

余蓉,张小玲,李国平,等. 1971—2000 年我国东部地区雷暴、冰雹、雷暴大风发生频率的变化[J]. 气象,2012,38(10):1207-1216.

1971—2000 年我国东部地区雷暴、冰雹、 雷暴大风发生频率的变化^{*1}

余 蓉^{1,4} 张小玲² 李国平¹ 高 倩³

1 成都信息工程学院大气科学学院,成都 610225
2 国家气象中心,北京 100081
3 内蒙古自治区杭锦旗气象局,杭锦旗 017499
4 湖北省防雷中心,武汉 430074

提 要:应用 1971—2000 年华北、华中、华东各省 1084 个站的地面天气现象观测资料,统计分析了江南(31°N 以南)、江淮和黄淮(31°~37°N)及黄河以北(37°N 以北)雷暴、冰雹和雷暴大风的年代际变化特征。分析结果表明:雷暴、冰雹、雷暴大风发生频率呈减少趋势。其中江南地区雷暴年代际递减更明显,黄河以北地区冰雹年代际递减最明显,而雷暴大风在三个区域的年代际递减均明显。雷暴大风常与冰雹伴随发生,高原和山地多于平原,高值区位于华北北部和内蒙古中部。对流性天气的减少与水汽和动力条件的减弱有关系。包含热力、动力和水汽条件的综合指数 SWEAT 无论在空间分布上,还是在 30 年的演变趋势上,均与对流性天气的分布和演变趋势表现出相似的特征。

关键词:对流天气,年代际变化,成因分析, SWEAT 指数

Analysis of Frequency Variation of Thunderstorm, Hail and Gale Wind in Eastern China from 1971 to 2000

YU Rong^{1,4} ZHANG Xiaoling² LI Guoping¹ Gao Qian³

1 College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225
2 National Meteorological Centre, Beijing 100081
3 Hanggin Banner Meteorological Office of Inner Mongolia Autonomous Region, Hanggin Banner 017499
4 Hubei Lightning Protection Center, Wuhan 430074

Abstract: Based on the meteorological data collected from 1084 stations over North China, Central China and East China from 1971 to 2000, features of interdecadal variation of thunderstorm, hail and gale wind in the south of the Yangtze River (31°N southward), Jiang-Huai area and Huang-Huai (31°N to 37°N) and the north of the Yellow River (37°N northward) have been analyzed. The analysis results have indicated that the frequency of thunderstorm, hail and gale wind has a decreasing trend. The inter-decadal variation of thunderstorm in the south of the Yangtze River shows a more significant decreasing trend, hail decreases most obviously in the north of the Yellow River, and gale wind decreases evidently in all these three regions. The hail often occurs with gale wind, and more frequent in the plateau and the mountain region than in the plain. It takes place most in northern North China and Central Inner Mongolia. The analysis of relevant conditions for the generation and development of the mesoscale convective system such as water vapor, thermodynamic instability and dynamical lifting has shown that the reduction of convection weather

^{*} 公益性行业(气象)科研专项(GYHY200906003)资助
2011 年 7 月 21 日收稿; 2012 年 2 月 21 日收修定稿
第一作者:余蓉,主要从事中尺度气象学研究. Email:hi_yurong@163.com

has a close relation to the decline of moisture and dynamic conditions. The composite index SWEAT (severe weather threat) including thermodynamic, dynamic and moisture conditions expresses the similar characteristics to the convection weather in the spatial distribution or the evolution trend in 30 years.

Key words: convection weather, inter-decadal change, causation analysis, SWEAT index (severe weather threat index)

引 言

随着全球气候变暖,暴雨、大风、雷暴、冰雹造成的灾害日益显著。近年来关于这类灾害性天气的研究也逐渐增多。暴雨、雷暴和冰雹的空间分布和季节变化特征已有较详细的研究。中国雷暴呈自南向北递减趋势^[1],主要分布在东南及华南,其次是高原及邻近地区^[2];且南方雷暴日在 8 月达最大值^[1]。冰雹频发区主要集中在青藏高原^[3],其次是华北北部^[4],华北地区阴山山脉和太行山脉降雹分布成“T”型特征^[5]。在中国西部和北部,冰雹日始于晚春、终于初秋,而在南部和西南地区冰雹主要发生在春天;在广州和湖北省,冰雹主要发生在夜间,其他地方冰雹主要发生在午后至傍晚^[3]。对雷暴大风气候特征的研究较少^[6-8],主要集中于 20 世纪 90 年代以后局地雷暴大风气候特征的研究,对其更长时间尺度和更广范围的气候特征分析还有待深入。

近年来,与对流和强对流天气气候变化规律有关的分析日益受到重视。王大均等^[9]指出我国绝大部分地区年雨日数是减少的,翟盘茂等^[10]进一步指出我国强降水日数是增加的,陈思蓉等^[11]利用 743 个站点资料研究了中国雷暴气候分布特征,结果表明:1951—2005 年全国雷暴日数除青藏高原地区略有上升外,总体呈下降趋势。Xie 等^[12]用 523 个站点资料讨论中国了年均冰雹日数趋势和变化,指出在 20 世纪 60—80 年代初年均冰雹日数无明显趋势变化,但 80 年代初到 2005 年呈明显下降趋势。秦丽等^[6]指出北京地区 1990—2004 年雷暴大风日数有减少趋势。这些气候分析所使用的站点观测资料比较稀疏,其中雷暴大风年代际变化的分析更仅限于局地。

另一方面,强对流发生年代际变化的成因分析则不多见。陈思蓉等^[11]仅分析了华南地区 6 月雷暴日数异常与大尺度环流的关系,指出其与北方冷空气入侵和经圈环流的异常有关。刘晓东等^[13]认为内蒙古地区水汽减少是雷暴减少的主要原因。

Xie 等^[12]探讨了对流有效位能、凝结层高度和垂直风切变对中国冰雹的年际变化的影响,指出降雹频率减少是凝结层高度增加的结果。符琳等^[14]认为大尺度环流系统的改变是我国北方冰雹减少的主要原因,而局地垂直温度场结构的变化是影响降雹次数的一个重要原因。影响雷暴大风年代际变化因子的研究则较少见。

综上所述,关于我国对流性天气气候变化的研究多集中于对雷暴、冰雹的时空变化特征的研究,但其站点分布稀疏;而对造成严重生命财产威胁的雷暴大风的研究较少,主要集中于研究 20 世纪 90 年代以后局地雷暴大风气候特征,因此关于雷暴大风的时空分布和年代际变化的研究都有待加强。同时对流天气发生年代际变化的成因分析也有待进一步深入。本文利用较稠密的地面观测资料中天气现象的日数据来分析 1971—2000 年华北、华中、华东区域雷暴大风的空间分布及雷暴、冰雹、雷暴大风的年代际变化,并初步讨论造成这种气候变化的可能原因。

1 资料和方法

本文所用的资料是中国气象局国家气象信息中心提供的华北、华中、华东三个区域的地面观测资料中的天气现象日数据,资料长度为 1971—2000 年。此资料具有站点密集、资料完整的优势,但没有记录冰雹直径、降水强度和大风量级。由于这 30 年内许多站点存在不同程度的数据缺省,为了保证数据分析的连续性,我们在这里只选用 30 年内拥有完整数据记录的站点,共计 1084 个(图 1)。

本资料记录的天气现象包括:雷暴、冰雹、龙卷、降水、大风。由于龙卷现象在我国较少出现,所以我们重点关注雷暴、冰雹和大风这三类天气现象。对于天气现象的数据处理采用以下原则:计算雷暴(冰雹)的总次数,若某日记录了雷暴(冰雹)出现的时刻,则每一时刻记为一次雷暴(冰雹);计算雷暴大风发生的次数,若大风在雷暴发生期间出现,则记发生一次雷暴大风。

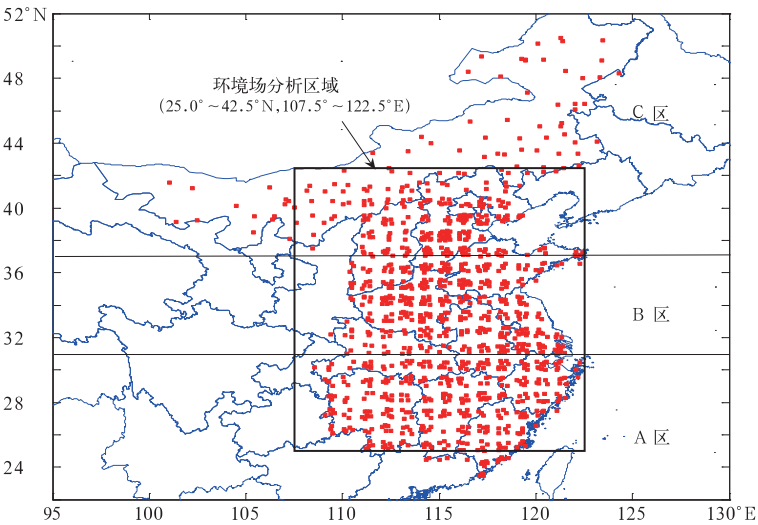


图 1 1971—2000 年华北、华中、华东地区 1084 个站点分布图
(A 区代表 31°N 以南的区域,B 区代表 31°~37°N 之间的区域,
C 区代表 37°N 以北的区域;粗黑框代表的是环境场分析区域)

Fig. 1 The distribution map for 1084 stations of North, Central and East China from 1971 to 2000
(Zone A stands for the southward area of 31°N, zone B the area between 31°N and 37°N, zone C the northward area of 37°N; the thick black box stands for the area of the environmental field research)

在下列情况下,资料中的数据作为无效数据:
(1)若某一天只记录发生了某一天气现象,但没记录其发生的时刻;(2)若只记录了某一天气现象的起始或结束时刻,而无相对应的结束或起始时刻。
本文还应用了 1971—2000 年 NCEP/NCAR 再分析资料进行成因分析,该资料的时间分辨率为 6 h 一次,水平分辨率为 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 。资料分析范围为 $25.0^{\circ}\sim 42.5^{\circ}\text{N}$ 、 $107.5^{\circ}\sim 122.5^{\circ}\text{E}$,覆盖了大部分站点所包括的区域(图 1 粗黑框)。分析的物理量包括对流有效位势(CAPE)、0~6 km 垂直风切变、0~3 km 风暴相对螺旋度(SREH)、比湿(q)和强天气威胁指数(SWEAT)。

2 对流性天气的时空分布特征

2.1 雷暴

从我国东部地区 30 年的雷暴空间分布(图 2a)可见,雷暴高发区位于福建省的丘陵地带,雷暴次数大于 9000 次;江西西部罗霄山、江西南部、江西与福建交界的武夷山部分山区雷暴发生次数大于 8000 次。另一个次高值区位于太行山脉、阴山山脉和大

兴安岭山区,大于 3000 次。而华北平原和内蒙古西部雷暴较少,小于 2000 次。可见多雷暴区与地形的分布有关,南方多于北方,山区多于平原,高大山脉地区少于丘陵地带。30 年雷暴的年代际变化显示(图 2b~d),20 世纪 70 年代雷暴最多,90 年代最少,具有明显的年代际减少趋势,特别是福建、江西减少得最明显。年际变化曲线也显示出类似的特征:我国东部地区雷暴在 1973 年雷暴最多,2000 年雷暴最少,1977 年以前雷暴波动较大,1978 年以后雷暴发生次数显著减少(图 3)。本文计算的雷暴次数的减少幅度大于陈思蓉等^[11]所给出的结果。

2.2 冰雹

1971—2000 年,降雹区域非常集中,主要分布在华北北部和内蒙古高原。其中太行山山脉、阴山山脉地区最易发生冰雹,降雹次数高达 310 次;大兴安岭和湖南武陵山也常发生冰雹,降雹次数基本为 100~160 次;山东中东部丘陵地区比华东其他地区易产生冰雹。而华北平原和华东平原降雹次数小于 20 次(图 4a)。由此可见,冰雹多发生在高山和高原地区,平原北部,北方明显多于南方,地形对其的影

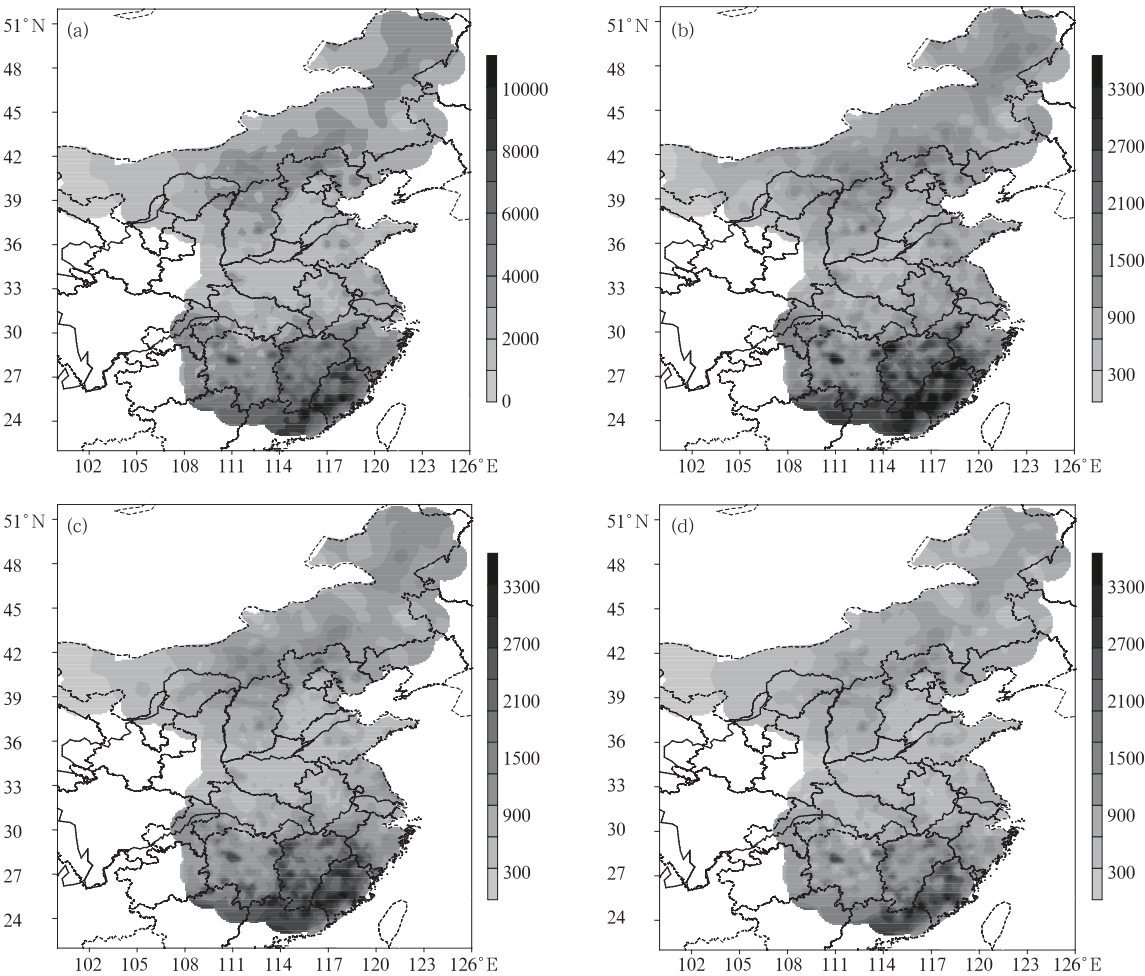


图 2 1971—2000 年雷暴的空间分布
(a)1971—2000 年,(b)20 世纪 70 年代,(c)80 年代,(d)90 年代
Fig. 2 Spatial distributions of thunderstorm from 1971 to 2000
(a) 1971—2000, (b) the 1970s, (c) the 1980s, (d) the 1990s

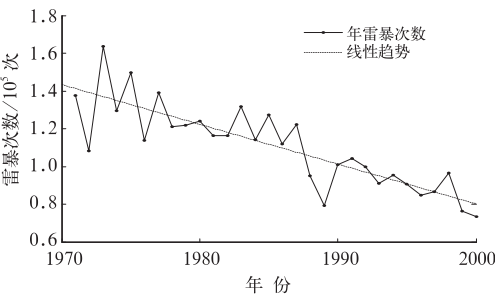


图 3 1971—2000 年东部地区雷暴
发生次数年际变化曲线
Fig. 3 The interannual variation curve
of the number of thunderstorm in eastern
China from 1971 to 2000

内蒙古和华北平原北部的降雹次数急剧下降,湖南地区冰雹年代际变化不太明显。我国东部地区冰雹的年际变化显示(图 5):1971—1988 年降雹次数波动明显,无明显的上升或下降趋势,1989—2000 年降雹次数减少,总体呈减少趋势,这与冰雹的年代际减少趋势类似。而 Xie 等^[12]认为 1960—1980 年早期,我国冰雹年平均日数无明显的上升或下降趋势;20 世纪 80 年代早期至 2005 年,冰雹年平均日数呈明显的减少趋势。这与本文关于 80 年代冰雹年际变化的结论有所不同。

2.3 雷暴大风

由于我国并没有针对对流性大风的观测,本文采用的雷暴大风统计方法是:若大风在雷暴发生期间出现,则记发生一次雷暴大风。由于沿海地区和

响很大。年代际变化显示(图 4b~d):20 世纪 70 和 80 年代的降雹次数的年代际递减缓慢,但 90 年代

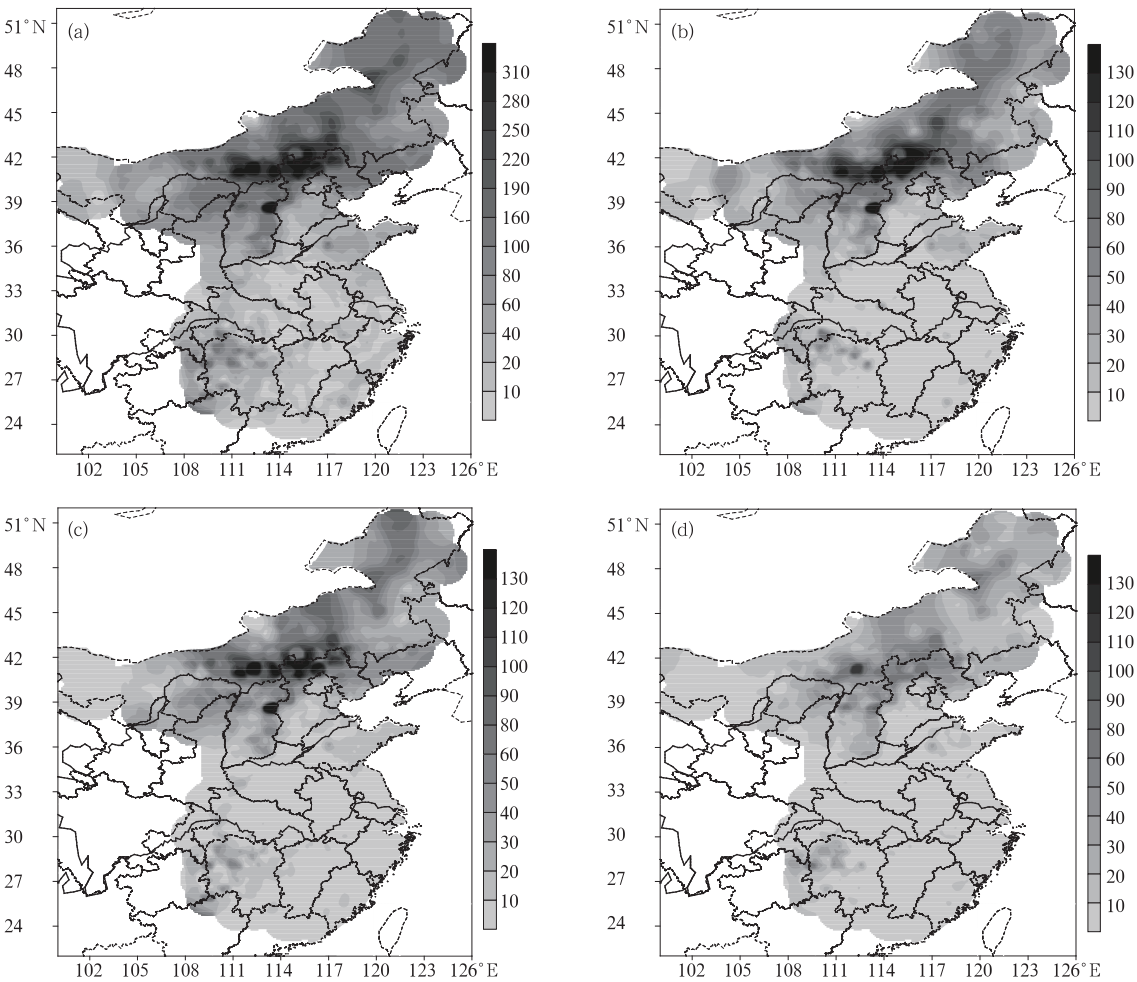


图 4 1971—2000 年冰雹的空间分布
(a)1971—2000 年,(b)20 世纪 70 年代,(c)80 年代,(d)90 年代
Fig. 4 Spatial distributions of hail from 1971 to 2000
(a) 1971—2000, (b) the 1970s, (c) the 1980s, (d) the 1990s

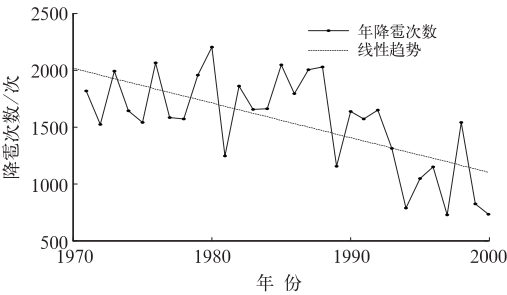


图 5 1971—2000 年东部地区冰雹
发生次数年际变化曲线
Fig. 5 The interannual variation curve
of the number of hail in eastern China
from 1971 to 2000

高山站易发生大风天气,所以沿海地区和高山站有较多符合统计方式的雷暴大风。基于以上原因沿海

地区和高山站的雷暴大风出现频率也较高。

从图 6a 中可以看出,1971—2000 年期间,雷暴大风高值区主要分布在华北北部山脉地区和内蒙古中部,发生次数可大于 330 次;次高值区位于华北西部、内蒙古西部阿拉善高原和福建;江西、浙江及沿海地区也是雷暴大风高发区;而江淮流域和黄淮流域除沿海地区外较少发生雷暴大风天气,30 年的总和不足 60 次。值得注意的是几个大值区,如黄山站、泰山站、九仙山站和湖南南岳都是高山站,特别是福建九仙山雷暴大风出现的次数可达 857 次。与图 4a 比较可知雷暴大风长伴随冰雹发生。年代际变化显示(图 6b~6d),华中、华东和内蒙古东部具有明显的年代际减少趋势;内蒙古中部的雷暴大风在 20 世纪 80 年代最多。总体而言,雷暴大风在 70 年代出现的范围最广,在 90 年代范围明显减小。长

江流域、黄河流域和内蒙古西部地区在 90 年代极少发生雷暴大风天气,10 年间发生次数不足 20 次。

年际变化显示(图 7):年雷暴大风日数在 1971 年最多,1999 年最少,90 年代的雷暴日数明显少于

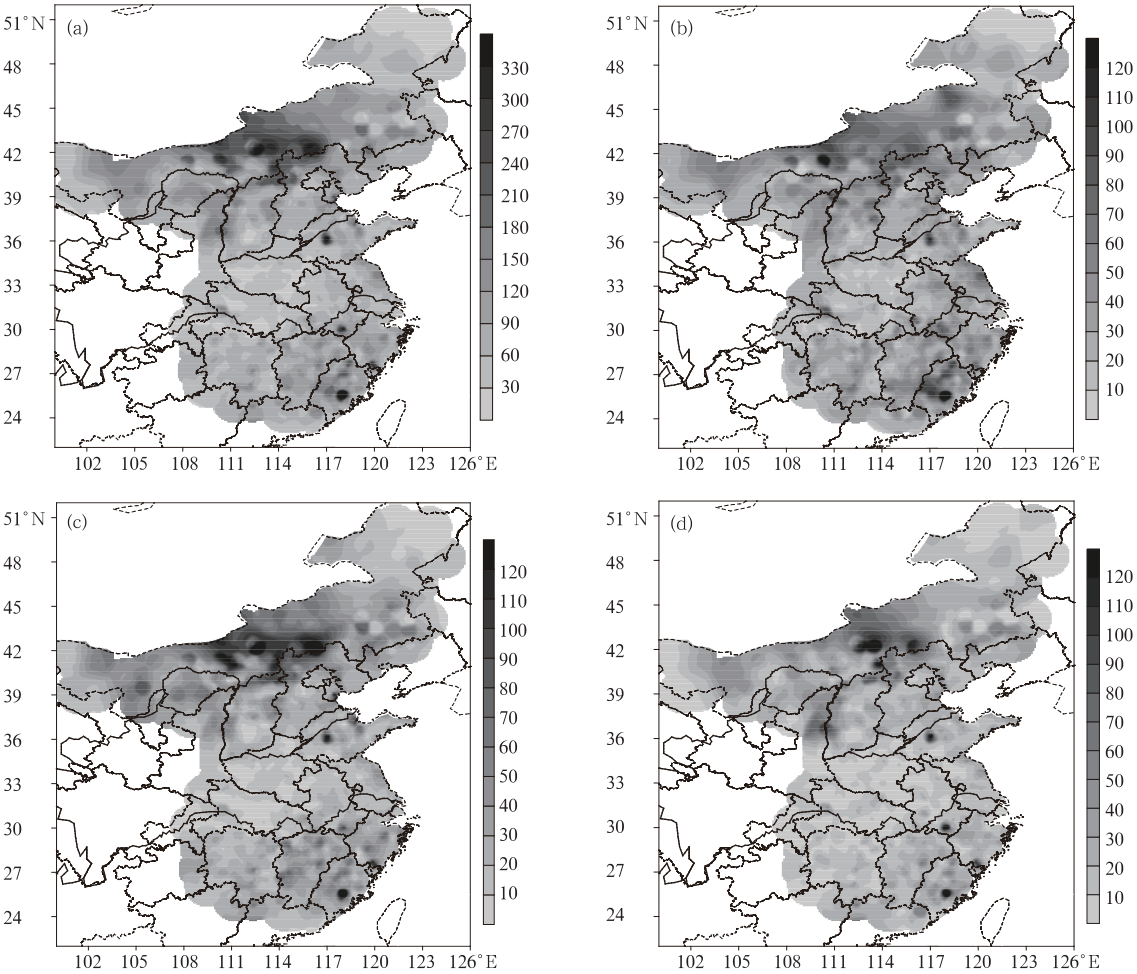


图 6 1971—2000 年雷暴大风的空间分布
(a)1971—2000 年,(b)20 世纪 70 年代,(c)80 年代,(d)90 年代
Fig. 6 Spatial distributions of thunderstorm gale from 1971 to 2000
(a) 1971—2000, (b) the 1970s, (c) the 1980s, (d) the 1990s

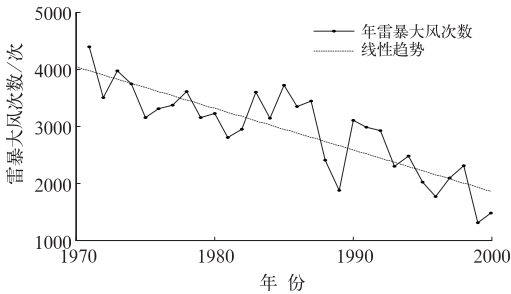


图 7 1971—2000 年东部地区雷暴大风发生次数年际变化曲线
Fig. 7 The interannual variation curve of the number of thunderstorm gale in eastern China from 1971 to 2000

20 世纪 70 年代。雷暴大风年际变化波动较少,具有同雷暴相同的显著减少趋势。

2.4 区域分布特征

为了更好地了解华北、华中、华东地区强对流的分布情况,我们基于以上的冰雹、雷暴、雷暴大风的分布情况,将分析区域按纬度细分为三个小区域:纬度小于 31°N 的区域(图 1 中 A 区)、纬度大于 37°N 的区域(图 1 中 C 区)和纬度介于 31°~37°N 之间的区域(图 1 中 B 区),即把区域基本分为长江以南、黄河以北和长江黄河之间三个区域。纬度小于 31°N(A 区)的站点有 382 个,用●表示;纬度

在 $31^{\circ}\sim 37^{\circ}\text{N}$ 之间(B 区)的站点有 385 个,用—■—表示;纬度大于 37°N (C 区)的站点有 317 个,用—○—表示(见图 8a~8d)。由于每个区域的站

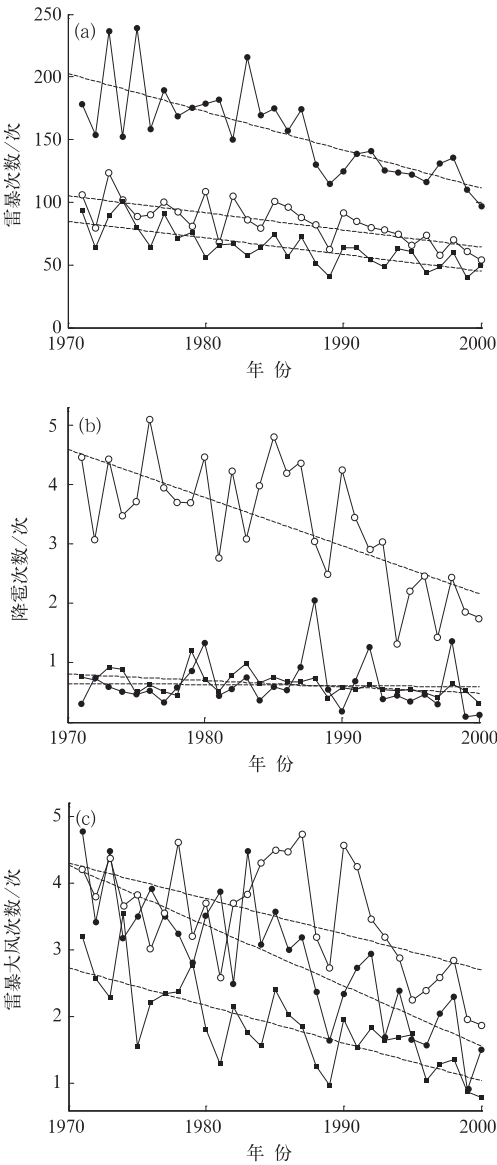


图 8 雷暴、冰雹、雷暴大风在 1971—2000 年间分区域逐年演变曲线
[—●—: 纬度小于 31°N (A 区) 区域平均, —■—: 纬度在 $31^{\circ}\sim 37^{\circ}\text{N}$ (B 区) 区域平均, —○—: 纬度大于 37°N (C 区) 区域平均, 实线: 区域平均的年际变化, 虚线: 线性趋势线]
Fig. 8 The interannual sub-regional development curves of thunderstorm (a), hail (b), and gale wind (c) from 1971 to 2000
[—●— line: for zone A average, —■— line: for zone B average, —○— line: latitude more than 37°N (zone C) average, solid line: the interannual variation curve of the regional average, dotted line: linear trend line]

点数不同,为了便于比较,计算每个区域的逐年平均演变曲线。

由三个区域在 1971—2000 年期间雷暴的区域平均年际变化(图 8a),可见 A 区的雷暴多于其他两个区域,C 区次之,B 区的雷暴最少,每年不足 100 次。三个区域的雷暴发生次数都呈减少趋势,A 区减少得更明显,三个区域在 20 世纪 90 年代的雷暴明显减少。而陈思蓉等^[11]认为长江流域雷暴在 90 年代有逐渐回升趋势。

由三个区域在 1971—2000 年期间冰雹的区域平均年际变化(图 8b),可见 C 区的冰雹明显多于其他两个区域,约为其他两个区域的 3~5 倍。C 区年际变化波动明显,但 20 世纪 90 年代冰雹明显减少,总体呈减少趋势,也与图 5 相似。B 区冰雹逐年变化波动不大,每年不足 1 次,逐年为减少趋势;A 区波动比 B 区大,在 1988 年最多,逐年呈减少趋势但不太明显,这与张芳华等^[4]指出的在长江中下游和江南地区雹日变化呈正趋势的观点不一致。由此可见,C 区冰雹的年代际变化对整个研究区域冰雹的年代际变化起决定作用。

由三个区域在 1971—2000 年期间雷暴大风的区域平均年际变化(图 8c),可见三个区域的雷暴大风分布不如冰雹和雷暴那样具有明显的区域分布特征。总体而已,B 区的雷暴大风最少;1984—2000 年 C 区的雷暴大风多于 A 区。C 区在 20 世纪 70 和 80 年代波动很大,在 90 年代锐减;B 区在 80 年代减少比其前和其后更缓慢;A 区的雷暴大风逐年减弱趋势显著。三个区域总体都呈明显的减少趋势。

3 对流性天气趋势初步成因分析

雷暴、冰雹和雷暴大风在 1971—2000 年期间减少趋势显著,下面用中尺度对流系统发生发展的水汽、不稳定和动力抬升相关条件来分析整个研究区域内对流减少的可能原因。为了最大限度地覆盖华北、华中和华东地区 1084 个站点资料,尽量减少无站点地区对环境场研究的影响,选取的 NCEP/NCAR 再分析资料研究区域范围为 $25.0^{\circ}\sim 42.5^{\circ}\text{N}$ 、 $107.5^{\circ}\sim 122.5^{\circ}\text{E}$ (图 1 中粗黑框)。

对流有效位能 CAPE 是表示气块在绝热上升到自由对流高度以后浮力对气块所做的功,是风暴潜在强度的重要指标。参考李勇等^[15]给出的物理量指数

统计情况, 该文选取的 $CAPE$ 阈值为 $500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。由图 9a 可见, 我国东部地区大气层结不稳定性增加。这与 Xie 等^[12]所指出的 $CAPE$ 长期增大趋势一致。本文计算的是由地面开始抬升的对流有效位能, 无论 $CAPE$ 阈值怎么设置, 这 30 年都呈明显的增大趋势, 这可能与 $CAPE$ 由地面开始抬升, 气候变暖, 地表增温^[16], 导致 $CAPE$ 的增大有关。

环境风场在风暴的发展演变中具有很大的影响, 特别是垂直风切变环境结构很大程度上决定了对流的剧烈程度。Xie 等^[12]在研究垂直风切变对冰雹的影响时发现垂直风切变在 1980—2005 年暖季是呈下降趋势的, 但是垂直风切变不是冰雹减少的主要因素。本文计算了环境场研究区域内 0~6 km 垂直风切变, 发现其呈明显的减少趋势(图略)。由于风切变对个别层次资料十分敏感, 风暴相对螺旋度与垂直风切变密切相关, 又不像风切变那样对个别层次的数据过分敏感^[17]。所以本文主要应用风暴相对螺旋度来分析动力作用对对流性天气的影响。风暴相对螺旋度 $SREH$ 的表达式为:

$$SREH = \int_0^{3 \text{ km}} k \cdot (V - C) \times \frac{\partial V}{\partial z} dz \tag{1}$$

式(1)考虑了风暴的整体移动、上升气流的旋转、风的整体效应。Davis 等^[18]认为, 与超级单体中气旋相关的 $SREH$ 值大约是 $150 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, Brooks 等^[19]模式模拟表明, 中尺度气旋能够在 $SREH > 120 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 的环境中形成。本文选取 $SREH$ 的阈值为 $120 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, 其在 1971—2000 年呈明显的减少趋势(图 9b), 这与对流性天气的减少具有一致特征。

由于不同地区, 不同强对流天气所需要的水汽临界条件不同, 所以本文分析了 1.5 km 以下 $q > 10 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、 $q > 12 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 $q > 14 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的平均比湿分布情况。在环境场研究区域内, $q > 10 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 出现的天数由南向北递减(图略), 年际变化明显, 总体呈略微减少趋势(图 9c); $q > 12 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 与 $q > 14 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 出现天数也呈略微减少趋势(图略)。可见, 水汽的减少可能造成我国东部地区对流性天气

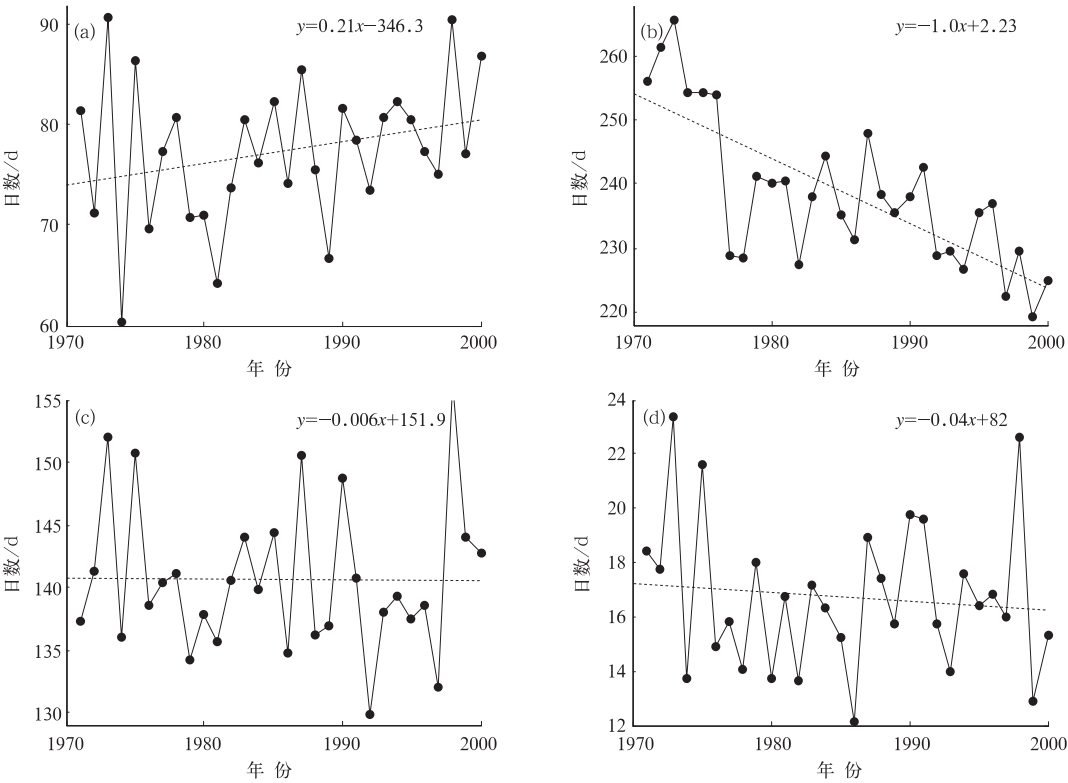


图 9 环境场研究区域内(a) $CAPE > 500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, (b) $SREH > 120 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, (c) $q > 10 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, (d) $SWEAT > 300$ 的演变趋势

Fig. 9 The evolving tendency of various factors in the research region of environmental field (a) $CAPE > 500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, (b) $SREH > 120 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, (c) $q > 10 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, and (d) $SWEAT > 300$

的减少。强天气威胁指数 $SWEAT$ 主要用于诊断强烈的对流性天气, $SWEAT$ 的表达式如下:

$$SWEAT = [12T_d^{850} + 20(T_d^{850} + T_d^{850}) - 2T^{500} - 49] + 2(V^{850} + V^{500}) + 125(S + 0.2) \quad (2)$$

其中 T_d^{850} 为 850 hPa 露点温度,若 T_d^{850} 是负数,此项为 0; $[(T_d^{850} + T_d^{850}) - 2T^{500}]$ 为全总指数,若小于 49,此项为 0; V^{850} 代表 850 hPa 风速(海里 $\cdot$ h⁻¹), V^{500} 代表 500 hPa 风速(海里 $\cdot$ h⁻¹),以 m $\cdot$ s⁻¹ 为单位的 风速应乘以 2; S 代表 500 和 850 hPa 风向差的正弦^[20]。 $SWEAT$ 包含了中低层湿度、温度及风场信息,考虑了环境风在垂直方向上的旋转,反映了不稳定能量与风速垂直切变及风向垂直切变对风暴强度的综合作用,是一个综合指数。易笑园等^[21]指出强天气威胁指数 $SWEAT$ 和风暴相对环境螺旋度 $SREH$ 在判断对流性天气的强度方面比常用的不稳定参数效果好。 $SWEAT$ 指标值与天气关系是:发生强雷暴时的临界值为 300(这里的强雷暴主要

是指伴随至少在 25 m $\cdot$ s⁻¹ 以上的大风,或直径在 1.9 cm 以上的降雹的雷暴天气^[20])。也有人指出强风暴有可能出现的 $SWEAT$ 阈值为 100^[20]。

本文分别计算了 $SWEAT$ 大于 100(图 10a)和 300(图 10b)的分布情况。可见,强天气威胁指数 $SWEAT > 300$ 的年平均空间分布特征与文中冰雹、雷暴大风和雷暴的空间分布特征相似,且整个环境场研究区域大于 300 的强天气威胁指数出现天数呈下降趋势(图 9d)。这可能是造成我国东部对流性天气的减少的原因之一。

综上所述,1971—2000 年,我国东部地区的大气层结不稳定性是增加的,但是动力条件却是减弱的,导致对流不易触发;同时水汽也呈略微减少趋势,不能提供对流发生发展所需的足够水汽,从而造成对流性天气发生频率减少。包含热力、动力和水汽条件的综合指数 $SWEAT$ 无论在空间分布上,还是在 30 年的演变趋势上,均与对流性天气表现出相似的特征。

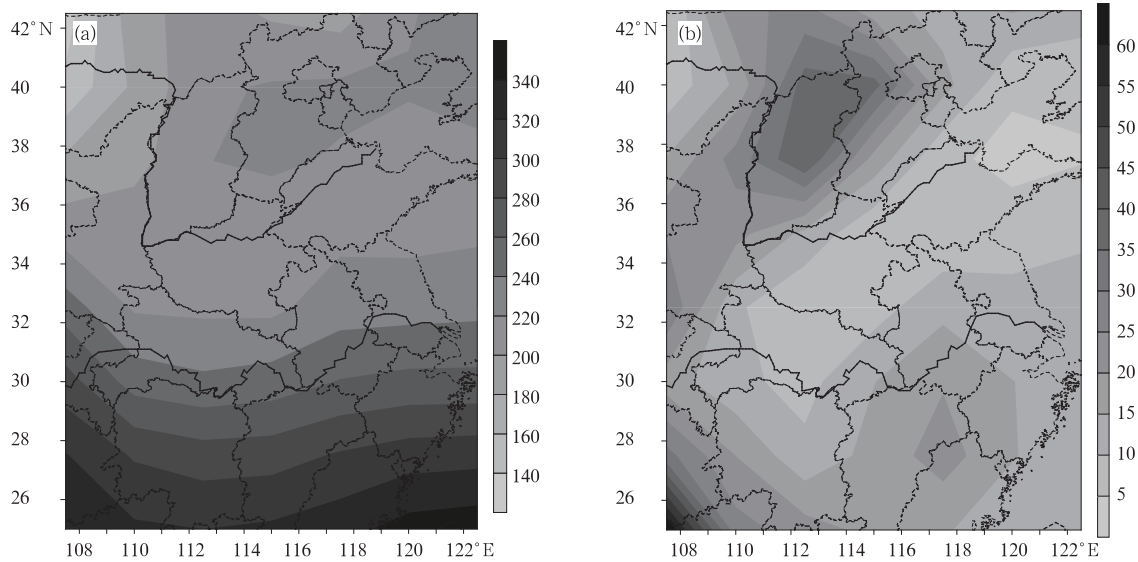


图 10 强天气威胁指数年平均分布情况(单位:d)

(a) $SWEAT > 100$, (b) $SWEAT > 300$

Fig. 10 Distributions of the annual average $SWEAT$ index (unit: d)

(a) $SWEAT > 100$, (b) $SWEAT > 300$

4 结 论

本文应用中国华北、华中、华东各省地面观测资料的天气现象日数据,分析了 1971—2000 年雷暴、冰雹、雷暴大风的年代际变化,以及造成这种变化的

一些可能原因。得到如下主要结论:

- (1)1971—2000 年,雷暴和雷暴大风呈显著减少趋势;1971 年至 20 世纪 80 年代末冰雹次数无明显增加或减少趋势,但之后锐减,总体呈减少趋势。
- (2)江南地区雷暴年代际递减更明显,黄河以北地区冰雹年代际递减更明显,而雷暴大风在江南、江

淮和黄淮及黄河以北地区的年代际递减均明显。

(3)雷暴大风的分布与地形相关,山地和高原多于平原,北方多于南方,高值区位于华北北部和内蒙古中部。

(4)对流性天气的减少与水汽和动力条件的减弱有关系。包含热力、动力和水汽条件的综合指数 SWEAT 无论在空间分布上,还是在 30 年的演变趋势上,均与对流性天气表现出相似的特征。

雷暴大风通常是造成人员伤亡最主要的强对流天气。由于我国的大风观测仅观测风速和风向,很难判断是否为对流性大风。本文所采用的雷暴大风统计方法可能包含部分冷空气大风。这有待更精确的观测资料(如雷达回波)加以辅助判别。本文分析的我国华北、华东和华中地区的雷暴和冰雹在 1970—2000 年呈显著减少趋势,与文献[4,11-12]的研究结论不一致,可能与本文所分析的资料密度更高有很大关系。此外,本文关于对流天气的年(代)际变化的成因分析仅限于对流天气发生的三类基本条件,但由于所用常规探空资料水平和垂直分辨率均较低,所以这三类条件对于(强)对流天气是否具有不同的影响,哪一个条件起主导作用,还需要高分辨率的探空资料,有待继续研究。

致谢:感谢国家气象信息中心阮新为本文提供资料,感谢国家气象中心郑永光博士对本文的指导。

参考文献

- [1] 徐桂玉,杨修群.我国南方雷暴的气候特征研究[J].气象科学,2001,21(3):299-307.
- [2] 张敏锋,冯霞.我国雷暴天气的气候特征[J].热带气象学报,1998,14(2):156-182.
- [3] Zhang Chunxi, Zhang Qinghong, Wang Yuqing. Climatology of hail in China:1961—2005[J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology,2008,47(3):795-804.
- [4] 张芳华,高辉.中国冰雹日数的时空分布特征[J].南京气象学院学报,2008,31(5):687-693.
- [5] 杨贵名,马学款,宗志平.华北地区降雹时空分布特征[J].气象,2003,29(8):31-34.
- [6] 秦丽,李耀东,高守亭.北京地区雷暴大风的天气—气候学特征研究[J].气候与环境研究,2006,11(6):754-762.
- [7] 廖晓农,于波,卢丽华.北京雷暴大风气候特征及短时临近预报方法[J].气象,2009,35(9):18-28.
- [8] 钟利华,曾鹏,李勇,等.广西雷暴大风环流特征和物理量诊断分析[J].气象,2010,37(1):59-65.
- [9] 王大钧,陈列,丁裕国.近 40 年来中国降水量、雨日变化趋势及与全球温度变化的关系[J].热带气象学报,2006,22(3):283-289.
- [10] 翟盘茂,王萃萃,李威.极端降水事件变化的观测研究[J].气候变化研究进展,2007,3(3):144-148.
- [11] 陈思蓉,朱伟军,周兵.中国雷暴气候分布特征及变化趋势[J].大气科学学报,2009,32(5):703-710.
- [12] Xie B G, Zhang Q H, Wang Y Q. Trends in hail in China during 1960—2005[J]. Geophys Res Lett,2008,35,L13801. doi:10.1029/2008GL034067.
- [13] 刘晓东,张其林,冯旭宇,等.内蒙古地区雷暴活动特征分析[J].自然灾害学报,2010,19(2):119-124.
- [14] 符琳,李维京,张培群,等.近 50 年我国冰雹年代际变化及北方冰雹趋势的成因分析[J].气象,2011,37(6):669-676.
- [15] 李勇,孔期.2006 年 5—9 月雷暴天气及各种物理量指数的统计分析[J].气象,2009,35(2):64-70.
- [16] 唐国利,丁一汇,王绍武,等.中国近百年温度曲线的对比分析[J].气候变化研究进展,2009,5(2):71-78.
- [17] 李耀东,刘健文,高守亭.动力和能量参数在强对流天气预报中的应用研究[J].气象学报,2004,62(4):401-409.
- [18] Davies-Jones R, Burgess D, Foster M. Test of helicity as a tornado forecast parameter[M]. Preprints, 16th Conf on Severe Local Storms, Amer Meteor Soc,1992:588-592.
- [19] Brooks H E, Doswell III C A, Davies-Jones R. Environmental helicity and the maintenance and evolution of low-level meso-cyclones[M]. // Church C, Burgess D, Doswell C, et al. The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards. Geophysical Monograph, Agu,1993,79:97-104.
- [20] 刘健文,郭虎,李耀东,等.天气分析预报物理量计算基础[M].北京:气象出版社,2005:215-216.
- [21] 易笑园,李泽椿,李云,等.长生命史冷涡影响下持续对流性天气的环境条件[J].气象,2010,36(1):17-25.