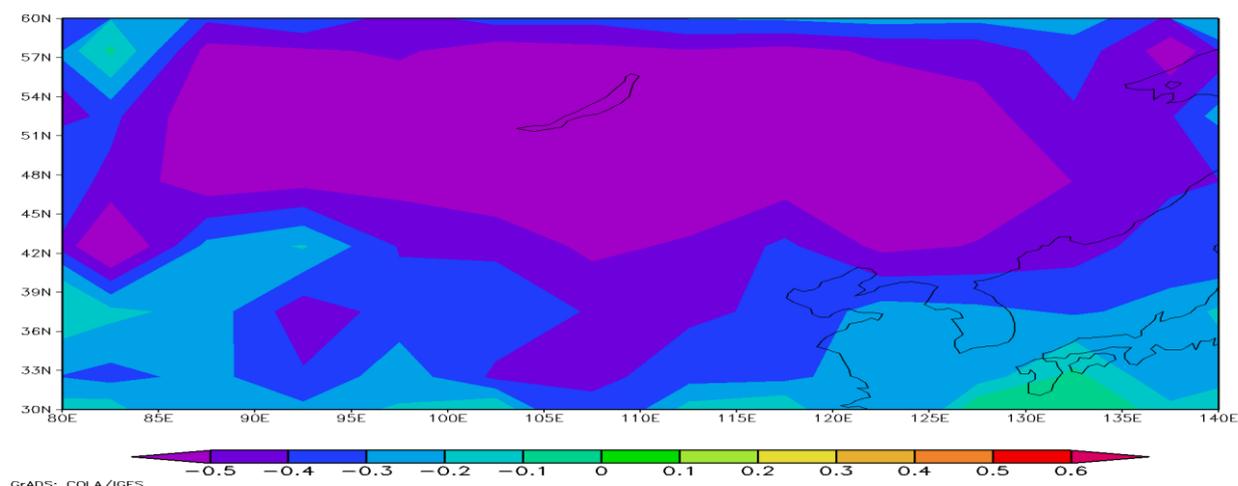


图 6.3 1971-2010 年新季风指数与东亚敏感区域平均温度序列相关系数空间分布

图 6.4 为全球温度网格点资料对新季风指数的相关性。其中，东亚大部分地区，包括

中国东北及华北地区、黄土高原、西北干旱半干旱区、青藏高原以及西伯利亚、俄罗斯远东等地区，相关性良好，大部分地区的负相关系数可以达到 0.5 以上。除此之外，在北美洲东部及大西洋北部也有一小部分相关性较好的区域。而在海洋上，对季风有较大影响的太平洋南部、印度洋与新季风指数的相关性亦良好，中心地区相关值可以达到 0.5 以上。

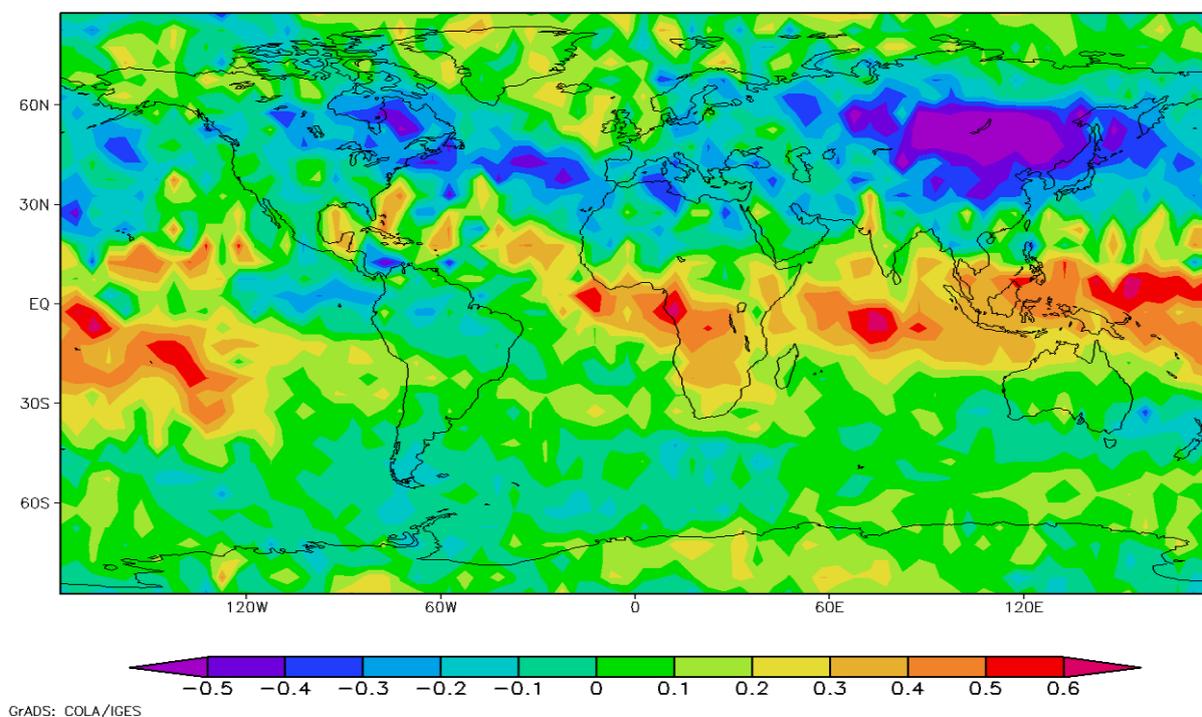


图 6.4 1971-2010 年新季风指数与全球各个网格点的相关系数空间分布

6.4 东亚冬季风强度变化特征

图6.5表示1951-2010年两个东亚冬季风指数时间序列。可见，两个季风指序列的相关系数虽高达0.4以上，但是二者之间还是存在相关性比低的地方。尤其是1951—1970年，两套季风指数的相关性较低，可能部分与这个时间段朱艳峰（2008）冬季风指数所用数据为再分析资料有关。二者在有些年份相差较大的另外一个原因可能与海、陆温同向趋势的影响有关。

但是，总体上看，图6.5中两条关于季风指数的11年滑动平均表明，海陆温差表征的季风指数大致可以反映冬季风的强弱。两个季风指数均表明，在20世纪50年代到70年代，东亚冬季风有增强趋势，20世纪70年代末以后则有减弱趋势，但原来指数表明这种减弱过程截止到90年代早中期，而新指数指示该减弱趋势几乎持续到目前。造成这一年代到多年代尺度差异的原因，还需要今后进一步研究探讨。

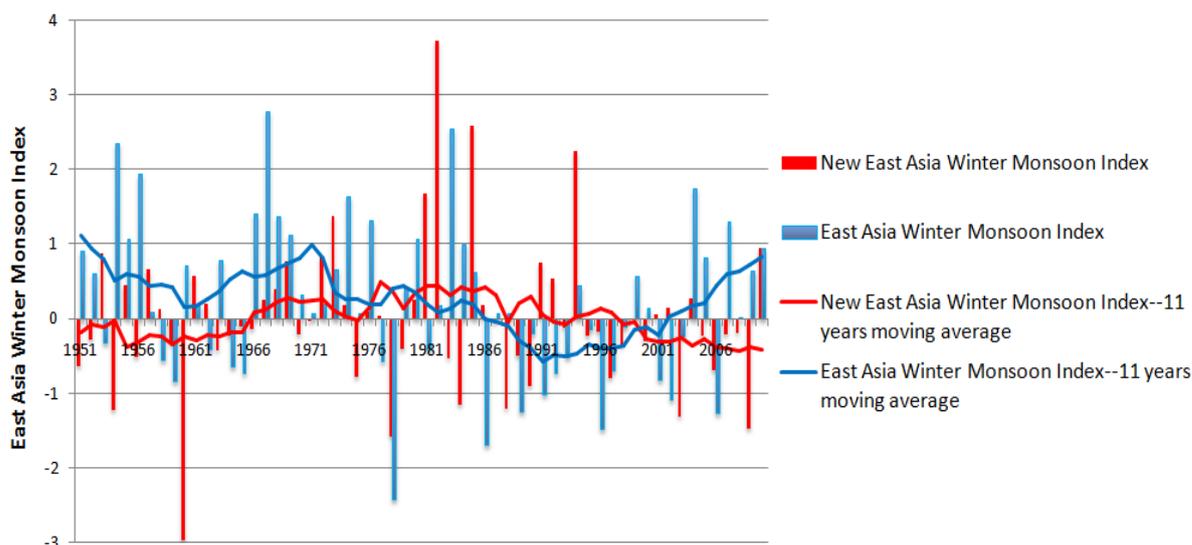


图6.5 1951-2010年东亚冬季风指数时间变化

因此，本文发展的东亚冬季风指数与国家气候中心业务监测使用的指数具有较好的相关性，对于东亚地区冬季平均地面气温具有良好的指示性。新的东亚冬季风指数时间序列表明了明显的冬季风强度年代和长期趋势变化特征。在 1951-1979 年之间，东亚冬季风偏强；1980 年以后，东亚冬季风总体偏弱。这些特征与其他冬季风指数时间变化特点具有相似性，并同东亚东部地区冬季平均气温变化具有较好对应关系。

6.5 东亚冬季风对沙尘天气的可能影响

如前所述，本文发展

的东亚冬季风指数时间序列表明了明显的冬季风强度年代和长期趋势变化特征。根据沙尘天气观测和卫星资料的分析还表明，最近几十年我国北方沙尘天气发生频率具有明显的下降趋势。为了解东亚冬季风强度对沙尘天气发生频率是否具有一定影响，初步分析探讨了新东亚冬季风指数与中国北方春季沙尘天气频率之间的联系。图 6.6 表示 1979—2002 年春季中国北方地面沙尘天气频数与新季风指数的关系。可以看出，二者具有正相关性，相关系数为 0.31，通过了 90% 的显著性水平检验，说明冬季风强度对我国北方沙尘发生频率确有一定影响，即在冬季风增强的年份和年代，春季沙尘天气发生频率一般呈现较明显增加；而在冬季风强度偏弱的年份和时期，北方春季沙尘天气发生频率一般出现减少现象。

图 6.6 1979—2002 年春季中国北方地面沙尘天气频数与新季风指数点聚图

存在这一联系的机理可能在于：在冬季风强年份和时期，西伯利亚高压的影响不仅对冬季造成影响，而且也对冬季以后的春季气温和大气环流具有延续性影响，致使中国北方春季冷空气爆发频次偏多，冷暖空气交互作用下温带气旋发生频率也比较高，更容易造成大风天气和沙尘天气（陆均天等，2003）；此外，全球气候变暖的径向差异导致的亚洲中纬度地带西风环流偏弱，大气环流径向行偏弱，可能也对春季沙尘天气频率具有一定影响（张莉、任国玉，2003）。

图 6.7 表明 1979-2002 年新冬季风指数与春季我国北方地面观测沙尘天气频数的相关系数分布情况。可以看到，东亚冬季风指数与我国北方大部分地区春季沙尘频率之间存在着正相关性，其中黄土高原、西北地区和青藏高原北部相关程度较高，可以达到 0.30 以上，说明在强冬季风年份和时期，我国华北西部、黄土高原、西北大部和青藏高原等地区的春季沙尘天气发生频率呈现较明显偏多趋势，是受东亚冬季风环流强度影响较显著的地区，而华北东部和东北地区春季沙尘频数受东亚冬季风影响较小。

图 6.7 1979—2002 年东亚冬季风指数与春季我国北方地面观测沙尘天气频数的相关系数分布

6.6 小节

本文发展了一个基于亚洲大陆和太平洋、印度洋敏感区域海陆热力差异的新的东亚冬季风指数。比较分析表明：

(1) 新的冬季风指数与国家气候中心业务监测使用的东亚冬季风指数具有很好的相关性, 表明对于东亚地区冬季风强度和地面气温变化具有良好的指示性。

(2) 新的东亚冬季风指数表明, 东亚冬季风强度存在明显的年代和长期趋势变化特征。在 1951-1979 年之间, 东亚冬季风偏强; 1980 年以后, 东亚冬季风总体偏弱。原来的季风指数指示 20 世纪 80 年代后期和 90 年代早中期冬季风最弱, 进入新世纪以来, 东亚冬季风再趋于偏强; 但新的季风指数表明, 东亚冬季风自从 20 世纪 70 年代末开始变弱, 减弱趋势一直持续到最近几年。

(3) 新的东亚冬季风指数与我国北方地区, 特别是北方的黄土高原、西北大部和青藏高原等地区春季沙尘天气频率具有较明显的正相关关系, 表明冬季风强度对这些地区春季沙尘天气发生频率具有较重要的影响。东亚冬季风偏强(弱)年份和时期, 这些地区春季的沙尘天气频率一般增多(减少)。

第七章 结论与讨论

7.1 卫星资料可用性

利用 1979-2002 年美国 NASA TOMS 反演的 AI 资料及其中中国地面观测的逐月沙尘日数资料, 比较分析了卫星反演沙尘气溶胶及碳质气溶胶光学厚度与地面沙尘天气频数的时空分布特征, 得到以下结论:

(1) AI 高值区与 DF 高值区分布一致, 尤其在中国西北部极端干燥区, 二者对应很好; 相对低值区主要分布在东部地区, 但东北平原和华北平原的 AI 值明显高于 DF 值, 且 AI 高值分布范围大于 DF, 这种情况在冬季尤为明显。造成分布不一致的原因可能是由于东部平原地区碳质气溶胶排放的影响。

(2) 春、夏季, 两套资料高值区均主要分布在南疆盆地及其甘肃西部、青海柴达木盆地等气候干燥地区空间分布特征基本一致, 但北方地区的东部 AI 次高值区范围大于 DF; 秋季, 两套资料高值区域范围明显减小, AI 高值区趋势的减小比 DF 大; 冬季两套资料高低值空间分布差异较大, AI 高值区移至东北北部, 华北地区也是相对高值区, 而 DF 的高值区移至青藏高原北部、塔里木盆地南部。

(3) 就整个北方地区的年内变化来看, DF 与 AI 高值均出现在春季以及初夏季节, 最高在 4 月和 5 月; DF 的低值出现在秋冬季, 但 AI 最低值发生在秋季, 冬季是除春季

外的次高峰阶段。因此,除冬季外,北方地区月均 AI 和 DF 值年内变化具有较好的一致性。

(4) 北方地区 DF 与 AI 值的月相关只在夏季和初秋通过了 0.05 的显著性检验,春季的相关性也较高,冬季相关最差。总体来看,二者相关性要比预期的小, AI 值在春、夏、秋季大致可以反映地面沙尘天气事件频数的时空变化特征,但与地面观测仍有较大的不一致性。

(5) 两套资料的逐年相关系数年际变化表现出总体下降趋势,这与人为碳质气溶胶排放增加的事实相符,其年代变化也和大气“变暗”和“变亮”的观测事实基本一致。

上述比较分析表明, TOMS 反演的 AI 资料与地面观测的沙尘天气频数资料各自均有优缺点。AI 资料的不足主要是卫星转换等造成的资料序列时间非均一性和不完整性,也难以完全分离自然沙尘气溶胶和人为碳质气溶胶,但能够反映出从地面到大气高层整层气柱的光学厚度;而地面观测的主要缺陷是对轻度和高频的沙尘天气现象没有记录,也无法反映近地面层以上整个气柱的气溶胶浓度和分布情况,但大体反映了与人类活动关系密切的地面附近空气质量,并具有连续的较长时间序列。合理地结合使用两类观测资料,对于沙尘天气气候研究和业务具有现实意义。

7.2 卫星资料分析结论

利用 1978-2005 年美国 NASA 卫星反演的 TOMS AI 日资料,分析我国北方及其各个分区大气沙尘和碳质气溶胶光学厚度的时空分布特征,得到以下结论:

(1) 中国北方 AI 年平均值空间分布的一个明显高值区位于南疆盆地及其甘肃西部、青海柴达木盆地等荒漠地区,在 8 以上;次高值区位于内蒙古西部, AI 介于 5-8 之间;准格尔盆地、黄土高原北部、华北平原和东北平原 AI 也较高,通常在 4-7 之间;川、青、藏交界处以及阿尔泰山和天山西部局地区 AI 值最小,青藏高原大部、天山和阿尔泰山脉、秦岭和大巴山、长江下游流域、太行山、大小兴安岭和长白山脉等地区, AI 值较小。

(2) 我国北方春季和夏季平均 AI 明显高出其他季节。春季 AI 高值区范围最广,高值中心 AI 指数值最大;夏季我国东部季风区特别是华北和东北地区 AI 值明显减弱,但西北荒漠区仍维持很高的 AI 水平;多数地区秋季平均 AI 值达到全年最低,但南疆盆地及周边少数地区 AI 值较高;冬季以塔克拉玛干沙漠为代表的西北干燥区 AI 达到全年最低,但东部季风区平均 AI 值比夏、秋季显著偏高,东北北部尤其明显。

(3) 整个北方平均 AI 高值时间出现在春季和初夏(3-6月),最高在4月和5月, AI 均超过 6; 低值出现在秋季(9-11月),其中10月最低;冬季是仅次于春季的高值时期;

夏季为仅次于秋季的低值季节。我国北方从每年的第 10 候即 2 月 16-20 日开始, 平均 AI 值进入快速增加时期, 到第 25 候即 5 月 1-5 日达到最高峰, 此后开始以较快速度下降, 直到第 57 候即 10 月 11-15 日达全年最低水平, 随后再开始缓慢增加。

(4) 从各个区域看, 华北区具有同整个北方相似的年内变化规律, 东北地区冬季特别是 12 月和 1 月平均 AI 值比西北、华北区明显偏高, 1 月为全年最高月份, 西北区则表现出晚春和早夏的峰值。每年的第 22 候即 4 月 16-20 日和第 61 候即 11 月 1-5 日, 是西北、华北和东北区候平均 AI 值发生季节性转换的时节, 4 月 16-20 日标志进入夏半年模态, AI 值西北区>华北区>东北区, 11 月 1-5 日则标志进入冬半年模态, AI 值大小顺序变成东北区>华北区>西北区。

(5) 总体上看, TOMS AI 数据与沙尘天气地面观测资料反映的沙尘气溶胶时空分布特征具有较好的一致性, 西北干燥和半干燥地区二者一致性更高, 加之卫星遥感反演结果能够更好地反映大气沙尘物质沉降通量, 根据 AI 数据分析获得的我国西北源区和黄土沉积区大气中沙尘气溶胶光学厚度时空分布特征结果, 对于进一步探讨黄土形成条件和演化规律具有一定科学意义。

但是, 在冬季碳质气溶胶含量较高的地区, 例如东北北部, AI 值不能完全指示沙尘气溶胶。华北平原和东北平原冬、春季较高的 AI 值, 可能在很大程度上与人为碳质气溶胶排放有关, 在这些地区 AI 数据用于沙尘气溶胶研究需要慎重, 并应该结合地面观测资料开展相关的分析和研究。

7.3 东亚冬季风及其可能影响

本文发展了一个基于亚洲大陆和太平洋、印度洋敏感区域海陆热力差异的东亚冬季风指数。这个指数被定义为 120-180°E, 0-15°N 和 30-80°E, 0-30°S (海洋) 区域和 70-130°E, 25-60°N (陆地) 区域冬季平均表面温度差值序列的标准化值。结果表明:

(1) 新的冬季风指数与国家气候中心业务监测使用的指数具有很好的相关性, 对于东亚地区冬季风强度和东亚地区平均地面气温具有良好的指示性。

(2) 根据新的东亚冬季风指数的分析表明, 东亚冬季风强度存在明显的年代和长期趋势变化特征。在 1951-1979 年之间, 东亚冬季风偏强; 1980 年以后, 东亚冬季风总体偏弱。原来的季风指数指示 20 世纪 80 年代后期和 90 年代早中期冬季风最弱, 进入新世纪以来, 东亚冬季风再趋于偏强; 但新的季风指数表明, 东亚冬季风自从 20 世纪 70 年代末开始变弱, 减弱趋势一直持续到目前。

(3) 本文发展的东亚冬季风指数与我国北方地区，特别是北方的黄土高原、西北大部和青藏高原等地区春季沙尘天气频率具有较明显的正相关关系，表明冬季风强度对这些地区春季沙尘天气发生频率具有较重要的影响。东亚冬季风偏强（弱）年份和时期，这些地区春季的沙尘天气频率一般增多（减少）。

本文发展的东亚冬季风指数对于东亚地区现代季风系统监测和古季风演化研究具有参考价值。特别是，由于该指数不同于先前的指数，主要基于亚洲大陆和太平洋、印度洋敏感区域海陆热力对比，不仅具有更明确的物理意义，而且对东亚地区古季风研究具有较高的参考价值。这是因为，几乎所有古季风研究，无法使用目前气候学中经常使用的大气环流指数，只能重建过去的海洋表面和陆地表面温度，以及大气降水或干湿度。利用本文发展的东亚冬季风指数，以及重建的陆地和海洋表面温度，有望重建过去不同时期东亚冬季风强度，深入探讨东亚地区古季风 and 环境的演变机理。

但是，如前所述，本文发展的东亚冬季风指数在正确反映东亚冬季风强度变化方面，其有效性和优势还有待今后研究予以证实。一个主要的问题是，该指数反应的东亚冬季风强度，在 20 世纪 90 年代以后与国家气候中心业务中使用的指数有较明显的差异，前者表明冬季风持续变弱，而后者则指示近 20 年中东亚冬季风强度有所增加。对于这种分歧的原因目前还不清楚，需要今后开展深入研究。

参考文献

- [1]Alley, R.B., Finkel, R.C., Nishizumi, K., Anankakrishnan, S., Shuman, C.A., Mershon, G., Zielinski, G.A., Mayewski, P.A., 1995. Changes in continental and sea-salt atmospheric loadings in central Greenland during the most recent deglaciation: model-based estimates. *J. Glaciol.* 41 503-514.
- [2]安芷生等, 1990, 最近 2 万年中国古环境变迁的初步研究, 刘东生主编, 黄土. 第四纪. 全球变化, 第二集, 1-26
- [3]安芷生等, 1991, 最近 130Ka 中国的古季风----(一)古季风记录, 中国科学(B), (1991), 10, 1076-1215
- [4]An, Z., and Liu, T. (1987). Long-term climate change in the Loess-Plateau of China. *in* "The climate of China and Global Climate." pp. 3-12. China Ocean Press, Beijing.
- [5]An, Z., Porter, S. C., Kutzbach, J. E., Wu, X., Wang, S., Liu, X., Li, X., Zhou, W., 2000, Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon, *Quaternary Science Reviews*, 19, 743-762.
- [6]A.S.Goudie,N.J.Middleton. Saharan dust storms: nature and consequences. *Earth-Science Reviews*, 2001(56)supp:179-204.
- [7]A.S.Goudie ,N.J.Middleton. The changing frequency of dust storms through time.*Climatic Change*,1992(20):197-225.
- [8]Cameron P.Wake,PaulA.Mayewski.Regional distribution of monsoon and desert dust signals recorded in Asian Glaciers.1993,20(14):1411-1414.
- [9]Chengcai Li,Jietai Mao,Kai-Hon Alexis Lau,Jay-Chung Chen,Zibing Yuan,Xiaoyang Liu,Aihua Zhu,Guiqing Liu,Characteristics of distribution and seasonal variation of aerosol optical depth in eastern China with MODIS products,*Chinese Science Bulletin*,2003,48(22):2488-2495
- [10]Chen, F.H., Bloemendal, J., Wang, J.M., Li, J.J., Oldfield, F., 1997. High-resolution multi-proxy climate records from Chinese loess: evidence for rapid climatic changes over the last 75 kyr. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 130, 323-335.
- [11]陈洪滨,吕达仁,许丽生.利用 SAGE II 资料分析皮纳图博火山爆发前后平流层气溶胶

- 的变化特征.科学通报,1994,39 (22):2084-2087.
- [12]陈隆勋等, 东亚季风, 北京: 气象出版社, 1991
- [13]陈隆勋, 张博, 张瑛, 东亚季风研究的进展, 应用气象学报, 2006年 第6期
- [14]Chen W, Graf H F, Huang R H. The interannual variability of East Asian winter monsoon and its relation to the summer monsoon. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2000, 17: 48-60
- [15]Chu,D.A.,Kaufman,Y.J.,Ichoku C.,Remer,L.A.,Tanre,D.,Holben,B.N., Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval over land.*Geophysical Research Letter*,2002,29(12)
- [16]崔晓鹏,孙照渤. 东亚冬季风强度指数及其变化的分析. *南京气象学院学报*, 1999. 22(2): 321-325
- [17]D.Arrigo,R.Wilson,F.Panagiotopoulos et al. On the long-term interannual variability of the east Asian winter monsoon.*Geophys. Res. Lett.* 32.
- [18]David G.Streets,Carolyn Yu,Ye Wu,Mian Chin,Zongci Zhao,Tadahiro Hayasaha,Guangyu Shi. Aerosol trends over China, 1980–2000.*Atmospheric Research*,2007,88(2):174-182
- [19]邓祖琴,韩永翔,白虎志,赵天良. 沙漠地区沙尘气溶胶含量变化的原因分析. *中国环境科学*, 2009,29(12):1233-1238
- [20]D.Heslop,J.Shaw,J.Bloemendal,F.Chen et al. Sub-millennial scale variations in East Asian monsoon systems recorded by dust deposits from the North-Western Chinese loess plateau.*Phys.Chem.Earth*,1999,24(9):785-792.
- [21]丁凯, 刘吉平. 近 50 年中国北方沙尘暴空间分布格局的动态变化研究. *干旱区资源与环境*, 2011, 25(4): 116-120
- [22]丁仲礼、刘东生, 1989, 中国黄土研究新进展, 第四纪研究, (1989), 1, 24-32
- [23]Ding, Z., Yu, Z., Rutter, N.W., Liu, T., 1994. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits. *Quat. Sci. Rev.* 13, 39–70.
- [24] 丁仲礼, 孙继敏, 刘东生. 联系沙漠—黄土演变过程中耦合关系的沉积学指标. *中国科学 (D辑)*, 1999, 29(1): 82-87
- [25]Duce,R.A,C.K.Unni,B.J.Ray,J.M.Prospero et al. Long-range atmospheric transport of soil dust storm Asia to the tropical North Pacific, Temporal variability. *Science*, 2009, 1522-1524.
- [26]East-Asia summer monsoon. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2003, 18(5): 1043-1051.
- [27]范可,王会军. 北京沙尘频次的年际变化及其全球环流背景分析. *地球物理学报*, 2006, 49 (4) :1006~1014.
- [28]方翔, 郑新江, 陆均天, 孙家民, 屠志方, 李梦先, 王国胜, 周卫东. 2002年春季北京沙尘天气成因及源地分析. *国土资源遥感*, 2002

- [29]方小敏, 韩永翔, 马金辉, 宋连春, 杨胜利, 张小曳. 青藏高原沙尘特征与高原黄土堆积: 以 2003-03-04 拉萨沙尘天气过程为例. 科学通报, 2004,49(11):1084-1090
- [30]方宗义、朱福康、江吉喜、钱正安, 1997, 中国沙尘暴研究, 气象出版社
- [31]方宗义,张运刚,郑新江,曹云昌. 用气象卫星遥感监测沙尘暴的方法和初步结果. 第四纪研究, 2001, 21(1): 48~55
- [32]方宗义, 王炜 2002 年我国沙尘暴的若干特征分析.应用气象学
- [33]Gonzalez, C. Robles, Schaap M., de Leeuw, G. et al. Spatial variation of aerosol properties over Europe derived from satellite observations and comparison with model calculations. Atmospheric Chemistry and Physics, 2003,3:521-533.
- [34]Guo, Z., Biscaye, P., Wei, L., Chen, X., Peng, S., Liu, T., 2000, Summer monsoon variations over the last 1.2 Ma from the weathering of loess-soil sequences in China, Geophysical Research Letters, 27, 1751-1754
- [35]郭其蕴. 东亚冬季风的变化与中国气温异常的关系. 应用气象学报, 1994, 5 (2): 218-224
- [36]郭其蕴.东亚夏季风强度指数及其变化的分析.地理学报,1983,38(3):207~216
- [37]郭其蕴. 东亚夏季风强度指数及其变化的分析. 地理学报, 1983, 38(3): 207-2
- [38]Huang Gang. 2004, An index measuring the interannual variation of the East Asian summer monsoon: The EAP index. Advances in Atmospheric Sciences. 21: 41-52
- [39]黄珏, 陈晓玲, 田礼乔, 于之锋. 渤海海域 CALIOP 与 MODIS 气溶胶光学厚度相关性分析.海洋科学,2013,37(1).
- [40] 韩忠辉, 郑军. 我国北方地区沙尘天气的起因及预防.林业勘查设计, 2010, (4) :58-59.
- [41]I-I Lin,Jen-Ping Chen,George T.F.Wong,Chih-Wei Huang,Chun-Chi Lien,Aerosol input to the South China Sea: Results from the MODerate Resolution Imaging Spectro-radiometer, the Quick Scatterometer, and the Measurements of Pollution in the Troposphere Sensor.Deep Sea Research Part II:Topical Studies in Oceanography.2007,54,1589-1601
- [42]矫梅燕, 牛若云, 赵琳娜, 延昊. 沙尘天气影响因子的对比分析.中国沙漠,2004,24(6):696~700.
- [43]Jin Xu,Bergin,M.H.,X.Yu,G.Liu,J.Zhao,Carrico,C.M.,Baumann K.,Measurement of aerosol chemical, physical and radiative properties in the Yangtze delta region of China,Atmospheric Environment,2002,36(2):161-173
- [44]Jhun, J.G., E.J. Lee. 2004. A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. Journal of Climate, 15: 711-726
- [45]K.M.Lau,V.RamanathanB.Holbenetal. The joint aerosol-monsoon experiment. American

Meteorology Society,2008.

[46]Kurosaki Y, Mikami M. Recent frequent dust events and their relation to surface wind in East Asia[J]. Geophysical Research Letters, 2003, 30(14).

[46]Lau K.M., K.M.Kim and S.Yang. Dynamical and boundary forcing characteristics of regional components of the Asian summer monsoon.J.Climate,2000,13:2461~2482.

[47]Levy, Robert C.,Remer,Lorraine A.,Oleg Dubovik, Global aerosol optical properties and application to Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer aerosol retrieval over land. Journal of Geophysical Research, 2007, 112 (d13210): 1-15

[48]Levy, R. C., Remer, L. A., Martins, J. V., Kaufman, Y. J. Evaluation of the MODIS Aerosol Retrievals over Ocean and Land during CLAMS. Journal of the Atmospheric Sciences-Special Section.2005, 62: 974-992.

[49]刘东生, 1985, 黄土与环境, 科学出版社

[50]刘东生, 1985, 中国的黄土与风尘堆积, 中国第四纪研究, 6 卷 113-125

[51]刘舸, 宋文玲, 朱艳峰. 2013. 一个反映中国大陆冬季气温变化的东亚冬季风指数的统计预测方法. 气象学报, 71 (2): 275-285

[52]李生字、雷加强、徐新文等. 塔克拉玛干沙漠腹地沙尘暴特征——以塔中地区为例. 自然灾害学报, 2006,15(2): 14-19

[53]L.Natsagdorj,D.Jugder,Y.S.Chung. Analysis of duat storms observed in Mongolia during 1937-1999.Atmospheric Environment, 2003(37):1404-1411.

[54]李青春, 吴正华.北京地区沙尘天气的气候特征分析.干旱区资源与环境,2004,18 增刊:291~295.

[55]陆均天, 邹旭恺, 王锦贵, 任国玉.近 3 年我国沙尘天气较频繁发生的原因分析.气候与环境研究.2003,8(1):107~113.

[56]Martonchik,John V.,Diner,David J.,Crean,Kathleen A.,Bull,Michael A.,Regional Aerosol Retrieval Results From MISR.Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing,2002,40(7):1520-1531

[57]MasatoshiYoshino.Climatology of yellow sand (Asian sand, Asian dust or Kosa) in East Asia. Science in China, 2002(45):59-70.

[58]孟猛, 宗美娟. 中国 20 世纪干旱化趋势分析.干旱区研究, 2012, 29(4): 705-712.

朱晓炜, 杨建玲, 崔洋, 谭志强. 1961-2009 年西北地区东部降水时空分布及成因.干旱区研究,2013,30(6):1094-1099.

- [59]Morice, C. P., J.J. Kennedy, N.A. Rayner and P.D.Jones.2012. Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: the HadCRUT4 data set *J. Geophys. Res.—Atmos.*117.DOI: 10.1029/2011JD017187
- [60]钱正安, 宋敏红, 李万元.近 50 年来中国沙尘暴的分布及变化趋势分析.中国沙漠,2002,22(2):106~111.
- [61]钱正安, 蔡英, 刘景涛, 李栋梁, 柳中明, 宋敏红.中国北方沙尘暴研究的若干进展.干旱区资源与环境,2004, 18(增刊):1-8
- [62]Weihong Qian,LingshenQuan,ShaoyinShi.Variations of the dust storm in China and its climatic control.*Journal of climate.*2002(15):1216-1228.
- [63]邱新法, 曾燕, 缪启龙.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.
- [64]Qiu, X.F., Zeng, Y., Miao, Q.L., 2001. Temporal–spatial distribution as well as tracks and source areas of sand-dust storms in China. *Acta Geographica Sinica* 56 (3), 316–322.
- [64]Petr Chylek,GlenLesins,UlrikeLohmann.Enhancement of dust source area during past glacial periods due to changes of the Hadley circulation.*Journal of geophysical research*,2001,106(D6):18477-18485.
- [65]Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., et al., 1999, Climate and Atmospheric History of the Last 420,000 Years from the Vostok Ice Core, Antarctica, *Nature* 399, 429.
- [66] Pye, K., Zhou, L.P., 1989. Late Pleistocene and Holocene Aeolian dust deposition in north China and the northwest Pacific Ocean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 1989,73,11-23
- [67]Qiang Zhang,Jiangfeng Li, Vijay p.Singh etal.Changing structure of the precipitation process during 1960-2005in Xinjiang,China.*TheorAppl Climatol*2012(10).
- [68] Qin, X.G., B. Cai, T. Liu, Loess record of the aerodynamic environment in the East Asia monsoon area since 60,000 years before present. *Journal of Geophysical Research*, 2005,110(B01204)
- [69]Ram, M., Stolz, M. R., 1999, Possible solar influences on the dust profile of the GISP2 ice core from Central Greenland, *Geophysical Research Letter*, 26, 1043-1046
- [70]任国玉, 郭军, 徐铭志, 初子莹, 张莉, 邹旭恺, 李庆祥, 刘小宁. 近 50 年中国地面气候变化基本特征. *气象学报.*2005,63(6):942~956
- [71]Shao Y, Wang J. A climatology of Northeast Asian dust events[J]. *Meteorologische Zeitschrift*, 2003, 12(4): 187-196.
- [72]Shao Y, Dong C H. A review on East Asian dust storm climate, modelling and monitoring[J]. *Global and Planetary Change*, 2006, 52(1): 1-22.

- [73]申彦波, 王标, 石广玉. 2006 年春季我国东部海域气溶胶光学厚度与沙尘天气.地球科学进展, 2008,23(3):290-298.
- [74] Sun, J., M. Zhang, and T. Liu (2001), Spatial and temporal characteristics of dust storms in China and its surrounding regions, 1960–1999: Relations to source area and climate, *J. Geophys. Res.*, 106(D10), 10325–10333
- [75]孙淑清, 孙柏民. 东亚冬季风环流异常与中国江淮流域夏季旱涝天气的关系. 气象学报, 1995, 53(4): 440-450
- [76] 孙东怀, 鹿化煜. 晚新生代黄土高原风尘序列的粒度和沉积速率与中国北方大气环流演变. 第四纪研究, 2007,27(2):251-262
- [75]Shi G Y, Hayasaka T, Ohmura A, et al. Data quality assessment and the long-term trend of ground solar radiation in China. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2008,47: 1006-1016.
- [76]施能. 1996. 近 40 年东亚冬季风强度的多时间尺度变化特征及其与气候的关系. 应用气象学报, 7 (2): 175-182
- [77]申彦波,赵宗慈,石广玉.地面太阳辐射的变化、影响因子及其可能气候效应的最新研究进展.地球科学进展,2008,23(9):915-923.
- [78]宋阳, 刘连友, 严平, 曹彤.中国北方 5 中下垫面对沙尘暴的影响研究.水土保持学报,2005,19(6):15~18.
- [79]孙柏民, 孙淑清. 1996. 东亚冬季风异常及其影响的统计研究 // 亚洲季风研究的新进展. 北京: 气象出版社, 108-114
- [80]Torres,O.,Bhartia,P.K.,Herman,J.R.,Ahmad,Z.,Gleason,J. Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation:Theoretical basis.*Journal of Geophysical Research*,1998,103(D14):17099-17110
- [81]Torres,O.,Bhartia,P.K.,Herman,J.R.,Sinyuk,A.,Paul Ginoux,Brent Holben.A long-term record of aerosol optical depth from TOMS observations and comparison to AERONET measurements. *Journal of the Atmospheric Sciences*,2001,59,398-413
- [82]王伟, 方宗义.沙尘暴天气及其研究进展综述.应用气象学报.2004,15(3):366-381.
- [83] Washington, Richard, Martin Todd, Nicholas J. Middleton, and Andrew S. Goudie, Dust-Storm Source Areas Determined by the Total Ozone Monitoring Spectrometer and Surface Observations *Annals of the Association of American Geographers*, 2003,93(2),297–313
- [84]王金艳, 王式功, 马艳, 刘洪芝, 张良.我国北方春季沙尘暴与气候因子之关系.中国沙

漠,2007,27(2):296~300.

[85] 王式功,王金艳,周自江,尚可政,杨德保,赵宗锁.中国沙尘天气的区域特征.地理学报,2003,58(2):193-200

[86]王锦贵、任国玉, 2003, 中国沙尘气候图集, 气象出版社

[87]王涛,陈广庭,钱正安,杨根生,屈建军,李栋梁.中国北方沙尘暴现状及对策.中国沙漠,2001,21(4):322~327.

[88]王宁练.青藏高原北部马兰冰芯记录所揭示的近 200 年来沙尘天气发生频率变化趋势.科学通报,2006,51(6):724~729.

[89]王宁练,姚檀栋,羊向东,沈吉,汪勇.冰芯和湖泊沉积记录所反映的 20 世纪中国北方沙尘天气频率变化趋势.中国科学(D辑:地球科学),2007,37(3):378~385.

[90]王式功,董光荣,杨德保,金炯,尚可政.中国北方地区沙尘暴变化趋势初探.自然灾害学报,1996,5(2):86~94.

[91]王会军,姜大膀. 2004. 一个新的东亚冬季风强度指数及其强弱变化之大气环流场差异. 第四纪研究, 24 (1): 19-27

[92]王式功,董光荣,陈慧忠,李希良,金炯.沙尘暴研究的进展.中国沙漠, 2000,20 (4) :349~356

[93]Wang, L., and W. Chen, 2010: How well do existing indices measure the strength of the East Asian winter monsoon? *Adv. Atmos. Sci.*, 27(4), 855–870

[94]王宁. 东亚冬季风指数研究进展. 地理科学, 2007, 27(增刊): 103-110

[95]Wen Mi, Zhanqing Li, Xiangao Xia, et al. Evaluation of the moderate resolution imaging spectroradiometer aerosol products at two aerosol robotic network stations in China.*Journal of Geophysical Research*,2007,112(D22S08).

[96]吴锡浩、安芷生, 1996, 黄土高原黄土—古土壤序列与青藏高原隆升, 中国科学(D), 26(2) 103—110

[97]吴占华,任国玉.我国北方区域沙尘天气的时间特征分析.气象科技.2007,35(1):96~100.

[98]Wu Yunfei,ZhangRenjian, Han Zhiwei et al. Relationship between East Asian monsoon and dust weather frequency over Beijing.2010

[99]吴序鹏,杨军,车慧正等.塔克拉玛干沙漠地区气溶胶光学厚度卫星遥感产品验证[J].气候与环境研究,2012,17(2):149-159.

[100]吴晓京,陆均天,张晓虎,郑新江,孙家民.2001年春季沙尘天气分析.国土资源遥感.2001

[101]Xiao, J., Porter, S., An, Z., Kumai, H., Yoshikawa, S., 1995, Grain size of quartz as an

indicator of winter monsoon strength on the Loess Plateau of central China during the last 130,000 Yr, *Quaternary Research*, 43, 22-29

[102]薛占金, 秦作栋, 孟宪文, 范晓辉. 2010年3月我国沙尘天气的若干特征. 干旱区研究, 2011, 28(4): 694-698.

[103]Xunming Wang, Zhibao Dong, Jiawu Zhang, Lichao Liu. 2004. Modern dust storms in China: an overview. *Journal of Arid Environments* 58: 559-574

[104]Xunming Wang, Zijiang Zhou, Zhibao Dong. Control of dust emissions by geomorphic conditions, wind environments and land use in northern China: An examination based on dust storm frequency from 1960 to 2003. *ScienceDirect*, 2006(81):292-308.

[105]杨艳, 王杰, 田明中, 陈兴强. 中国沙尘暴分布规律及研究方法分析. 中国沙漠, 2012, 32(2):465-472

[106]杨民, 蔡玉琴, 王式功, 李文莉, 尚可政, 董光荣. 2000年春季中国北方沙尘暴天气气候成因研究. 中国沙漠, 2001, 21 增刊:6~11.

[107]叶笃正, 丑纪范, 刘纪远, 张增祥, 王一谋, 周自江, 鞠洪波, 黄笠. 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.

[108]尹晓惠, 时少英, 张明英, 李靖. 北京沙尘天气的变化特征及其沙尘源地分析. 高原气象, 2007, 26(5):1039~1044.

[109]You, Q.L., A. Sanchez-Lorenzo, M. Wild, et al. Decadal variation of surface solar radiation in the Tibetan Plateau from observations, reanalysis and model simulations. *Climate Dynamics*, 2013, 40(7-8): 2073-2086.

[110]张德二. 历史时期“雨土”现象剖析. 科学通报, 1982年第5期, 294-297

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年3月第3期, 278-288.

张德二. 我国北方的冬季沙尘暴. 第四纪研究, 1999年9月, 第5期, 441-447.

[111]张家诚, 林之光. 中国气候. 上海: 科学技术出版社, 1985

[112] Zhang, X. Y, R. Arimoto, Z. An, and S. Zhi, 1997. Dust emission from Chinese desert sources linked to variations in atmospheric circulation, *J. Geophys. Res.*, 102, 28,041-28,047

[113]张小玲, 王迎春. 北京地区沙尘暴天气分析及数值模拟. 甘肃气象, 2001, 19(2):9~13.

[114] 张莉, 任国玉. 中国北方沙尘暴频数演化及其气候成因分析. 气象学报, 2003, 61(6):744~750.

- [115]张自银、龚道溢、胡淼、雷杨娜.多种东亚冬季风指数及其与中国东部气候关系的比较《地理研究》.2012年06期.
- [115]张小曳. 亚洲粉尘的源区分布、释放、输送、沉降与黄土堆积.第四纪研究, 2001, 21(1): 29~40
- [116] Zhang, X.Y., Arimoto, R., An, Z.S., Chen, T., Zhang, G., Zhu, G., Wang, X. Atmospheric trace elements over source regions for Chinese dust: Concentrations, sources, and atmospheric deposition on the Loess Plateau. Atmos. Environ., 1993, A 27 (13), 2051–2067
- [117] Zhanqing Li, Xiangao Xia, Brent Holben, Robert Levy, Fengsheng Zhao, Hongbin Chen, Maureen Cribb, Evaluation of the moderate resolution imaging spectroradiometer aerosol products at two aerosol robotic network stations in China. Journal of Geophysical Research, 2007, 112(D22)
- [1118]张鹏,石广玉.从反射太阳光谱反演大气气溶胶体积谱分布的理论研究.气象学报,2003,61(1):85-94.
- [119]张钦仁, 张明伟, 蒋建莹.近 60 年北京地区沙尘天气变化及路径分析.高原气象,2012,31(2):487~491.
- [120]张小玲, 李青春, 谢璞, 王迎春, 李慧君.近年来北京沙尘天气特征及成因分析.中国沙漠,2005,25(3):417~421.
- [121]Zhang Xiaoye, Zhang Guangyu, Zhu Deer. Elemental tracers for Chinese source dust, Science in China, 1996, 39(5) 512-521.
- [122]张兰生.我国环境演变研究的进展.地理科学,1990,10(3):217~225
- [123]Zhao P, Zhu Y N, Zhang R H. An Asian-Pacific teleconnection in summer tropospheric temperature and associated Asian climate variability. Climate Dynamics, 2007, 29: 293-303
- [124]赵平,周自江.东亚副热带夏季风指数及其与降水的关系.气象学报.2005,63(6):933~940.
- [125]赵平,张人禾. 东亚-北太平洋偶极型气压场及其与东亚季风年际变化的关系.大气科学,2006,30(2):307~316
- [126]郑新江,陈渭民,方翔,罗敬宁.利用 NOAA 卫星资料估算陆地沙尘量的方法.国土资源遥感,2008,(2):35-38.
- [127]郑新江, 杨义文, 李云.北京地区沙尘天气的某些特征分析.气候与环境研究.2004,9(1):14~23.
- [128]周自江, 王锡稳, 牛若芸.近 47 年中国沙尘暴气候特征研究.应用气象学报.2002,13(2):193~200.

- [129]Zielinski, G.A., Mershon, G.R., 1997. Paleoenvironmental implications of the insoluble microparticle record in the GISP2 Greenland ice core during the rapidly changing climate of the Pleistocene–Holocene transition.. Geol. Soc. Am. Bull. 109, 547–559.
- [130]周自江.近 45 年中国扬沙和沙尘暴天气.第四纪研究.2001,21(1):9~17.
- [131]周自江, 牛若芸.2004 年春季中国沙尘天气特征分析.气象科学.2007,27(1):69~74.
- [132]Zhu Jinhong, Wang Shaowu, Mu Qiaozhen. 80a-oscillation of summer summer rainfall over the east part of China and
报.2003,14(5):513-522
- [133]朱爱华, 李成才, 刘桂青, 毛节泰. 北京地区 MODIS 卫星遥感气溶胶资料的检验与应用.环境科学学报, 2004, 24(1): 86-90.
- [134]庄国顺,郭敬华,袁蕙等. 2000 年我国沙尘暴的组成、来源、粒径分布及其对全球环境的影响. 科学通报, 2001, 46 (3) :191~197
- [135]朱艳峰. 2008. 一个适用于描述中国大陆冬季气温变化的东亚冬季风指数. 气象学报, 66 (5):781-788

读研期间发表文章及科研奖励

一、已录用文章

任霄玉, 任国玉, 魏明建.我国北方 TOMS 气溶胶光学厚度与地面沙尘天气频数的比较.干旱区研究。

二、已投出文章

任霄玉, 任国玉, 魏明建.基于 TOMS AI 资料的中国北方沙尘气溶胶光学厚度时空特征.干旱区地理。

三、已完成文章

一个基于海陆温差对比的东亚冬季风强度指数, 即将投稿。

四、获得奖励

- 1.
- 2.

五、参加会议

1.