

张庆云, 陶诗言, 彭京备. 我国灾害性天气气候事件成因机理的研究进展. 大气科学, 2008, 32 (4): 815~825

Zhang Qingyun, Tao Shiyan, Peng Jingbei. The studies of meteorological disasters over China. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2008, 32 (4): 815~825

我国灾害性天气气候事件成因机理的研究进展

张庆云 陶诗言 彭京备

中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

摘要 全球变暖背景下, 极端灾害事件增加的可能性不断增大, 加强极端异常灾害事件成因机理的研究, 对提高短期气候预测水平, 增强我国防灾减灾能力有重要的理论意义和应用价值。我国主要气象灾害有: 旱灾、洪涝(暴雨)、台风、高温酷暑、寒潮低温冷冻(雪灾、连阴雨、霜冻)、沙尘暴(大风)和冰雹(冰雹、龙卷风)等。干旱和洪涝灾害分别占农作物总受灾面积的 55% 和 27%, 台风和冰雹占 11%、其他占 7%。本文对近年来有关干旱、洪涝(暴雨)、台风灾害成因机理方面的研究进展做初步小结。

关键词 气象灾害 旱灾 洪涝 强台风 环流异常

文章编号 1006-9895(2008)04-0815-11 **中图分类号** P445 **文献标识码** A

The Studies of Meteorological Disasters over China

ZHANG Qingyun, TAO Shiyan, and PENG Jingbei

State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Meteorological disasters in China include drought, flood, typhoon, ice storm, heavy fog and heavy snow etc. The precipitation over North China had decreased and the flooding events over the Yangtze River valley had increased from 1980 to 2000. Meantime the intensity of landing typhoon over southern China was stronger than normal. These severe meteorological disaster events occur every year in China and which often bring great economic loss. In this paper, the mechanism and circulation for severe drought, flood and landing typhoon over China are discussed.

Key words meteorological disaster, drought, flood, typhoon, anomalous circulation.

1 引言

我国地处东亚季风区, 受地理位置、地形地貌及气候特征等因素影响, 不仅气象灾害种类多, 还是气象灾害频发国之一, 频发多样的气象灾害给人民生命财产及社会可持续发展带来了严重影响。我国主要气象灾害有: 旱灾、洪涝(暴雨)、台风、高

温酷暑、寒潮低温冷冻(雪灾、连阴雨、霜冻)、沙尘暴(扬沙)和冰雹(冰雹、龙卷风)等。干旱和洪涝灾害分别占农作物总受灾面积的 55% 和 27%, 台风和冰雹占 11%、其他占 7%。

极端天气气候灾害给人民群众生命财产和工农业生产造成重大损失, 正常生产生活秩序受到极大影响, 如 2008 年 1 月 10 日至 2 月初, 我国南方大

收稿日期 2008-02-28, 2008-03-17 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40775037, 中国科学院知识创新重要方向性项目 KZCX3-SW-226, 国家重点基础研究发展规划项目 2004CB418303

作者简介 张庆云, 女, 1950 年出生, 研究员, 主要从事亚洲季风和短期气候变化的成因机理及预测理论研究。E-mail: zqy@mail.iap.ac.cn

部分地区出现了持续性大范围低温雨雪冰冻灾害,这场灾害直接经济损失 1111 亿元人民币,持续性大范围低温雨雪冰冻极端灾害对交通运输、能源供应、电力传输、农业及人民群众生活造成严重影响和损失。在全球变暖的背景下,极端天气气候灾害事件的强度不断增大,百年或几十年一遇的超强台风、极端干旱或异常强降水事件频繁出现:如 2006 年 8 月 10 日百年一遇的超强台风“桑美”(SAO-MAI)在浙江苍南沿海登陆,登陆时中心附近最大风力达 17 级(60 m/s),比 2005 年“卡特里娜”飓风登陆美国时中心最大风力还强。2006 年夏季,长江上游的四川、重庆遭受了 1891 年有气象记录以来最严重的一次罕见的百年不遇的特大旱灾,重庆市 $\geq 38^{\circ}\text{C}$ 的高温日数达 21 天,重庆 6~8 月平均降水量仅为 244.5 mm,为 1951 年以来历史同期最少;1999 年以来北京地区连续九年干旱,2007 年夏季北京平均降水量为 284.9mm,比常年同期(435 mm)偏少 3 成;2007 年 6 月以来,东北大部分地区降水偏少 50%以上,遭遇 57 年以来最严重的罕见干旱。2007 年 9 月下旬以来,我国南方大部分地区降水持续偏少,出现了 50 年一遇的秋旱,大旱覆盖了江西、湖南、贵州东部、广西北部等数个省份,其中湘赣两省降水比往年偏少 8 成至 1 倍,旱情极为严重。

在我国一些地区出现严重干旱的同时,极端暴雨洪涝灾害事件也频繁发生,如 2005 年 6 月 23 日 10 时西江梧州出现 26.75 米的洪峰水位,超过警戒水位 9.45 米,为百年一遇特大洪水,广西象州 2005 年 6 月 21 日降水量 326.1 mm,2007 年 6 月 13 日,柳江、柳州日降水量分别为 307.3 和 234 mm,均打破当地建站以来最大日降水量的记录。2007 年 7 月 17 日,重庆主城区日降雨量达到 266.6 mm,突破了该站自 1892 年有气象记录以来的 115 年来历史最大日降雨量;2007 年 7 月 18 日济南的暴雨创下 1958 年有纪录以来 1 个小时内最大降雨量,市区 1 小时最大降水量达 151 mm,2 小时最大降水量达 167.5 mm,3 小时最大降水量达 180 mm,均是有气象记录以来历史最大值;2007 年夏季淮河流域出现了区域性大洪水降雨量仅次于 1954 年,居历史第二高,临泉县迎仙镇日降水量达 518.1 mm,是安徽有气象记录以来 24 小时降水量的极值。2007 年 7 月 17 日新疆乌鲁木齐降雨量创历史纪

录,暴雨造成 30 人死亡。随着人类活动、社会发展及城市化进程的加快,某些气象灾害虽然并不严重,但其造成的损失及影响越来越大,为了提高防灾减灾抗灾的能力,我国科技工作者对灾害性事件成因机理进行了研究,本文就近年来有关干旱、洪涝和台风研究的进展和成果作初步小结。

2 干旱灾害研究

受季风气候影响,我国局地性或区域性的干旱灾害几乎每年都会出现。我国干旱灾害情况大体有三个特点:一是干旱灾害面积广,分布不均匀;二是干旱灾害出现频繁,有时持续时间较长;三是干旱常伴随着高温出现。许多干旱灾害出现的同时,往往同时出现高温,致使旱情加重,这种情况在长江流域伏旱期更明显。全球变暖是干旱等极端天气气候事件发生、多发、频发的一个大背景,持续性高温少雨是引发干旱的最主要原因,关于干旱灾害的研究,基本集中在干旱发生的频度和强度及成因机理的研究。

2.1 北方干旱

马柱国等^[1]对我国北方近 100 年(1901~1998 年)、50 年(1951~2002 年)、20 年(1981~2002 年)和近 10 年(1991~2002 年)干湿变化趋势进行了系统的检测和分析,突出了在全球变暖背景下温度变化对干湿变化的重要影响,结果表明:由于受温度升高的影响,近 100 年我国西部地区降水尽管增加但并不存在变湿趋势;近 50 年在 100°E 以东的北方地区有明显的干旱化趋势;这充分说明了增暖能够减弱降水增加对地表水分收支的贡献。张庆云等^[2]和卫捷等^[3]对近 50 年华北降水的年代际和年际变化的大气环流特征以及 1999 和 2000 年华北地区异常干旱的成因进行研究,指出 20 世纪 80 年代以来华北地区降水持续偏少,干旱强度有所增加,与夏季 200 hPa 矢量风距平场亚洲中纬度西风环流加强,850 hPa 风矢量距平场中国东部 $110^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 范围内偏南气流比气候平均状况偏弱有关(见图 1)。夏季华北降水偏少的一种主要大气环流型是:500 hPa 位势高度场上 $40^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 的欧亚大陆位势高度偏高并叠加欧亚(EU)遥相关型,华北大部分地区受高压控制。1999 年和 2000 年夏华北地区持续严重干旱的主要环流特征是:亚洲大陆高压持续发展、长期维持并相当稳定,华北地区上

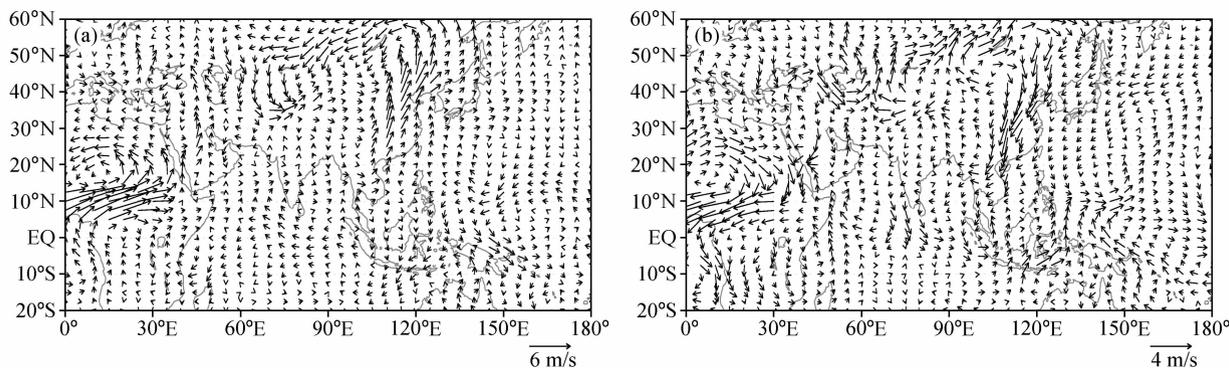


图1 北半球夏季6~8月平均的850 hPa风矢量距平场合成：(a) 华北地区降水偏多期（1950~1965年）；(b) 华北地区降水偏少期（1980~1997年）

Fig. 1 Composite 850-hPa wind anomalies averaged over Jun - Aug in the northern summers during (a) the period with more precipitation in North China (1950 - 1965) and (b) the period with less precipitation in North China (1980 - 1997)

空受闭合暖性高压控制，高空暖性高压气流强烈下沉，引起空气绝热增温，近地面感热增加使得干旱区气温升高，下垫面非绝热强迫作用与大陆暖高压加强形成正反馈过程。黄荣辉等^[4~6]从东亚气候系统各成员，特别是从大气圈中的东亚季风、西太平洋副热带高压、中纬度扰动，海洋圈中的 ENSO 循环、热带西太平洋暖池和印度洋的热力状态，以及从青藏高原的动力、热力作用、高原积雪等讨论中国重大气候灾害的形成机理，指出 20 世纪 70 年代末迄今，华北地区持续干旱与中高纬度欧亚型遥相关环流异常分布发生了年代际变化，使得 1976 年之后我国华北地区上空出现反气旋环流异常，造成到达华北的偏南季风气流减弱；从 20 世纪 70 年代中后期迄今，热带中、东太平洋海温上升，并出现“类似于厄尔尼诺(El Niño)型”分布的年代际海温距平，这不仅引起东亚和西太平洋上空 EAP 型遥相关环流异常分布的年代际变化，使得从 1976 年之后迄今，东亚夏季风变弱、西太平洋副热带高压偏南、偏西，而且引起了热带 Walker 环流的变化；由于热带 Walker 环流的年代际变化，引起了从 20 世纪 70 年代中后期到现在北非上空下沉气流的加强，从而使得萨赫勒及以东地区上空反气旋环流异常增强。李新周等^[7]研究指出，中国北方地区当前的干旱化时空格局与东亚夏季风异常特征密切相关，夏季风减弱以及由此造成水汽输送量减少是导致干旱化发展的主要原因，而低层大气反气旋环流增强和气旋性环流减弱是引起干旱化的异常环流特征。黄刚等^[8, 9]的研究指出，夏季青藏高原西侧绕

流的偏北风系弱，则东亚夏季风的偏南风分量弱，且华北地区夏季降水可能偏少，从 1965 年之后（特别从 1977 年之后），高原西侧绕流的偏北风系减弱，可能导致了东亚夏季风的偏南风分量减弱，使得输向华北的水汽大大减弱，且引起华北地区降水减少，华北出现了持续严重干旱；1965 年之后北、南半球气温变化差异的减少导致了亚非季风系统发生了年代际减弱和南撤，从而使得华北和北非萨赫勒地区发生了持续干旱现象。周连童等^[10]研究了我国西北干旱、半干旱地区的地气温差 ($T_s - T_a$) 的变化特征，指出 20 世纪 70 年代后期到 2000 年，我国西北干旱、半干旱地区春季的地气温差偏高，可能是华北地区夏季降水年代际变化的原因之一。孙永罡等^[11]研究指出，东北地区 20 世纪 50 年代中期~60 年代为多水期，70 年代少水期，80 年代初转入多雨期，到 90 年代中期进入近 50 年来的第 2 个少水期。东北地区 6~9 月降水量的多少取决于东亚地区天气系统的活动状况。贝加尔湖以南到东北地区的低槽明显加深，则下游西太平洋副热带高压会明显北进且有东亚阻塞高压的维持，有利于东北地区的降水增加；东亚夏季中高纬度纬向环流的低频振荡可能与前一年冬季北大西洋海表温度的分布有关。

2.2 江淮流域干旱

张庆云等^[12]研究指出，20 世纪 60~70 年代长江流域降水处于年代际变化的少雨阶段，干旱灾害事件频繁发生，如 1959、1963、1964、1967、1972、1976 和 1978 年都出现了全流域的严重干旱；张琼

等^[13]分析了 1958~1999 年 42 年长江中下游地区夏季 5~8 月旱涝事件的分布特征指出,前春南印度洋海温异常偏冷,夏季南海海温亦异常偏冷,南海低空出现异常偏北风,向北输送水汽偏少,长江中下游易旱。史芳斌等^[14]也指出长江流域的旱涝变化可能存在着洪涝期(洪涝相对频繁)和干早期(干旱相对频繁)的交替变化,1998 年和 1999 年属于 1980 年开始的洪涝期的末期,2000 年和 2001 年长江中下游干旱极有可能是年代际变化即洪涝期向干早期转化的征兆。彭京备等^[15]探讨了 2006 年夏季四川、重庆发生的 50 年一遇的高温大旱的成因机理,研究指出:2006 年夏季川渝特大干旱的发生不完全是由西太平洋副热带高压西伸引起,2006 年夏季川渝特大干旱灾害事件与青藏高原东北部地区的动力性高压(以下简称高原动力性高压)的形成并向东发展控制川渝地区有关,东亚西风带扰动偏弱、偏北,青藏高原低涡活动减弱,使得川渝地区上空长时间受强大的副热带高压控制;2006 年夏季副热带高压的加强和维持与菲律宾以东洋面及南海地区的对流加强、孟加拉湾地区降水异常增多导致的加热场异常密切相关。

2.3 海温异常与干旱

陈文等^[16]指出,华北地区的降水从 1965 年左右开始减少,特别是大约 1976 年后有显著的减少与之显著关联的海温异常的关键区包括太平洋、印度洋以及热带和南大西洋。特别是热带中、东太平洋,印度洋,以及热带和南大西洋海水,从 1976 年前后也明显增暖。我国夏季降水和海温的耦合关系,还表现在长江中下游地区的降水异常与太平洋和大西洋海温异常的显著相关上。马柱国^[17]和张庆云等^[18]研究指出,中国东部夏季降水型以及东亚夏季风环流年代际变化趋势与大气外强迫因子北太平洋中纬度海温年代际变化(PDO)关系密切;中国西北地区夏季降水年代际变化与大气内部动力过程中纬度西风带扰动动能年代际减弱有关。

3 暴雨洪涝灾害研究

洪涝灾害常常是由持续性暴雨造成。暴雨通常是指 24 小时降水量 ≥ 50 mm 的降水事件。对于降水过程持续数日其累积降水量 ≥ 400 mm 称为大暴雨过程,累积降水量 ≥ 800 mm 则称为特大暴雨过程。暴雨的形成要有充分的水汽和强烈的上升运

动,暴雨的发生发展有其特殊的环流条件,特大暴雨的发生是由短波槽、低涡、气旋等不同天气尺度系统相互作用造成^[19~26],在一定的天气尺度系统背景下,许多中、小尺度系统的发生发展造成一次次的短时暴雨过程;行星尺度、天气尺度和中小尺度系统的共同作用造成持续性的暴雨并形成洪涝。

3.1 洪涝灾害与中低纬度环流

鲍名等^[27]对我国近 40 年暴雨发生频率的年代际时空变化特征进行了研究,指出夏季我国暴雨多发生在长江中下游、华南、四川中东部、黄淮地区和华北东部;我国东部季风区夏季暴雨与洪涝的关系非常密切,20 世纪 90 年代江淮流域暴雨对洪涝的贡献明显增大,90 年代长江以南暴雨增多可能与热带西太平洋偏东方向热对流的年代际变化有关。大量研究^[28~43]指出,造成我国江淮流域夏季洪涝灾害的主要大尺度环流系统有:高层的南亚高压,中层中高纬度环流、冷空气路径、西太平洋副热带高压,低层热带季风涌输送的暖湿气流以及这些环流系统的最佳配合,近年来亚洲西风带环流与副热带高压关系、大气外强迫因子 ENSO 事件与青藏高原积雪以及青藏高原动力、热力异常等对夏季我国极端洪涝灾害事件的影响都取得了一系列重要进展,如张琼和吴国雄^[29]分析了南亚高压与长江流域降水的关系,发现南亚高压强度指数与长江流域降水有显著相关,两者的年代际变化趋势非常一致,20 世纪 70 年代末当南亚高压由弱变强,长江流域由相对干旱转为相对多雨;涝年高低层副热带高压偏南偏强,早年相反。张顺利和陶诗言^[31]分析了青藏高原对 1998 年夏季长江流域洪涝及天气异常的影响,研究了青藏高原的热力作用,夏季高原东北部斜压性强,多短波槽活动,1998 年长江流域两段梅雨期间,高原东移的短波槽加强了梅雨锋,并引起梅雨锋上强暴雨;1998 年长江流域的 8 次洪峰均与高原东侧短波槽东移有关。陈烈庭^[35]研究指出,1998 年夏季长江流域洪涝的发生受前期冬季青藏高原出现积雪异常与 1997 年冬季强 El Niño 的共同作用密切关系,多雪年夏季西太平洋副热带高压北移明显偏迟,致使中国主要雨带持续偏南。杨莲梅和张庆云^[36]研究了夏季(6~8 月)200 hPa 东亚西风急流上定常扰动变化与南亚高压和西太平洋副热带高压的关系,指出东亚西风急流扰动偏强(弱),南亚高压偏东、偏强(偏西、偏

弱), 西太平洋副热带高压偏南、偏西(偏北、偏东), 500 hPa 环流型出现了类似于菲律宾周围对流弱(强)时从东南亚-经东亚到北美西岸的 PJ 遥相关波列, 它们之间是通过西风急流的扰动异常引起急流及其南侧的辐合、辐散距平波列以及对流层垂直速度距平场的变化完成, 同时扰动偏强(弱)时, 500 hPa 中高纬易出现乌拉尔山和鄂霍次克海双阻型(贝加尔湖单阻型)。张庆云等^[43]研究指出, 夏季青藏高原对流的弱, 西太平洋副热带高压位置相对偏北(30°N 以北), 东亚热带季风环流加强, 中国东部易出现二条雨带, 分别位于华南和华北地区; 夏季青藏高原对流强, 西太平洋副热带高压位置相对偏南(30°N 以南), 东亚热带季风环流减弱, 中国东部易出现江淮流域雨带。张小玲等^[44]研究指出, 20 世纪长江流域上游出现洪水 7 次, 中游洪水 16 次, 下游洪水 7 次, 其中 3 次全流域性大洪水(1998、1954 和 1931 年)都与 El Niño 事件有关, 这 3 次全流域性大洪水年的春季(3~5 月)长江流域降水比常年偏多, 进入梅雨季以后, 先后出现两场持续性暴雨: 第 1 次持续性暴雨出现在 6 月中旬至 7 月上旬, 这场暴雨造成中下游河流的水位达到或超过警戒水位, 出现局地洪涝; 7 月下旬长江中下游又出现第 2 次持续性范围广的暴雨, 雨水只能作为地面径流汇集到长江干流, 造成很高水位的洪流; 第 2 场持续性暴雨使长江上下游强降水时段在 7 月下旬重合, 导致长江中下游干流洪水与来自上游的洪水在 8 月初至中旬遭遇, 造成长江中下游灾难性的大洪水; 可见长江全流域性大洪水年, 大气环流和东亚季风活动异常造成 7 月下旬西太平洋副热带高压位置偏南, 梅雨期持续到 7 月底, 有利长江中下游持续性暴雨发生的环流条件在 7 月下旬仍然存在。毛江玉和吴国雄^[45]研究了 1991 年梅雨期间江淮洪涝区降水的季节内振荡及其环流特征, 指出 1991 年江淮梅雨期间降水低频振荡的主周期是 15~35 天, 江淮流域降水的低频振荡与 500 hPa 北太平洋副热带高压的低频变化及其传播密切相关。当北太平洋西部的位势高度偏高、中部位势高度偏低时, 江淮流域降水偏多; 这种低频振荡可能起源于北太平洋中部夏威夷群岛附近, 然后沿着副热带高压脊线附近向西传播到中国东南沿海。此外, 李曾中等^[46]研究指出, 1991 年 5~7 月越赤道气流的特别强劲以及越赤道气流通道位置的异常, 是造成

1991 年夏季江淮地区大范围的特大暴雨及洪涝灾害的主要原因之一, 5 月底及 6 月初南半球中、高纬度冷空气较早的爆发, 可能是 1991 年越赤道气流异常的先兆“信号”。陶诗言和卫捷^[47]研究指出, 夏季东亚热带季风涌的异常对中国南方致洪暴雨有重要作用。

3.2 洪涝灾害与中高纬环流

孙建华和赵思雄^[48]对历史上长江流域“长梅”和“二度梅”年情况进行了分析, 将 1998 年的环流与 1950 年以来造成严重洪涝灾害“长梅”和“二度梅”的环流作了对比, 指出梅雨期的中高纬度均为双阻或单阻形势, 但 1954、1980、1991 年的副高为带状, 1954、1980 年副热带高压属于西进稳定型, 1991、1998 年分别属于南退北跳型及北跳南退型, 经调整使副高停留在长江以南, 有利于梅雨期降水, 这说明亚洲中高纬环流的异常对副热带高压位置的变化有重要影响。张庆云和陶诗言^[49]研究指出, 鄂霍次克高压异常对东亚中高纬位势高度以及西太平洋副高的变化有很重要的作用, 当鄂霍次克海出现高压形势, 东亚高纬到低纬的相关系数场呈现为纬向排列的十一十的波列, 表明西太平洋副高偏南, 这种环流形势有利于降水出现在长江中下游地区, 夏季长江中下游流域降水异常偏多与中高纬鄂霍次克海高压异常加强有关。潘婕等^[50]的研究发现, 夏季高纬度鄂霍次克海及雅库茨克地区的气压异常(后文简称鄂霍次克高压异常)对西太平洋副热带高压稳定维持以及 EAP(东亚/太平洋)遥相关型有重要影响, 鄂霍次克高压阶段性的异常通过 EAP 型影响西太平洋副热带高压, 引起我国南方夏季降水形势的变化。而鄂霍次克高压异常形成主要是由低频 Rossby 波传播和被吸收以及瞬变斜压涡动的正压反馈所形成。最近, 陶诗言和卫捷^[42]提出应将亚洲副热带高空急流区 Rossby 波活动作为东亚季风系统中的一个新成员。他们根据夏季静止 Rossby 波的波数为 5~7 个波的假定, 发现当大形势调整到里海以东 80°E 出现一个静止的长波槽, 而在 115°E 附近出现一个静止长波脊时, 这时副高就西伸北跳; 相反, 当 80°E 出现静止长波脊, 115°E 出现静止长波槽时, 副高南退东撤。80°E~90°E 附近大槽的建立, 有利于东亚沿岸副高的北进。可见亚洲副热带高空急流上的准静止 Rossby 波在东亚沿海岸激发出长波脊时, 有利于青藏高原

和西太平洋副高都朝长波脊方向伸展,造成长江中下游高温酷暑干旱;亚洲副热带高空急流上的准静止 Rossby 波在东亚沿海岸激发出长波槽时,青藏高压西退而西太平洋副高东退、南撤,有利于长江中下游出现降水。这说明亚洲西风带高空急流上 Rossby 波的活动对中高纬及低纬环流可能有调节作用。董海萍等^[51]对我国低纬高原地区初夏强降水天气研究发现,2001 年 5 月云南地区产生较强降水的主要环流形势也是与对流层中层的东亚槽位置偏西且强度偏强以及南支槽稳定维持且较强致使冷暖空气易于在云南地区交汇所致。杨莲梅和张庆云^[52]研究指出,夏季中国降水的异常与东亚西风急流 Rossby 波扰动异常有关。

3.3 长江流域暴雨洪涝灾害的概念模型

张庆云等^[12]研究指出,东亚夏季环流偏弱是夏季长江流域发生严重暴雨洪涝灾害的气候特征;天气特征是东亚地区东、西、南、北天气尺度系统的最佳配合以及东亚大气环流出现较显著的 20~30 天低频振荡;东亚中高纬大气环流出现 20~30 天低频振荡,有利于青藏高原上空的低压系统沿着中纬度东传到 115°E~125°E 附近,造成长江流域梅雨锋低压扰动加强;东亚低纬大气环流出现 20~30 天的低频振荡,有利印度洋、南海和热带西太平洋的水汽输送到长江流域,为长江流域暴雨提供持续充足的水汽来源。夏季西太平洋副热带高压西伸出现 20~30 天的低频振荡,有利低压系统在长江流域(115°E~125°E)再生和维持。图 2 给出 1998 年长江流域出现特大洪涝灾害的概念模型。图 2a 直方图是夏季长江流域 16 个站逐日平均降水量分布。1998 年 6~8 月长江中下游出现两段持续时间较长的降水过程,第一次过程出现在 6 月 12~27 日,第二次过程出现在 7 月 20~31 日。每次过程各有两场强降水,每场强降水过程又出现多次雨峰,这些雨峰是梅雨锋上 β 中尺度对流系统活动的结果。图 2b 是 500 hPa 高度沿着 30°N 在 90°E~180°E 范围代表西太平洋副高的活动。从图 2b 可见,6 月上旬到 6 月下旬及 7 月中旬到 7 月下旬,500 hPa 高度上沿 30°N 纬度 110°E~120°E 范围内,分别受低于 584 位势什米的低压控制,而 140°E 以东的西太平洋区域分别有大于 588 位势什米的闭合高压稳定维持,稳定的高压致使梅雨锋上的暴雨系统移速减慢、停滞或回旋。当位于中太平

洋的副热带高压西伸到长江流域(115°E~125°E)范围时,强降水结束(图 2b 圆圈的连线)。7 月下旬到 8 月初,副高再次东撤,沿 30°N 纬度 110°E~120°E 范围又一次受低于 584 位势什米的低压控制,长江中下游降水强度再次加强(图 2b 中圆圈的连线),这是西太平洋副高东撤后,长江中下游出现的第二次持续性降水过程。当位于中太平洋的高压再次西伸到 115°E~125°E 的长江流域范围时,长江中下游强降水结束(图 2b 圆圈的连线),此后降水移至长江中上游。

图 2c 给出 100°E~120°E 平均的 500 hPa 高度场的形势演变,它表示北方冷空气的活动。从图 2c 可见,在 1998 年夏季两段梅雨期降水过程中,来自北方的冷空气分别在 6 月初至 6 月底以及 7 月中旬至 7 月底侵入到 30°N(图中的阴影区),在每段梅雨期降水过程中又各有 2~3 次冷空气到达 30°N 纬度。

图 2d 是 100~120°E 平均的整层(1000~300 hPa)水汽通量的时间-纬度变化。箭头代表 $q \cdot V$ 季风区的水汽通量即季风涌的活动,阴影为 $T_{BB} \leq -5^\circ\text{C}$,代表对流强度。1998 年 6 月中旬至 6 月底以及 7 月中旬至 7 月底分别有来自南海的季风涌到达 30°N~35°N,当向北爆发的季风涌与向南侵入的冷空气交汇梅雨锋区(30°N~35°N)时,梅雨锋区降水加强(图 2a 中的直方图)。

图 2e、f 是长江流域两段梅雨降水期青藏高原上空黑体亮温(T_{BB})距平沿 30°N 的经度-时间剖面。当青藏高原上空(90°E)的对流系统东移至梅雨锋区(115°E~125°E),暴雨强度加强(见图 2 的空心圆圈连线),这是由于青藏高原上空的对流系统东移到梅雨锋区,加强了梅雨锋区的辐合抬升。1998 年两段梅雨期降水过程表明,每当青藏高原上空的对流系统东移到 115°E~125°E,梅雨锋区的降水都加强(如图 2e、f 圆圈连线图所示)。图 2 清楚表明,长江流域每一次强降水过程都是东亚地区东、西、南、北天气尺度系统最佳配合的结果。

4 台风灾害研究

台风是发生在热带洋面上具有暖中心结构的强烈的热带气旋,台风登陆时,总是伴有狂风暴雨和风暴潮等,给国家财产和人民生命安全带来巨大损失,登陆台风是中国夏半年的主要灾害之一。近年

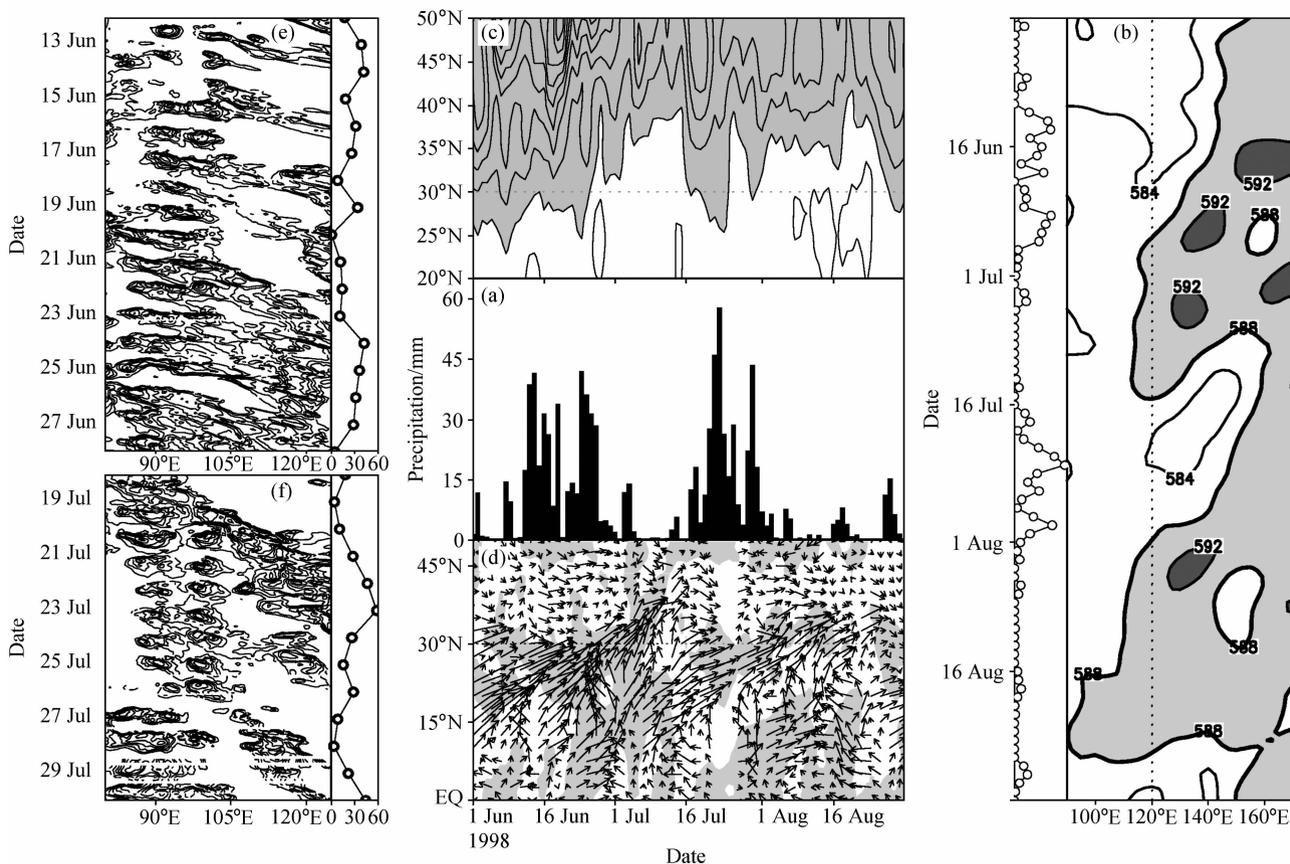


图2 1998年夏季长江流域降水环流模型：(a) 长江流域16站平均的逐日降水分布图；(b) 500 hPa位势高度沿30°N的经度-时间剖面图(阴影区 ≥ 588 dagpm, 等值间隔4 dagpm)；(c) 100°E~120°E平均的500 hPa位势高度的纬度-时间剖面图(阴影区 ≤ 584 dagpm, 等值间隔4 dagpm)；(d) 100°E~120°E平均的1000~300 hPa水汽通量的纬度-时间剖面图(箭头： $q \cdot V$, 阴影为 $T_{BB} \leq -5^\circ\text{C}$)；1998年(e)6月和(f)7月黑体温度(T_{BB})距平沿30°N的经度-时间剖面图(等值间隔：10°C)。(b、e、f)空心圆曲线：长江流域16站平均的逐日降水(单位：mm)

Fig. 2 The summer circulation pattern for rainfall over the Yangtze River in 1998; (a) Daily rainfall averaged over 16 stations over the Yangtze River; (b) geopotential height along 30°N at 500 hPa (shading area ≥ 588 dagpm, contour interval is 4 dagpm); (c) geopotential height averaged over 100°E–120°E at 500 hPa (shading area ≤ 584 dagpm, contour interval is 4 dagpm); (d) vapor fluxes for 1000–300 hPa averaged over 100°E–120°E (arrow: $q \cdot V$, shading: $T_{BB} \leq -5^\circ\text{C}$); (e) black-body temperature (T_{BB}) anomaly along 30°N in Jun 1998 (contour interval: 10°C); (f) same as (e) but for Jul. (b, e, f) Lines with circles: daily rainfall (mm) averaged over 16 stations over the Yangtze River

来有关西太平洋台风活动的研究主要集中在台风强弱与热带环流、中高纬大气环流关系以及动力数值模式和动力统计方法预测台风的研究。

4.1 台风强度与热带环流

冀春晓等^[53]使用新一代中尺度WRF模式对2005年台风Matsa(麦莎)登陆后的变化特征进行了数值模拟,指出:(1)“麦莎”登陆后两条持续维持的水汽输送通道将暖湿空气源源不断地送入台风,为“麦莎”的维持提供了潜热能;(2)200hPa附近的辐散风场随着时间的增加而增强,所产生的“抽吸”作用和“减压”作用,对“麦莎”环流和强

度的维持起到了重要的作用;(3)“麦莎”登陆后一直保持着剧烈的上升运动,强烈的上升运动把低层的暖湿空气向上输送,为“麦莎”的维持提供热能和动能;(4)“麦莎”的螺旋云带中活跃着中尺度对流系统,它们在低层所产生的较强辐合作用对“麦莎”气旋式环流的维持起到了正反馈作用。于玉斌等^[54]对1949~2003年共55年中国近海突然增强和突然减弱的两组热带气旋进行合成和对比分析研究,指出近海热带气旋强度变化与南亚高压、副热带高压的强度变化呈反相变化关系;环境风垂直切变小于5 m/s是南海近海热带气旋突然增强的必要

条件,热带气旋强度突变对环境风垂直切变变化的响应时间为 18~36 h;热带气旋中心附近存在数值在 -6~6 m/s 之间纬向分布的环境风垂直切变密集带,在热带气旋突然增强时刻,中心附近环境风垂直切变经向梯度最大;风垂直切变在热带气旋突然增强过程中逐渐减弱,而在热带气旋突然减弱过程中逐渐增强;热带气旋中心附近是高低层相对涡度垂直切变的强负值区,在热带气旋突然增强过程中相对涡度垂直切变逐渐减小,在突然增强时刻最小。王慧等^[55]探讨了西北太平洋夏季风特征及其季风槽结构对台风生成的影响,指出当西北太平洋季风槽增强并向东扩展使季风加强时,西北太平洋的风速垂直切变、高低空辐散风、湿度和海温等都对台风的生成产生有利的影响,台风数明显比季风槽偏弱时多;季风槽强时,台风的生成位置偏东,季风槽弱时台风的位置偏西,这表明西北太平洋夏季风主要是通过季风槽活动影响台风的生成;夏季风的强弱对台风也有影响,西北太平洋夏季风活跃阶段,即西北太平洋夏季风强时,台风生成的比较多,夏季风中断时台风生成的比较少。西北太平洋夏季风通过季风的季节内振荡对西北太平洋台风有显著的影响,季节内振荡对台风生成的影响主要以 30~60 天振荡为主;在低频振荡对流活动的湿位相时期台风生成个数明显多,干位相时台风生成个数少。任素玲等^[56]对西太平洋副热带高压和台风相互作用的研究表明,不同的台风路径所对应的副热带高压(副高)形势不同:台风西行时,西太平洋副热带高压势力强大,呈东西向带状,台风沿着副高南部西行,副高在整个过程中西伸;转向路径时,副高开始呈东西向带状,随着台风的移动副高主体东退,在 160°E 附近中间断裂;北上路径的台风对应的副高主体偏东。利用气候模式 R42L9 在不同的初始场中加入相同的温度扰动,成功模拟出西行和北上路径的台风,验证了不同副高形态对台风路径的不同影响。模拟分析还发现,台风可以引起正压 Rossby 波向中高纬度的传播。由于背景流场不同,不同移动路径的台风其波动能量的传播路径也不同,从而对中高纬度环流和西太平洋副高产生不同的影响:与北上台风不同,西行台风在其西北方向激发出正变高,使西太平洋副高加强西伸。

4.2 台风强度与西风槽

朱洪岩等^[57]利用 MM5 模式分别模拟了台风、中纬度西风槽对台风远距离槽前降水的影响,指出:(1)台风的强度影响了台风东侧东南急流向中纬度槽前的水汽输送。低层水汽输送造成中纬度暴雨区强水汽辐合和不稳定能量积聚,故槽前降雨的强度与其南方台风东侧的水汽输送有着相当密切的关系。(2)中纬度西风槽提供了有利于台风远距离降水的大尺度背景场。西风槽的存在,有利于垂直运动的发展和维持,有利于降雨的产生和发展。模拟结果表明,槽的加强和减弱将会相应地造成中纬度暴雨区的加强和减弱。孙建华和赵思雄^[58]对 9406 (Tim)台风登陆北上并与西风带槽相互作用引发我国东部大暴雨的过程进行了诊断研究,对 Tim 过程的涡度诊断指出,该过程的低层除平流项外,散度项也比垂直输送项和扭转项大一个量级;而高空散度项、垂直输送项和扭转项同量级,此时扭转项的贡献不可忽视;对华北和东北的降水而言,尽管孟加拉湾有丰沛的水汽输送至东亚,但是南海和西太平洋的水汽输送仍有重要贡献。将 Tim 与北美的 Hazel、Agnes、Camile 飓风对比分析发现,二者虽同属于低纬度系统北移被中纬度西风槽所“捕获”,但上述北美飓风均转变为锋面气旋,发展过程基本上与挪威学派经典的 A 类气旋及 Petterssen 定义的 B 类气旋相似,而 Tim 不属于上述两类情况。孙建华等^[59]对“9608”号台风登陆北上引发北方特大暴雨的中尺度对流系统研究指出,“96.8”暴雨过程中登陆减弱的台风低压并未出现“75.8”暴雨中的台风与中纬度西风槽发生相互作用,入侵的弱冷空气是由华北高压南侧的偏东风引导至台风倒槽外围,是属于比较少见的登陆台风北上受高压阻挡停滞类型;台风倒槽内发生发展的 2 个中尺度对流云团是造成此次暴雨的直接影响系统,对流层低层的偏南风低空急流对中尺度对流云团的发展具有重要作用;暴雨期间,低空急流不仅强度大,而且伸展高度也相对较高;伴随强对流系统的主要入流和出流气流分别有 2 支,其中对流层高层的高空中尺度急流中心主要由强出流气流形成。分析还表明太行山对对流系统的阻挡可能是导致强降水长时间维持在石家庄附近的原因之一。龚晓雪和赵思雄^[60]对 0509 号台风“麦莎(Matsa)”登陆后长时间维持并轻度加强的过程进行了位涡分

析,指出当中纬度西风槽东移,该槽底部分裂出的一个较小的正位涡中心与“麦莎”合并使“麦莎”的涡旋动能增强,而在9日之后“麦莎”与槽主体合并的阶段,槽区主要的正位涡中心与“麦莎”融合;动能收支分析发现,“麦莎”登陆北移过程中,高层的无辐散风穿越等高线将位能转换为动能这一过程较“麦莎”的整体加强为早,而辐散风是低层动能的主要来源。中低层天气尺度系统为积云对流的发展提供动能,而积云对流释放潜热又为高层动能的维持提供了帮助。将“麦莎”与北美“Agnes”飓风比较后发现,“麦莎”加强程度比“Agnes”较弱的原因之一,是高层的无辐散风把台风环流内的动能向环境输出,而“Agnes”飓风则是环境区有大量动能向台风环流区输送。水汽来源分析发现,在“麦莎”登陆期间及其后副热带和热带的两条水汽通道同时或分别为“麦莎”的积云对流提供了足够的水汽供应。

4.3 台风的年代际、年际、季节内变化的研究

张庆云等^[61]研究了夏季东亚环流、大气视热源和视水汽汇的年际及年代际变化与登陆中国台风频数的关系,指出夏季200 hPa风场上南亚高压中心位置偏北(南)其形态表现向东北(东南)伸展,西太平洋热带地区上空(200 hPa)的东风急流加强(减弱),中层(500 hPa)西太平洋副热带高压脊线位置偏北(南),低层(850 hPa)东亚夏季风环流偏强(弱),登陆中国台风数偏多(少)。夏季东亚-西太平洋热带大气视热源和视水汽汇为正(负)距平,即东亚热带大气出现辐射加热(冷却)和变湿(变干),有利于登陆中国台风数偏多(少)。分析发现,1980年以来夏季登陆中国台风数出现年代际的增多(见图3)与西太平洋热带大气视热源、视水汽汇及西太平洋热带海温年代际加强有关。黄荣辉和陈光华^[62]对西北太平洋热带气旋移动路径的年际变化及其机理的研究指出:西北太平洋TC移动路径有明显的年际变化并与西太平洋暖池热状态有很密切的关系。当西太平洋暖池处于暖状态,西北太平洋上空TC移动路径偏西,影响中国的台风个数偏多;相反,当西太平洋暖池处于冷状态,西北太平洋的TC移动路径偏东,影响日本的台风个数偏多,而影响中国的台风个数可能偏少。2004年西太平洋暖池处于冷状态,而2006年西太平洋暖池处于暖状态,这两年西北太平洋TC移动路径

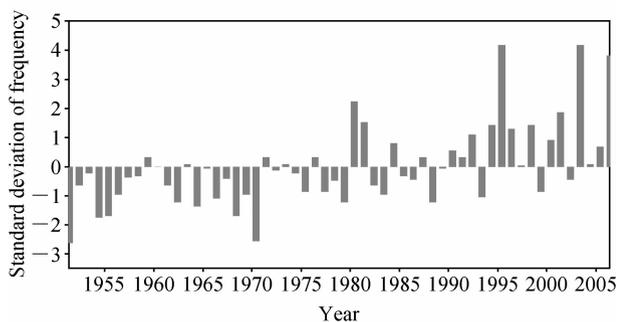


图3 1951~2006年夏季登陆中国台风率的标准化值
Fig. 3 Standard deviation of frequency of landing typhoon over China in the summers of 1951-2006

的差别表明:当西北太平洋暖池处于暖状态时,季风槽偏西,使得热带太平洋上空对流层低层 Rossby 重力混合波转变成 TD 型波动的位置也偏西,从而造成 TC 生成平均位置偏西,并易于出现西行路径;2004 年则相反。孙淑清等^[63]和刘舸等^[64]研究了2005年夏季东亚季风环流季节内变化与中国东部台风暴雨的关系以及与南北半球环流系统的相互作用,指出2005年6月10日~7月11日西太平洋无热带气旋生成与西太平洋副热带高压位置偏南、越赤道气流较弱、东亚热带辐合带(5°N~15°N, 120°E~150°E)对流偏弱有关;2005年7月12日~9月30日西太平洋热带气旋活动频繁与西风槽的多次南下、西太平洋副热带高压断裂(或东撤)、东亚热带辐合带对流加强及越赤道气流加强有关。

4.4 台风的预测研究

王会军等^[65, 66]根据动力数值模式和动力统计方法的气候预测结果对2006年夏季台风活动进行预测,他们根据2006年夏季(6~10月)西太平洋地区对流层低层为异常辐散区而高层为异常辐合区,大气顶向外长波辐射为正距平,对流活动异常偏弱;同时,该地区对流层上下层纬向风的切变幅度异常偏大;海洋温度的距平值很小,综合这些气候背景条件,预计2006年西太平洋的台风生成数量将可能比正常年份偏少。其预测依据与张庆云等^[12]研究指出“东亚夏季风环流偏弱不利登陆中国台风数偏多,东亚夏季风环流偏强有利登陆中国台风数偏多”的结论一致。

5 小结和讨论

随着资料不断的完善,有关台风、暴雨洪涝、

干旱灾害等成因机理的研究有了新的进展,但在全球气候变暖的大背景下,极端天气气候灾害事件的强度也在不断增大,特别是随着人口及社会生产力的增加,人类活动、社会发展及城市化进程的加快,某些气象灾害虽然并不严重,但其造成的损失及影响也越来越大,如 2001 年 12 月 7 日北京地区仅 1.8 mm 降雪对机场航班、高速公路、城市交通安全等方面都造成重大影响。

我们建议要加强极端天气气候事件(如持续性旱涝、异常冷暖、冰冻雪灾、超强台风、强沙尘暴等)形成机理与变化规律的研究,特别是要加强异常天气气候灾害发生的前兆性特征的机理研究,气象灾害预警预测以及影响评估的研究含盖了多门学科,应实现各部门间科学数据等资源的共享,提高我国对重大天气气候灾害的监测能力,建立和完善对重大天气气候灾害事件发生发展的预报技术和方法。

参考文献 (References)

- [1] 马柱国, 黄刚, 甘文强, 等. 近代中国北方干湿变化趋势的多时段特征. 大气科学, 2005, **29** (5): 671~681
- [2] 张庆云, 卫捷, 陶诗言. 近 50 年华北干旱的年代际和年际变化及大气环流特征. 气候与环境研究, 2003, **8** (3): 307~318
- [3] 卫捷, 张庆云, 陶诗言. 1999 及 2000 年夏季华北严重干旱的物理成因分析. 大气科学, 2004, **28** (1): 125~137
- [4] 黄荣辉, 陈际龙, 周连童, 等. 关于中国重大气候灾害与东亚气候系统之间关系的研究. 大气科学, 2003, **27** (4): 770~788
- [5] 黄荣辉, 顾雷, 徐予红, 等. 东亚夏季风爆发和北进的年际变化特征及其与热带西太平洋热状态的关系. 大气科学, 2005, **29** (1): 20~36
- [6] 黄荣辉, 蔡榕硕, 陈际龙, 等. 我国旱涝气候灾害的年代际变化及其与东亚气候系统变化的关系. 大气科学, 2006, **30** (5): 730~743
- [7] 李新周, 马柱国, 刘晓东. 中国北方干旱化年代际特征与大气环流的关系. 大气科学, 2006, **30** (2): 277~284
- [8] 黄刚, 周连童. 藏高原西侧绕流风系的变化及其与东亚夏季风和我国华北地区夏季降水的关系. 气候与环境研究, 2004, **9** (2): 316~330
- [9] 黄刚. 与华北干旱相关联的全球尺度气候变化现象. 气候与环境研究, 2006, **11** (3): 270~279
- [10] 周连童, 黄荣辉. 中国西北干旱、半干旱区春季地气温差的年代际变化特征及其对华北夏季降水年代际变化的影响. 气候与环境研究, 2006, **11** (1): 1~13
- [11] 孙永罡, 白人海, 谢安. 中国东北地区干旱趋势的年代际变化. 北京大学学报(自然科学版), 2004, **40** (5): 806~813
- [12] 张庆云, 陶诗言, 陈烈庭. 东亚夏季风指数的年际变化与东亚大气环流. 气象学报, 2003, **61** (5): 559~568
- [13] 张琼, 刘平, 吴国雄. 印度洋和南海海温与长江中下游旱涝. 大气科学, 2003, **27** (6): 992~1006
- [14] 史芳斌, 张方伟, 万汉生. 2001 年长江流域干旱及成因分析. 水利水电快报, 2002, **23** (8): 28~32
- [15] 彭京备, 张庆云, 布和朝鲁. 2006 年川渝地区高温干旱特征及其成因分析. 气候与环境研究, 2007, **12** (3): 464~474
- [16] 陈文, 康丽华, 王珂. 我国夏季降水与全球海温的耦合关系分析. 气候与环境研究, 2006, **11** (3): 259~269
- [17] 马柱国, 邵丽娟. 中国北方近百年干湿变化与太平洋年代际振荡的关系. 大气科学, 2006, **30** (3): 464~474
- [18] 张庆云, 吕俊梅, 杨莲梅, 等. 夏季中国降水型的年代际变化与大气内部动力过程及外强迫因子关系. 大气科学, 2007, **31** (6): 1290~1300
- [19] Li Chongyin, Long Zhenxia, Zhang Qingyun. Strong/weak summer monsoon activity over the South China Sea and atmospheric intraseasonal oscillation. *Adv. Atmos. Sci.*, 2001, **18**: 1146~1160
- [20] 张庆云, 陶诗言, 张顺利. 1998 年嫩江、松花江流域持续性暴雨的环流条件. 大气科学, 2001, **25** (4): 567~576
- [21] 张顺利, 陶诗言, 张庆云, 等. 长江中下游致洪暴雨的多尺度条件. 科学通报, 2002, **47** (6): 467~473
- [22] Zhang Shunli, Tao Shiyan, Zhang Qingyun, et al. Large and meso- α scale characteristics of intense rainfall in the mid- and lower reaches of the Yangtze River. *Chinese Science Bulletin*, 2002, **47** (9): 779~786
- [23] 彭京备, 陈烈庭, 张庆云. 青藏高原异常雪盖和 ENSO 的多尺度变化及其与中国夏季降水的关系. 高原气象, 2005, **24** (3): 366~377
- [24] 宗海锋, 张庆云, 彭京备. 长江流域梅雨的多尺度特征及其与全球海温的关系. 气候与环境研究, 2005, **10** (1): 101~114
- [25] 彭京备, 陈烈庭, 张庆云. 多因子和多尺度合成中国夏季降水预测模型及预报试验. 大气科学, 2006, **30** (4): 596~608
- [26] 陈烈庭, 宗海锋, 张庆云. 中国东部夏季风雨带季节内变异模态的研究. 大气科学, 2007, **31** (6): 1212~1222
- [27] 鲍名, 黄荣辉. 近 40 年我国暴雨的年代际变化特征. 大气科学, 2006, **30** (6): 1057~1067
- [28] 吴国雄, 张琼. 夏季副热带高压变化研究的新进展. 北京: 气象出版社, 2006. 245pp
- [29] 张琼, 吴国雄. 长江流域大范围旱涝与南亚高压的关系. 气象学报, 2001, **59** (5): 569~577
- [30] 孙淑清, 马淑杰. 西太平洋副热带高压异常及其与 1998 年长江流域洪涝过程关系的研究. 气象学报, 2001, **59** (6): 719~729
- [31] 张顺利, 陶诗言. 青藏高原对 1998 年长江流域天气异常的影响. 气象学报, 2002, **60** (4): 442~452
- [32] 张庆云, 陶诗言. 夏季西太平洋副热带高压异常时的东亚大

- 气环流特征. 大气科学, 2003, **27** (3): 369~380
- [33] 吴国雄, 毛江玉, 段安民, 等. 青藏高原影响亚洲夏季气候研究的最新进展. 气象学报, 2004, **62** (5): 528~540
- [34] 李跃清. 青藏高原上空环流变化与其东侧旱涝异常分析. 大气科学, 2000, **24** (4): 470~476
- [35] 陈烈庭. 青藏高原异常雪盖和 ENSO 在 1998 年长江流域洪涝中的作用. 大气科学, 2001, **25** (2): 184~192
- [36] 杨莲梅, 张庆云. 夏季东亚西风急流扰动异常对副热带高压的影响. 应用气象学报, 2007, **18** (4): 452~459
- [37] 陶诗言, 张庆云, 张顺利. 夏季北太平洋副热带高压系统的活动. 气象学报, 2001, **59** (6): 747~758
- [38] 徐海明, 何金海, 周兵. 江淮入梅前后大气环流的演变特征和西太平洋副高北跳西伸的可能机制. 应用气象学报, 2001, **12** (2): 150~158
- [39] 张庆云, 陶诗言, 张顺利. 夏季长江流域暴雨洪涝灾害的天气气候条件. 大气科学, 2003, **27** (6): 1018~1030
- [40] 廖清海, 高守亭, 王会军, 等. 北半球夏季副热带西风急流变异及其对东亚夏季气候异常的影响. 地球物理学报, 2004, **47** (1): 10~18
- [41] 赵兵科, 姚秀萍, 吴国雄. 2003 年夏季淮河流域梅雨期西太平洋副高结构和活动特征及动力机制分析. 大气科学, 2005, **29** (5): 771~779
- [42] 陶诗言, 卫捷. 再论夏季西太平洋副高的西伸北跳. 应用气象学报, 2006, **17** (5): 513~525
- [43] 张庆云, 金祖辉, 彭京备. 青藏高原对流时空变化与东亚环流的关系. 大气科学, 2006, **30** (5): 802~812
- [44] 张小玲, 陶诗言, 卫捷. 20 世纪长江流域 3 次全流域灾害性洪水事件的气象成因分析. 气候与环境研究, 2006, **11** (6): 669~682
- [45] 毛江玉, 吴国雄. 1991 年江淮梅雨与副热带高压的低频振荡. 气象学报, 2005, **63** (5): 762~770
- [46] 李曾中, 钱传海, 孙除荣. 1991 年江淮暴雨与越赤道气流关系初步分析. 气象学报, 2000, **58** (5): 628~636
- [47] 陶诗言, 卫捷. 夏季中国南方流域性致洪暴雨与季风涌的关系. 气象, 2007, **33** (3): 10~18
- [48] 孙建华, 赵思雄. 1998 年夏季长江流域梅雨期环流演变的特殊性探讨. 气候与环境研究, 2003, **8** (3): 291~306
- [49] 张庆云, 陶诗言. 亚洲中高纬度环流对东亚夏季降水的影响. 气象学报, 1998, **56** (2): 199~211
- [50] 潘婕, 布和朝鲁, 纪立人, 等. 夏季欧亚中高纬环流持续异常事件的 Rossby 波传播特征. 大气科学, 2008, **32** (3): 1~14
- [51] 董海萍, 赵思雄, 曾庆存. 我国低纬高原地区初夏强降水天气研究 II. 2005 与 2001 年 5 月云南旱涝成因的对比分析. 气候与环境研究, 2005, **10** (3): 460~473
- [52] 杨莲梅, 张庆云. 夏季东亚西风急流 Rossby 波扰动异常与中国降水. 大气科学, 2007, **31** (4): 586~595
- [53] 冀春晓, 陈联寿, 赵放. 登陆台风 Matsa 维持机理的数值研究. 气象学报, 2007, **65** (6): 888~895
- [54] 于玉斌, 杨昌贤, 姚秀萍. 近海热带气旋强度突变的垂直结构特征分析. 大气科学, 2007, **31** (5): 876~886
- [55] 王慧, 丁一汇, 何金海. 西北太平洋夏季风的变化对台风生成的影响. 气象学报, 2006, **64** (3): 345~356
- [56] 任素玲, 刘屹岷, 吴国雄. 西太平洋副热带高压和台风相互作用的数值试验研究. 气象学报, 2007, **65** (3): 329~340
- [57] 朱洪岩, 陈联寿, 徐祥德. 中低纬度环流系统的相互作用及其暴雨特征的模拟研究. 大气科学, 2000, **24** (5): 669~675
- [58] 孙建华, 赵思雄. 登陆台风引发的暴雨过程之诊断研究. 大气科学, 2000, **24** (2): 223~237
- [59] 孙建华, 齐琳琳, 赵思雄. “9608”号台风登陆北上引发北方特大暴雨的中尺度对流系统研究. 气象学报, 2006, **64** (1): 57~71
- [60] 龚晓雪, 赵思雄. 麦莎台风登陆后能量过程与水汽供应的诊断研究. 气候与环境研究, 2007, **12** (3): 437~452
- [61] 张庆云, 彭京备. 夏季东亚环流年际和年代际变化对登陆中国台风的影响. 大气科学, 2003, **27** (1): 97~106
- [62] 黄荣辉, 陈光华. 西北太平洋热带气旋移动路径的年际变化及其机理研究. 气象学报, 2007, **65** (5): 683~694
- [63] 孙淑清, 刘舸, 张庆云. 南半球环流异常对夏季西太平洋热带气旋生成的影响及机理. 大气科学, 2007, **31** (6): 1189~1200
- [64] 刘舸, 张庆云, 孙淑清. 2005 年夏季中国登陆台风的环流特征. 大气科学, 2007, **31** (5): 909~918
- [65] 王会军, 郎咸梅, 范可, 等. 关于 2006 年西太平洋台风活动频次的气候预测试验. 气候与环境研究, 2006, **11** (2): 133~137
- [66] 王会军, 范可, 孙建奇, 等. 关于西太平洋台风气候变异和预测的若干研究进展. 大气科学, 2007, **31** (6): 1076~1081