

丁一汇. 2014. 陶诗言先生在中国暴雨发生条件和机制研究中的贡献 [J]. 大气科学, 38 (4): 616–626, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13226. Ding Yihui. 2014. Contributions of Prof. Tao Shiyan to the study of formation conditions and mechanisms of heavy rainfalls in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (4): 616–626.

陶诗言先生在中国暴雨发生条件和机制 研究中的贡献

丁一汇

中国气象局国家气候中心, 北京 100081

摘 要 作者在 1998 年庆贺陶诗言先生八十华诞的文集中曾专题阐述和评价了陶先生对中国暴雨研究的贡献。至今十五年过去了, 陶诗言先生虽已于 2012 年仙逝, 但其深邃的科学思想依然闪烁着智慧的火花。他在中国暴雨研究中留下的宝贵遗产不但深刻影响过去和现代两代人的暴雨研究和业务发展, 而且也将继续影响将来的中国暴雨研究。

本文是对陶诗言先生在中国暴雨的研究中所作的贡献并结合现代研究的成果作进一步介绍和评价。主要集中在暴雨发生的动力和热力条件与机理方面。全文内容包括六个方面: (1) 季节突变对中国梅雨爆发的影响; (2) 暴雨发生的多尺度相互作用; (3) 暖湿季风输送带对北方大暴雨的影响; (4) 高空急流对暴雨的作用; (5) 暴雨和强对流发生的物理条件; (6) 地形对暴雨的作用

关键词 暴雨 季节突变 多尺度相互作用 暖湿季风输送带 高空急流

文章编号 1006–9895(2014)04–0616–11

中图分类号 P44

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13226

Contributions of Prof. Shiyan Tao to the Study of Formation Conditions and Mechanisms of Heavy Rainfall in China

Ding Yihui

National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

Abstract The author of the present paper made a special assessment on the contribution of Prof. Tao Shiyan to the study of heavy rainfall in China in 1998. Titled “East Asian Monsoon and Torrential Rain in China”, the assessment was published in the volume of the Collected Papers to coincide with Prof. Tao’s 80th birthday. Although he passed away in 2012, Prof. Tao’s scientific wisdom and concepts continue to enlighten his successors. His valuable heritage in the study of heavy rainfall in China has exerted a profound influence on research and operational development for past and present generations and will continue to influence future research on this topic.

The present paper further evaluates Prof. Tao’s contributions to the study of heavy rainfall in China in the context of recent research achievements in this area, with a particular focus on dynamic and thermal conditions as well as related mechanisms. The paper is structured with the following six sections: (1) seasonal abrupt change and its effect on the onset of the Meiyu season in China, (2) multiple-scale interaction in the occurrence of heavy rainfall, (3) the impact of the warm and moist monsoon conveyor on excessively heavy rainfall in northern China, (4) the role of the upper-level jet in heavy rainfall, (5) physical conditions for the occurrence of heavy rainfall and severe convective storms, and (6) the effect

收稿日期 2013–07–26, 2013–10–11 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划 2012CB417205、2013CB430202, 国家自然科学基金重点项目 41130960, 国家科技支撑计划 2009BAC51B02

作者简介 丁一汇, 男, 1938 年出生, 研究员, 主要从事亚洲季风、气候变化和中国灾害性天气气候等方面的研究。E-mail: dingyh@cma.gov.cn

of topography on heavy rainfall.

Keywords Heavy rainfall, Seasonal abrupt change, Multiple-scale interaction, Warm and wet monsoonal conveyor, Upper-level jet

1 引言

在“陶诗言先生与中国暴雨”(丁一汇, 1998)一文中, 作者对陶诗言先生在中国暴雨研究中的主要贡献做了回顾和评述, 指出他在四个方面对中国暴雨的研究和预报做出了重大贡献: (1) 从东亚大型天气过程和亚洲季风的变化研究了长江流域梅雨的形成和演变; (2) 研究了我国历史上大暴雨的个例, 尤其是持续性大暴雨, 提出了暴雨形成过程中多尺度相互作用的概念; (3) 提出了暴雨落区预报方法, 目前已成为我国业务暴雨预报方法之一;

(4) 主编了《中国之暴雨》一书, 系统而深入地总结了我国暴雨的一些主要问题, 为推动中国暴雨的研究做出了重大贡献。但是在作者的这篇纪念短文中对不少重要问题尤其是暴雨发生的热力和动力条件与机理方面未做深入的分析。实际上陶先生在这些方面都做了许多研究, 在国内甚至国际上都可堪称创新性的成果。今天, 我们来评价陶先生在这方面的贡献, 应该置其于国际与国内研究的大形势和主流趋势中, 只有这样, 才能更鲜明的看出其研究成果的前瞻性和影响的深远程度。这就是本文写作的动机和目的。在陶诗言先生发表的众多关于暴雨的著作中(丁一汇, 1998), 最直接代表其思想、观点和成果的有四篇文章和一本专著, 即: “有关暴雨分析预报的一些问题”(陶诗言, 1977), “暴雨和强对流天气的研究”(陶诗言等, 1979), “Observational evidences of the influence of the Qinghai-Xizang (Tibetan Plateau) on the occurrence of heavy rain and severe convective storms in China”

(青藏高原影响中国暴雨和强对流风暴发生的观测事实)(Tao and Ding, 1981), “A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China”(中国东亚季风研究的评述)(Tao and Chen, 1987), 与《中国之暴雨》(陶诗言, 1980)。本文即主要依据这些著作对以下六个问题进行介绍和评价: (1) 季节突变对中国梅雨爆发的影响; (2) 暴雨发生的多尺度相互作用; (3) 暖湿季风输送带对北方大暴雨的影响; (4) 高空急流对暴雨的作用; (5) 暴雨和强对流发生的物理条件; (6) 地形对

暴雨的作用。

2 季节突变对中国梅雨爆发的影响。

早在 1954 年, 叶笃正和朱抱真(1954)就强调, 东亚过渡季是一种突然变化的过程。同年, Sutcliffe and Bannon(1954)指出, 在地中海和中亚的高空也存在突变现象。陶诗言和陈隆勋(1957)的研究得到, 1956 年初夏亚洲大气环流也具有跳跃性变化。后来, Yeh et al.(1959)系统地研究了突变现象, 明确指出, 全球大气环流每年 6 月和 10 月都存在季节突变现象。上述结果清楚地指出了大气环流的双模态变化和季节突变现象。这种现象是全球性的, 但亚洲季风从冬到夏的 6 月季节转变尤其明显。这种 6 月季节突变表现为三个明显的特征:

(1) 在 6 月中旬, 冬半年位于喜马拉雅山南麓的副热带高空急流迅速北撤, 对流层中上部的庞大青藏高原高压(或南亚高压)及其南部的东风急流建立;

(2) 同时印度季风爆发; (3) 长江流域的梅雨开始。后来, Murakami and Ding(1982)利用 1979 年 FGGE 和第一次青藏高原试验资料的研究进一步指出, 在 1979 年 6 月第一周 300 hPa 南亚反气旋迅速发展, 阿富汗与青藏高原边界区的 300 hPa 温度突然增加, 同时东亚和日本出现强季风雨, 这大约发生在印度夏季风爆发前 2 周左右。通过热源的计算表明, 亚洲中纬地区(包括青藏高原)加热的迅速增加是亚洲季风爆发的必要条件之一。这种季节突变, 根据 IAP-GCM 的模拟(曾庆存等, 1988), 密切与大气热源, 尤其是潜热加热有关, 并且也在相当程度上受海陆分布差异和地形影响。

刘芸芸和丁一汇(2008)详细讨论了印度夏季风的爆发及其与中国长江流域梅雨的遥相关关系。结果发现: 印度西南部的克拉拉邦地区夏季风爆发后两周左右, 中国长江流域梅雨开始, 这与 Tao and Chen(1987)的统计结果一致。印度夏季风爆发后, 形成从印度西海岸经孟加拉湾到达中国长江流域及日本南部地区的遥相关型, 它在时间和空间上都不同于盛夏期间印度夏季风经青藏高原影响中国华北降水的遥相关型。前者可称为亚洲夏季风的“南支”遥相关型, 主要发生在季风爆发初期; 后

者可称为“北支”遥相关型，主要形成于亚洲夏季风盛期。在“南支”遥相关型形成的过程中，亚洲季风环流发生了一系列重要变化：印度夏季风爆发、南亚高压北进、中层爆发性涡旋出现、低层热带西风带不断加强东传及西太平洋副高东退北跳。结果，在印度夏季风爆发后两周左右，高层南亚高压控制了整个亚洲地区，而在中低层，则形成一条从阿拉伯海经印度南部、孟加拉湾和南海，再沿西太平洋副热带高压的西边界到达中国长江流域及日本南部的强西风带，这支强西风带可有利于印度西海岸的季风扰动能量向下游传播，产生遥相关影响。由于副热带急流的北跳，在东亚地区上空形成相互耦合的高、低空西风急流，而长江流域则正好位于高、低空急流之间高空急流入口区右侧和低空急流左侧的上升运动区，因此触发了长江流域梅雨的爆发。实际上，这种南支遥相关型不只限于印度夏季风爆发对东亚梅雨季开始的影响，它也适用于整个夏季季风时期（6~9月）。刘芸芸和丁一汇将印度克拉拉邦（Kerala）6月1候至9月6候的降水与东亚地区的候平均降水作了滞后分析，结果发现，克拉拉邦6~9月候平均降水与滞后3候的长江流域相关性最好。相关系数在0.5以上，达到0.01的显著性水平。除了与长江流域降水存在显著的正相关外，印度西海岸降水还与孟加拉湾，日本南部地区呈正相关分布，而和中印半岛、西太平洋地区呈负相关分布，形成从印度西海岸—阿拉伯海经孟加拉湾、南海再折向北经过中国长江流域以后到达日本南部地区的遥相关分布。此遥相关型正好与南海夏季风建立后源自南半球经索马里越过赤道后经南亚和东南亚低纬地区再向北折向中国大陆并伸向西北太平洋的大值水汽输送带的位置一致。这说明此遥相关型可能与这条水汽输送带中的辐散辐合存在有密切联系。最近 Watanabe and Yamazaki (2012) 也确证了在5月和6月从阿拉伯海经过孟加拉湾到菲律宾海定常的 Rossby 波异常沿印度地区低层强西风带向东传播到菲律宾的遥相关型。

3 暴雨发生的多尺度相互作用

暴雨是各种尺度天气和环流系统相互作用的产物，尤其是特大暴雨或持续性暴雨都是出现在几种尺度的天气系统（行星尺度，天气尺度，中尺度和小尺度）明显有相互作用的情况下。大尺度系统制约和孕育小系统的发生和发展，小系统产生以后

能成长壮大，反过来，又能对大系统起作用，这使整个暴雨系统能继续维持或加强，这既涉及到小扰动在大尺度环境中发生和增长的问题，又涉及到小扰动发展后对大尺度场的反馈过程。从数学上看，这种不同天气系统相互作用的问题是一种非线性问题，因而是一个很复杂的包含突变过程的问题。暴雨预报的困难在很大程度上也就在于此（陶诗言，1980）。在暴雨的上述尺度相互作用中，有两个问题值得强调：（1）暴雨虽然是发生在不同天气尺度系统相互作用之下，但暴雨本身是中尺度现象。造成暴雨的天气系统是尺度为25~250 km的中尺度系统，它对暴雨有两个作用；即（a）产生强上升运动，水汽通量辐合和明显的位势不稳定层，其强度一般要比天气尺度大一个量级。暴雨出现时，降水强度很大，比一般降水强度大1~2个量级。降水强度取决于凝结函数（ F ）与上升速度（ ω ），在暴雨季节， F 的量级为 10^1 ，而 ω 值的量级为 $10^0 \sim 10^2 \text{ cm s}^{-1}$ ，因而对暴雨，其强度

$$I = \int_t^{t+\Delta t} \int -\frac{1}{g} F \omega dp dt$$

更主要取决于 ω 的量级。陶诗言指出，10分钟的降水量是由单个积雨云细胞造成，1小时降水量是由中尺度天气系统造成；24小时降水量是由中间尺度和天气尺度系统造成；3~10天降水量是由大形势（长波）调整造成天气尺度系统长时间停滞或重复出现中间尺度系统的结果；1~3个月降水量是由于大气环流的长时间的作用造成（如半球环流的异常等）。（b）对积云对流活动起明显的组织与增强作用。在这种25~250 km的中尺度系统中包含有几个长度为2.5~25 km的积雨云，新生的单体可以逐次在老单体的右前方发生，形成所谓的“列车效应”，使一场暴雨表现为几次强暴雨峰值依次发生的现象。（2）持续2天以上的暴雨必须考虑行星尺度（3000~8000 km）天气系统的作用。行星尺度系统并不直接产生暴雨，但它可以通过制约直接影响暴雨的天气尺度系统的运动，间接对暴雨产生作用。陶诗言（1980）指出，这种制约作用表现在四个方面：1）影响天气尺度的移动速度，例如，如果下游有高压脊或副热带高压发展和稳定，可使上游系统（如高空槽）受阻，移速减慢。这种“东高西低”的东阻型天气形势可使系统中的降水增强；2）影响天气尺度系统的强度变化；3）使影响暴雨的天气尺度系统能重复出现，并沿近于类似的路径

移动,造成连续性暴雨。并且还可以通过中尺度雨团的集中过程造成强烈的暴雨。他发现在 1973 年 7 月 2 日 20 时(北京时)到 3 日 02 时北京 6 小时降水量达 92.8 mm,这是四个中尺度扰动向北京集中而造成的。这种集中机制后来在美国德克萨斯州 Hill 县的一次突发性暴雨/洪水的发生中也出现过(Caracena and Fritsch, 1983); 4) 造成不同尺度天气系统间的相互作用,此外,行星尺度天气系统决定了大范围雨区出现的范围以及暴雨区的水汽来源或水汽通量。这将在第三节中详细讨论。根据暴雨发生多尺度相互作用机理,丁一汇和张建云(2009)提出了暴雨形成的诊断分析流程,它包括八个步骤:

(1) 首先考察大尺度行星环流的变化,确定在起始时刻和前期环形势属于哪一种暴雨的环流型。

对于 2 天以上的暴雨,行星环流分布具有十分重要的作用,不但要分析欧亚中高纬环流是否会出现有利于暴雨的环流型(如对长江流域的暴雨是否会出现两脊一槽的双阻环流型;东亚地区是否会出现高一低一高的经向环流异常分布),同时还要分析亚洲或东亚夏季风活动的情况(如是否处于活跃期,其季节内振荡的演变如何等)以及副热带高压的变化[如副高是否西伸,北跳,并形成东阻型(下游阻挡)形势]。要特别关注行星尺度环流的稳定性和出现大范围调整的可能性。只有大尺度行星环流的演变分析清楚了,才能掌握暴雨发生的背景和可能性。长波稳定性指数的计算对于诊断大尺环流的演变是十分有用的(Ding and Reiter,1982)。

(2) 识别和追踪降水天气系统的演变

降水天气系统如锋面、气旋、高空槽,台风、高空冷涡等虽不是直接造成暴雨的天气系统,但它们是影响中小尺度天气系统活动与造成不稳定层结的主要系统。追踪它们的移动速度、结构和强度变化以及与其他环流系统的相互作用对于确定暴雨区的潜在发生地区和强度是十分重要的,如对降水系统的移动变化,可考察是否会受到下游系统的阻挡而变成停滞。主要移动方向与引导气流的偏离有多大等,对于降水系统的结构主要是分析降水系统内主要气流的分布,尤其是主要上升气流的位置(所谓暖输送带)。这需要进行等熵分析得到等熵面的相对气流分布。降水天气系统强度演变分析有多种方法,关键是考察所关注的降水天气系统在未来是减弱还是加强,尤其考虑是否会有突然或爆

发性发展(如气旋发展,强烈的锋生,台风迅速变性为温带气旋,高空冷涡的向下伸展等),位涡分析是一个重要的方法,位涡(PV)是一个将热力和动力作用结合的物理量,可综合反映降水天气系统及相关暴雨的形成和发展条件。诊断分析表明,当 $PV > 0$, 大气对称稳定, $PV < 0$, 大气对称不稳定,降水系统有可能发展。相关的强降水总是位于干位涡比较小的地区。由于降水系统中有大范围饱和空气区,最好用湿位涡分析(MPV)。如 $MPV > 0$, 大气是湿对称稳定, $MPV < 0$, 大气是湿对称不稳定,降水系统可能发展,相关的强降水总是位于湿位涡负中心暖气流一侧。

(3) 高低空急流的耦合分析

高低空急流次级环流耦合对于天气系统发展和降水具有明显的增强作用。关于低空急流对暴雨的作用过去已有清楚的认识,但对高空急流(西风带或副热带急流和热带东风急流)及其与低空急流耦合对暴雨的作用认识不够。降水天气系统及相关暴雨区的发展经常出现在高空气流入口区右侧或出口区左侧以及低空急流左侧,由于低空急流常常是由于高空急流诱生的,所以它们之间的耦合(主要在西风急流中心出口区)对于诊断降水天气系统的发展是很重要的。在华南地区,有时会受到热带东风急流的影响,在其入口区右侧是上升运动的地区,它对暴雨有明显的增强作用,这在分析长江以南的暴雨个例时需要加以注意。

(4) 暴雨触发条件的分析

暴雨的发生需要触发条件,它的作用是能够产生最大的抬升力,使气块的垂直位移足够大以能够到达自由对流高度(FCL)。能够起到暴雨触发作用的天气系统可以是天气尺度系统或中尺度系统,由于中尺度系统具有更强的上升运动,其触发作用更有效。中尺度触发过程可以分成三种条件(Johnson and Mapes, 2003): 局地条件、平流条件和动力条件。局地条件有边界层环流、地形作用等,平流条件有各种辐合线如冷锋、阵风锋、海风、湖风、干线(或露点锋)以及多种边界线的交叉点,如锋面相遇,海风与盛行风相遇,弧云线与其他边界相互作用等;动力条件有重力流、重力波、边界层水平对流滚轴云等。触发条件的分析有时是困难的,借助于地面的中分析以及卫星云图与雷达回波图可以识别一些中尺度触发条件。例如根据卫星云图可以发现在早晨云区的边界最易在午后引起雷暴活

动和对流性降水。

(5) 上升运动区的诊断

垂直运动的分布与暴雨或强对流区有明显的关系，它不但是暴雨的一种触发机制，而且是暴雨持续的必要条件。暴雨区一定是位于上升运动区，但不一定是与上升运动最大中心一致。诊断垂直运动的最简单方法是直接用连续方程计算垂直运动（丁一汇，1989），但根据这种方法无法分辨是什么原因引起的上升运动，为此可以用 ω 方程进行诊断。在 ω 方程中，涡度平流和温度平流都是主要的强迫函数，它们的垂直变化或水平分布都可以产生明显的上升运动，一般认为500 hPa或300 hPa强的正涡度平流和对流层下部的暖平流更为重要，对于中纬度天气尺度运动，可以用准地转 ω 方程，但对副热带与热带地区（10°N以北）最好用完全的 ω 方程。除了 ω 方程以外， Q 向量也常用来诊断垂直运动分布。

(6) 水汽辐合和湿层变化的计算和分析

对于持续性暴雨，大范围水汽通量与水汽辐合的计算尤为重要，它可以确定水汽的来源与可能的暴雨区，暴雨区一般与整层（地面—300 hPa）水汽辐合区及其演变有很好的对应关系，并且随着水汽输送辐合的加强，可以分析暴雨区湿层的变化，湿层的增厚是暴雨发生的一个重要先兆条件。对于大范围水汽辐合的计算也可用水汽通量流函数和水汽通量势函数计算，它们分别可表示水汽的来源和辐合情况。

θ_{se} 或 θ_c 图的分析对于了解湿层的变化与气团温度的状况很有用处（陶诗言，1980）。暴雨和强对流天气出现在高温高湿区域，对暴雨来说，还要求湿层很厚。 θ_{se} 是个同时表征温度和湿度的参数。要注意850、700和500 hPa上等值线重迭区域，等 $\theta_{se500} - \theta_{se850}$ 线表示层结的位势不稳定，如果 $\theta_{se500} - \theta_{se850}$ 负值区与 θ_{se500} ， θ_{se700} ， θ_{se850} 高值区重合，这就是高温、高湿位势不稳定的区域，这个区域对暴雨生成最有利。

在850 hPa上等 θ_{se} 线的分布还能表示锋的位置，在夏季在850 hPa上等温线分布很稀疏，不容易确定锋的位置，而850 hPa等 θ_{se} 线密集的区域常常是锋的位置所在，并且850 hPa锋的位置常常沿着某一特定的 θ_{se} 线，根据这条 θ_{se} 线的移动，可追踪锋的移动。

陶诗言（1980）指出，在日本的暴雨预报中有

一条经验是：当850 hPa θ_{se} 和500 hPa达到337 K以上，同时从数值预报图看出，在未来12小时内，如果这个 θ_{se} 高值区是个上升区域，则在这个区域中，未来12小时出现大于50 mm的大雨可能性甚大。至于稳定度指标并不关键。暴雨可能出现在 $\theta_{se500} - \theta_{se850}$ 负值区或正值区。前者称作不稳定型大雨，后者称作稳定性大雨。而 θ_{se850} 、 θ_{se500} 同时达到337 K以上是个临界条件。

(7) 大气层稳定度分析

表征大气层稳定度的参数有很多，如K指数、肖沃特指数、总指数、理查逊数、CAPE等，根据这些指数的计算值可以判断强对流天气和暴雨发生的可能性，但是仅计算不稳定指数是不够的，尽可能利用静力稳定度方程分析平流过程对大气层结稳定度的影响。上下层的平流差异愈大，层结的变化愈大。

位势不稳定层结的建立和重建主要取决于高低层水汽和热量平流的差异，即高层冷平流，或干空气平流，低层是暖平流或湿空气平流，或中下层比上层增暖更明显。要造成明显的平流差异应具备两个条件，即要有明显的风垂直切变和明显的水汽和温度差异（即差异大）。如有下沉运动，这使逆温层加强，建立强位势不稳定层结。

在位势不稳定建立过程中低空急流起着重要作用，它可以迅速带来暖湿空气，并且在其前方有强水汽辐合，在边界层中造成显著增暖增湿。在这种情况下，以前的稳定层结区，往往只需要12小时就可转变为极不稳定的层结。另外当热带湿空气迅速从低层向北推进时，在近地面层能形成越来越湿的热带空气层，这时也能迅速地建立起不稳定层来。在有些情况下平流不是造成位势不稳定的主要原因，而是以地面加热为主，这常出现在夏季长期由热带海洋气团控制的地区或雨后比较湿润的地区。为了了解单站的大气稳定度，有时在热力学图表上分析几个代表性台站的探空曲线以了解大气稳定度状况也是很有用的。

(8) 中尺度不稳定分析

中尺度不稳定中最重要的是对称不稳定（SI），如对饱和空气可用条件对称不稳定分析（CSI）。根据SI或CSI分析可以确定中尺度雨带可能发生的地区与层次。根据上面八个方面的分析，可以给出暴雨区影响系统和综合概括图（图1），从这个概括图可一目了然地看出影响天气系统和各种物理因

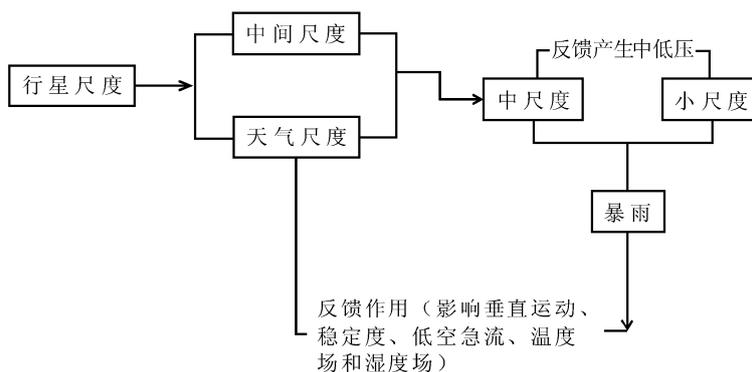


图 1 暴雨中各种尺度天气系统的关系 (陶诗言等, 1979; 丁一汇, 1980a)

Fig. 1 Relationship among various-scale synoptic systems (Tao et al., 1979; Ding, 1980a)

子对所分析暴雨的作用。

4 暖湿季风输送带对北方大暴雨的影响

在暴雨大尺度环流型的研究中, 陶诗言等 (1979) 等强调了中低纬度环流系统的相互作用, 尤其是低纬环流系统的作用。他们指出, 在我国每一场大暴雨中都可发现有热带环流系统的作用。例如在 1975 年 75.8 和 1963 年 63.8 暴雨期间热带辐合区有明显的北推。在其他夏季暴雨期间也有类似现象。热带辐合区的北推加强了西南气流和东南气流, 提供了大量的水汽来源, 同时热带辐合区中的有些低压系统可直接北上造成暴雨。分析还指出 (北京大学地球物理系气象专业, 1979), 由于热带辐合区常常有不止一个涡旋存在, 当一个台风登陆时, 如果海上还有低压存在或发展构成涡旋群, 这时涡旋群与北面副热带高压之间形成强偏东气流, 这股东风从海上一直延伸到内陆, 成为暴雨的主要水汽通道, 并影响我国东部的大部分地区。最早注意到这一问题的是黄士松先生, 他在 1944 年 (黄士松, 1944) 就指出: “时值夏秋, 倘自龙州经北平 (京) 作一直线, 则右边各地的天气莫不受有台风的影响”。后来, 仇永炎 (1998) 先生专门分析了北方盛夏台风暴雨问题, 并给出了台风与西风槽相互作用型。由上可见, 北方 (如华北) 要发生很强的暴雨, 必需有来自热带地区的持续水汽输送或台风直接北上与西风槽相互作用。丁一汇 (1980b) 曾分析过 1972 年 7 月 27 日 7203 号台风在河北北部登陆后造成燕山南麓及北京北部地区的大暴雨, 最强暴雨中心位于燕山南麓的北京枣树林, 三天过程降水量达 518.3 mm (陶诗言, 1980)。另一个例

子是 1950 年 8 月的一个台风 (赵亚民, 1994; 仇永炎, 1950), 这个台风深入北京附近, 过程总降水量最大中心在三里河达 484 mm, 8 月 3 日 24 小时降水量达 163.9 mm, 几乎等于 8 月份多年平均值 (167.2 mm)。由于来势猛, 永定河水猛涨, 出现山洪, 泥石流, 死亡百余人。铁路中断, 灾害严重。

当热带辐合带十分活跃, 其北侧的暖湿季风气流可以迅速北上, 携带大量的水汽到达华北, 当与北方冷空气相互作用时, 不但可造成不稳定层结, 更重要的是可供应源源不断的水汽。如果大尺度环流稳定, 可造成十分强烈或持续性的大暴雨, “63.8” 和 “7.21 (2012 年)” 暴雨就是明显的例子 (陶诗言, 1980; 徐洪雄等, 2014)。来自孟加拉湾和南海—西太平洋地区西南或东南暖湿水汽输送带可称之为季风暖湿输送带, 其地面相当位温值大于或等于 340 K。这支暖湿输送带在季风偏强时, 通常会向更高的纬度输送, 可以达到我国的华北及更偏北的地区。从在 2012 年北京 “7.21” 大暴雨 (7 月 20~22 日) 发生前, 影响华北地区的水汽通道主要有两支, 一支为来自孟加拉湾的西南水汽输送, 另一支为来自西北太平洋及南海地区的偏南风水汽输送, 前者与中高纬度冷空气在河套及其以北地区明显交汇, 形成一个明显的水汽通量辐合区, 造成这些地区降水发生。7 月 21 日暴雨发生时, 40°~50°N 附近为明显的东南风与西南风交汇而成一条西南—东北向的暖湿输送带, 北京地区为一显著的水汽通量辐合区, 辐合区中心值超过 $10^5 \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{-2}$ 。随着中高纬度地区低压系统的东移南下, 低压系统西侧不断有来自中高纬度的干冷空气南下, 与来自低纬的暖湿空气在我国华北地区暖湿输送带左侧交汇。

1963 年 8 月 1~10 日的华北持续性大暴雨期

间,低空有一条明显的西南季风急流带经中南半岛直抵我国华北及内蒙古地区,与之伴随的也是一条贯穿南北的西南季风暖湿输送带,同时受台风低压的影响从黄海和西太平洋另有一股东南风水汽补充到季风暖湿输送带中,从而为暴雨的发生提供了充足的水汽供应。从假相当位温的分布可以看出,暴雨期间暴雨地区为高温高湿的暖湿空气控制,其前沿可达 45°N 以北。以上分析表明“63.8”暴雨期间低纬热带系统和季风环流也都十分活跃,同样也有一条明显的贯穿南北的西南季风暖湿输送带,这些特征与“7.21”暴雨期间的特征是十分相似的,这也是“63.8”暴雨在太行山麓长时间维持并产生强降水的主要原因。

5 高空急流对暴雨的作用

虽然早年曾有不少人研究过高空急流与降水的关系,但陶诗言等(1980)是我国最早指出高空急流与降水间有密切关系的研究者,并且指出高低空急流的耦合是引起强烈暴雨的关键条件之一。他们概括了三类高一低空急流的关系。一是高低空急流平行的情况,这常发生在经向型环流下的暴雨事件中。这时,云、雨区位于高低空急流轴之间,暴雨的走向与高低空急流轴一致。通过散度和垂直运动场计算表明:低空辐合上升运动中心位于低空急流轴左方和低空急流中心前方;另一方面,高空急流入口区南侧是高空辐散区。所以,在高空急流中心右后方和低空急流中心左前方高低空急流轴之间的区域正是高空辐散和低空辐合相配合的地区。这里也是暴雨区所在的范围。陶诗言进一步指出,这种模型也适用于中纬度纬向环流在江淮或黄淮流域引起的持续性暴雨,并绘制了高空急流对暴雨作用的示意图。该图与同期和后来国内外用更多个例研究的结果完全一致(Uccellini and Johnson, 1979; 丁一汇, 2005),后来,将此高空急流与暴雨关系的模型推广用于亚非地区的热带东风急流,其与降水或暴雨区的关系也是正确的(陈桦等, 2007);第二是高低空急流交叉的情况。在交叉点附近即为暴雨中心;三是暴雨出现在高空两支急流形成的气流散开区下方,低空急流北侧。由于高空气流散开,北侧又是辐合区,这种配置有利于暴雨发生。

6 暴雨和强对流发生的物理条件

暴雨和强对流天气与其环境条件(包括热力和

动力的)有密切关系。大尺度环境条件不但制约了暴雨和强对流天气的性质和演变过程,而且还可影响对流系统内部的结构、强度、运动和组织程度。在大尺度环境中,有组织的对流系统不是随机发生和分布的,而是出现在一定地区和时间内,这也是制作中尺度天气预报的依据。陶诗言等(1979)归纳了暴雨和强对流发生一般需要满足的六个条件,即:(1)有位势不稳定层结,对雷暴系统还应有逆温层存在;(2)低层有湿舌或水汽辐合;(3)有位势不稳定释放的机制(如低空辐合、重力波、密度流、地形等);(4)常有低空急流和高空急流存在;(5)强雷暴要求有强风垂直切变;(6)对于强对流天气,中空有冷干空气。目前对于上述条件与暴雨和强对流的关系虽然有了更多的了解,但对这些物理条件与中尺度系统的发展在物理上究竟有什么关系还不十分清楚,对于两者之间的因果关系还没有完全弄清楚。这在很大程度上是受观测资料的限制。应该指出,暴雨和强对流系统与大尺度环境条件之间在其发展的不同阶段,其相互作用的程度是不同的。在发生和初期发展时期,主要决定于大尺度环境条件的作用,但是暴雨和强对流系统得到强烈发展后,大尺度环境条件不但失去了对其制约的作用,反而会受到对流风暴的影响。近年来,Johnson and Mapes(2003)对强对流天气发生的中尺度条件进行了总结,分为强天气发生的中尺度前提条件,由局地条件、平流条件和动力条件组成;中尺度触发条件和风暴发展的中尺度作用。在暴雨和强对流发生的物理条件中,陶诗言等特别强调了三个方面的问题:第一是低空急流的作用。许多统计表明,无论在南方和北方,暴雨与低空急流都有密切的关系,相关率达 80%左右。一般暴雨多出现在急流轴的左前方或最大风速中心前方。从低空急流的建立到暴雨的发生,其间平均可有 2.5 天。因而低空急流分析具有一定的预报意义。第二是边界层的作用。在华南和华北暴雨研究中,发现在暴雨期间在 500 m(约 950 mb)水平辐合达最大值,并且水汽、温度值也很高,冷暖空气的对比也最明显。当暴雨减弱时,边界层的复合最大值消失,因而边界层中的动量、水汽、热量辐合对暴雨的贡献最大。并且在暴雨和强天气出现前,动量、热量、水汽的积累最先出现在边界层中,其中边界层风速最大值出现最早。以后再向上输送。以上结果说明,边界层对于位势不稳定层结的建立、水汽的供应和触发

暴雨的发生都有重要作用。第三是关于暴雨与强对流天气（如冰雹、雷暴、龙卷风等）物理条件差异的研究。根据最近的研究，两者有不少明显的差别。根据暴雨和强对流天气平均层结的比较，强对流天气时在近地面层有一个逆温层或等温层存在，暴雨则没有。从 750 mb 向上强对流天气温度比暴雨的要明显偏低。到 400 mb 两者差 8°C。因而 7 km 以下强对流天气的递减率比暴雨大 1~3°C km⁻¹。这是中上层冷空气作用的结果。强对流天气的潜在不稳定能量层次比暴雨厚，但自由对流高一些。说明强对流天气需要更强的触发条件才能爆发。但一旦发生，对流发展的强度要比暴雨猛烈。边界层的物理量差别也很大，出现暴雨时的湿度也远较出现强对流时要大。最大可能降水、整层水汽辐合、水汽垂直输送等表征水汽含量和水汽来源的量差别也很明显。暴雨比强对流的整层水汽辐合可大三倍。这表明为了使暴雨维持，水汽应以比强对流大二倍的速度向暴雨区辐合，而对于强对流活动，则与空气柱本身开始时所含有的水汽量关系更大。风的垂直切变差别也很明显。暴雨是在弱切变环境下发展的，而强对流是在强切变环境下发展的。槽前暴雨和强对流形势下平均垂直切变的比较表明，两者差别十分明显。造成垂直切变差别大的主要原因在于高空风速的不同。强对流系统多位于高空急流轴附近，而暴雨多位于急流轴以南 200~500 km 的区域内。强垂直切变是使强对流风暴维持的重要条件。

表征气团性质的一些物理量差别很显著。比较 T_{d500} , T_{se500} , T_{850} , T_{500} , θ_{se850} , θ_{se500} 后可以得到，低空的湿度差异是主要的，温度差异不大，即暴雨的低空是高温湿空气，而强对流的空气湿度要小得多，可以是变性的极地大陆气团。高层的温度、湿度差异都十分明显，强对流的中层空气非常干冷，尤其是温度很低，两者可差 13°C。这是由于在强对流发生时有明显的冷平流。暴雨时在 500 mb 以下空气都是比较潮湿的，上下的温度差别不大。因而通过上面的分析可得，暴雨主要发生在较深厚的暖湿气团中，暴雨的特征也主要决定于中低层暖湿气团的性质及其与冷空气的水平配置；而强对流天气主要决定于上层冷空气（或冷平流）的强度以及它与中低层暖湿空气的垂直配置。

7 地形对暴雨的作用

陶诗言先生等对于地形在暴雨发生中的作用

曾作过全面和精辟的总结（陶诗言，1980；丁一汇和张建云，2009）。他们指出，地形对暴雨有三方面的作用：（1）地形对过山的气流有动力抬升和辐合作用。近地面地形的上升速度由 $V_s \cdot \nabla z$ 可以算出，以后再根据经验关系求出垂直分布，据此可以算出由地形抬升造成的降水（ $R = \frac{1}{g} \int F \omega dp$, F 是凝结函数）。一些特殊的地形如喇叭口状地形对气流有明显的辐合作用，使气流在这里汇合，从而形成强迫抬升，这种作用也可增强暴雨。许多强暴雨点往往与这种地形有关。如 1975 年 8 月 5~7 日河南省驻马店板桥水库出现的特大暴雨（1631 mm）（丁一汇等，1978）和 1963 年 8 月上旬河北獐犊站出现的特大暴雨。他们分别与伏牛山和太行山有密切关系，其雨量与地形廓线有很好的对应关系。在山地迎风坡雨量达到最大，在背风坡雨量迅速减弱。（2）地形对中小尺度系统的影响。地形在一定的气流或条件下会生成中小尺度涡旋或切变线。当这种系统移出或加强时，可以造成暴雨。另外在山区，在一定气流条件下常常产生静止的中尺度辐合区，当这种小尺度系统移到山区时常可导致这些系统有强烈的发展或组织成强烈的风暴，从而造成更严重的天气。（3）除了上述地形的机械作用外，地形能通过播撒作用影响中小尺度系统内的造雨过程。这种作用也叫地形对降水的增幅作用。云的微结构过程对暴雨的影响已日益引起人们的关注。至于这种通过云微物理过程产生的地形对降水增幅作用的物理过程目前还没有完全弄清楚。但不论何种天气形势下要造成地形雨必须有两个条件：第一需要有播散的质点。它们是可以中层增长以后融化的冰粒，也可以是中层小水滴与低层潮湿空气中的水滴碰并后增大的大水滴。第二是在山区要有低云存在。这些低云中包含有许多小水滴，它们都是由于扰动气流的上升部分较弱而没有足够时间增长的降水水滴。武田乔男（2005）曾说明这种自然播撒对降水增幅作用。由于地形作用，在山前形成大范围层状云，其中有许多小雨滴。如果积雨云由海上或其他地区移入到这片层状云区，可以形成积雨云与层状云共存的混合云系，两种不同大小的雨滴将发生明显的相互作用而产生播撒过程。积雨中前部流入的强上升气流将携带其中的大雨滴向上，通过 0°C 层后转化为冰晶或雪晶，也有一部分成为过冷水滴，由于冰面的饱和水汽压小于水滴表面的饱

和水汽压, 积雨云中的水汽将凝华到冰晶上, 使冰晶增长, 这使积云雨上部的水汽减少, 过冷水滴将蒸发以补充水汽, 结果发生由过冷水滴向冰晶的迅速转化(这种不稳定也被称为胶性不稳定)。通过这种方式增长的大冰晶一部分随上升气流被带到云区和砧区, 在那里下落, 通过零度层后变成大水滴, 以后又落入到低空的层状云内, 捕获在此层悬浮的大量小水滴而增长, 最后下落到地面成为强降水。积雨云上面的另一部分冰晶则随后面的气流直接落入层状云中, 通过碰并过程迅速增长到大雨滴, 也使地面降水增加, 这种混合云不但在沿海地区山区的迎风面可以观测到, 在梅雨期, 台风季也经常可以观测到。它使降水增幅形成暴雨。

8 结语

在中国暴雨研究和业务发展的每一个重要阶段, 陶诗言先生都以其渊博的知识, 丰富的经验发挥了重要的科学指导作用。在许多方面做出了重要贡献(丁一汇, 1998)。他不但带领自己的研究队伍, 脚踏实地为解决中国暴雨的重要问题做了系统的研究, 同时, 坚持理论联系实际, 始终站在国内外暴雨研究和预报发展的最前沿(Tao and Ding, 1981), 指导暴雨队伍的业务发展。他的科学思想不但在当时起着重要的作用, 即使到今天仍然闪现着科学的光辉, 成为我们后辈研究的基础和借鉴, 并在新的条件和形势下传承和发扬光大。

暴雨研究的核心问题是中尺度问题, 由于观测和科学水平认识的限制, 目前仍面临着重大挑战。根据可预报性的研究, 小尺度运动中不可避免的初始的不确定性, 将向中尺度传播并能比天气尺度更早地达到中尺度, 从而使中尺度系统具有更低的可预报性。因而增加观测密度, 从而减少小尺度的不确定性是提高中尺度可预报性的一个关键。但由于这种高密度观测网费用极高, 从业务上是很难实现的, 即使能够实现, 实践表明, 也不能保证中尺度天气预报会有明显的提高。但这是否说明中尺度天气如暴雨和强对流天气的预报是不可能呢? 根据近 20 年的相关研究, 对于某些重要的中尺度现象的预报并不是完全没有可能。其原因有两个:

(1) 观测到的大气运动波谱由于是根据时空平均得到, 只代表一种大气结构的统计状况, 而许多中尺度事件是高度间断性出现的, 它们并不一定符合三维乱流的理想谱, 某些中尺度天气系统如锋面和

热带气旋可具有特有的动力结构, 它们可阻止能量向较大尺度和较小尺度的转换, 对这种具有能量转换比较闭合的特性的中尺度系统可能比原认为的乱流系统具有更高的可预报性(Ray, 1986)。因而提高中尺度天气可预报性的一个途径是从动力上研究和寻找中尺度系统发生发展的规律和特征以确定它们的可预报上限。(2) 影响大气中尺度系统演变和特征的第二个重要因子是边界强迫作用。许多中尺度天气事件和现象(如山脉波、海陆风、对流、地形雨、湖生雪暴、沿岸锋、地形性浅层冷空气堆)都与下垫面的不均匀性有关, 它们包括地形、植被覆盖与地表特征(反照率、热容量、水汽源等)。只要在数值模式中把地面不均匀包括进去, 就有可能增加由它们强迫产生的中尺度系统的可预报性。因而高分辨的具有不均匀下垫面特征的数值模式(主要是区域数值模式)的应用十分必要。由上可见, 中尺度天气系统的发展可分为两类: 一类是地面不均匀性强迫产生的, 另一类是大尺度流场的内部影响所致, 这一类除锋面, 急流等系统外(由大尺度气流的切变与形变产生), 还包括大尺度气流产生的不稳定区, 如在大尺度对流不稳定区发展的孤立雷暴和突发性暴雨。应该指出, 即使大尺度不稳定区有较明显的可预报性, 这种个别的突发现象的可预报性也可能很低, 甚至完全不能预报。中尺度天气预报具有较高可预报性的条件: (1) 预报的中尺度现象主要由大尺度气流与已知的地表不均匀性之间的相互作用产生和演变而来; (2) 天气尺度预报比较准确, 能够提供较准确的大尺度气流和天气尺度影响系统预报, 根据这种好的预报至少可以确定中尺度系统和暴雨发生的潜在地区和时间, 这是一种很有用的预报指导; (3) 具有足够的大尺度气流在地表不均匀性强迫下产生变化导致中尺度系统生成和演变的知识。由于天气尺度预报目前在 1~3 天时期内仍存在显著误差, 为了使中尺度天气预报具有一定技巧, 必须首先改进全球天气尺度的数值预报, 尤其是发展高分辨率的全球模式, 并与区域模式嵌套, 同时使用集合预报方法, 这是中尺度天气预报提高可预报性的必要前提。

参考文献 (References)

- Caracena F, Fritsch J M. 1983. Focusing mechanisms in the Texas Hill country flash floods of 1978 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 111: 2319-2332.
陈桦, 丁一汇, 何金海. 2007. 夏季热带东风急流的结构、变化及其与亚

- 非季风降水的关系 [J]. 大气科学, 31: 926-936. Chen Hua, Ding Yihui, He Jinhai. 2007. The structure and variation of tropical easterly jet and its relationship with the monsoon rainfall in Asia and Africa [J]. Chin. J. Atmos. Sci. (in Chinese), 31: 926-936.
- 丁一汇. 1980a. 暴雨和强对流研究 [M]. 北京: 科学出版社, 1-13. Ding Y H. 1980a. Research on Heavy Rainfall and Severe Convection [M] (in Chinese). Beijing: Science Press, 1-13.
- 丁一汇. 1980b. 影响华北暴雨的几类天气尺度系统分析 [M]. 中国科学院大气物理研究所. 中国科学院大气物理所集刊第 9 号. 北京: 科学出版社. Ding Yihui. 1980b. Analysis of several types of weather systems affecting heavy rainfalls in North China [M]/Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences. Collected Papers of Institute of Atmospheric Physics, No. 9 (in Chinese). Beijing: Science Press.
- 丁一汇. 1989. 天气动力学中的诊断分析方法 [M]. 北京: 科学出版社, 293pp. Ding Yihui. 1989. Diagnostic Methods in Synoptic-Dynamic Meteorology [M] (in Chinese). Beijing: Science Press, 293pp.
- 丁一汇. 1998. 陶诗言先生与中国暴雨 [M] //中国科学院大气物理所编. 东亚季风和中国暴雨——庆贺陶诗言院士八十华诞. 北京: 气象出版社, 496pp. Ding Yihui. 1998. Professor Tao Shiyan and Heavy Rainfalls in China [M]/Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences. The East Asian Monsoon and Heavy Rainfalls in China (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 496pp.
- 丁一汇. 2005. 高等天气学 [M]. 北京: 气象出版社, 585pp. Ding Yihui. 2005. Advanced Synoptic Meteorology [M] (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 585pp.
- Ding Y H, Reiter ER. 1982. A relationship between planetary waves and persistent rain-and thunderstorms in China [J]. Arch. Met. Geophys. Biokl. Ser. B, 31: 221-252.
- 丁一汇, 张建云. 2009. 暴雨洪涝 [M]. 北京: 气象出版社, 290pp. Ding Yihui, Zhang Jianyun. 2009. Heavy Rainfalls and Floods [M] (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 290pp.
- 丁一汇, 蔡则怡, 李吉顺. 1978. 1975 年 8 月上旬河南特大暴雨的研究 [J]. 大气科学, 2: 276-289. Ding Yihui, Cai Zeyi, Li Jishun. 1978. A case study on the excessively severe rainstorm in Henan Province, early in August, 1975 [J]. Chin. J. Atmos. Sci. (in Chinese), 2: 276-289.
- 黄士松. 1944. 台风与中国天气 [J]. 气象学报, 18: 153-166. Huang Shisong. 1944. Typhoons and weather in China [J]. Acta. Meteor. Sin. (in Chinese), 18: 153-166.
- Johnson R, Mapes B E. 2003. Meso-scale Processes and Severe Weather. Chapter 3, in Severe Local Storms. Eds. By D. V. Parson L. Emanuel, J. M. Enitch, M. Weisman, D. L. Zhang, MeteorMonographs, 28 (50), American Meteorological Society.
- 刘芸芸, 丁一汇. 2008. 印度夏季风的爆发于中国长江流域梅雨的遥相关分析 [J]. 中国科学 D 辑 (地球科学), 38 (6): 763-775. Liu Yunyun, Ding Yihui. 2008. Onset of Indian summer monsoon and its correlative analysis with beginning of the Meiyu in the Yangtze River basin [J]. Science in China Series D: Earth Sciences (in Chinese), 38 (6): 763-775.
- Murakami T, Ding Y H. 1982. Temperature changes over Eurasia during the late summer of 1979 [J]. J. Meteor Soc. Japan, Ser II, 60: 183-196.
- 北京大学地球物理系气象学专业与河北省气象台. 1979. 一次黄河气旋特大暴雨过程分析 [J]. 大气科学. (1): 6-15. PKU Department of Geophysics and Meteo. Observatory of Hebei Province. 1979. An analysis of the severe heavy rain process induced by the cyclone in the Huanghe River [J]. Chin. J. Atmos. Sci. (in Chinese), (1): 6-15.
- 仇永炎. 1950. 夏季西太平洋及东亚热带扰动的移动及结构 [J]. 气象学报, 23: 85-98. Qiu Yongyan. 1950. Structure and movement of tropical cyclones in summer over west-Pacific [J]. Acta. Meteor. Sin. (in Chinese), 23: 85-98.
- 仇永炎. 1998. 北方盛夏台风暴雨的一些问题[M]/中国科学院大气物理研究所. 东亚季风和中国暴雨——庆贺陶诗言院士八十华诞. 北京: 气象出版社, 314-325. Qiu Yongyan. 1998. Some problems associated with heavy rains in mid-summer in North China caused by typhoons [M]/Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences. The East Asian Monsoon and Heavy Rainfalls in China (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 314-325
- Ray P S. 1986. Mesoscale Meteorology and Forecasting [M]. Boston: American Meteorological Society, 793pp.
- Sutcliffe R C, Bannon K. 1954. Seasonal change in upper air conditions in the Mediterranean-Middle East Asia [M]. Rome: Proc. of VGGI, 322-334.
- 武田乔男. 2005. 雨的科学 [M]. 成山堂: 成山堂书店, 185pp. Takeda T. 2005. Science of Rain [M]. Seizando: Seizando-Shoten Publishing, 185pp.
- 陶诗言. 1977. 有关暴雨分析预报的一些问题 [J]. 大气科学, 1 (1): 64-72. Tao Shiyan. 1977. Some problems associated with the analysis and forecasting of heavy rainfalls [J]. Chin. J. Atmos. Sci. (in Chinese), 1 (1): 64-72.
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 225pp. Tao Shiyan. 1980. Heavy Rainfalls in China (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 225pp.
- 陶诗言, 陈隆勋. 1957. 夏季亚洲大陆上空大气环流的结构 [J]. 气象学报, 28: 234-247. Tao Shiyan, Chen Longxun. 1957. The structure of general circulation over continent of Asia in summer [J]. Acta. Meteor. Sin. (in Chinese), 28: 234-247.
- Tao S H, Ding Y H. 1981. Observational evidence of the influence of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective storms in China [J]. Bull. Amer. Met. Soc., 62: 23-30.
- Tao Shiyan, Chen Longxun. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China [M] //Krishnamurti T N, Chang C P. Monsoon Meteorology. Oxford: Oxford University Press, 60-92.
- 陶诗言, 丁一汇, 周晓平. 1979. 暴雨和强对流天气的研究 [J]. 大气科学, 3: 227-238. Tao Shiyan, Ding Yihui, Zhou Xiaoping. 1979. Research on heavy rainfalls and severe convective weather [J]. Chin. J. Atmos. Sci. (in Chinese), 3: 227-238.
- Uccellini L W, Johnson D R. 1979. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms [J]. Mon. Wea. Rev., 107: 682-703.
- Watanabe T, Yamasaki, K. 2012. Influence of the anticyclonic anomaly in the subtropical jet over the western Tibetan Plateau on the intraseasonal variability of the summer Asian monsoon in early summer [J]. J. Climate, 25: 1291-1303.
- 徐洪雄, 徐祥德, 张胜军, 等. 2014. 台风韦森特对季风水汽流的“转运”效应及其对北京“7·21”暴雨的影响 [J]. 大气科学, 38 (3):

- 537–550. Xu Hongxiong, Xu Xiangde, Zhang Shengjun, et al. 2014. Long-range moisture alteration of a typhoon and its impact on Beijing extreme rainfall [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 38 (3):537–550.
- 叶笃正, 朱抱真. 1954. 东亚季节过渡的开始与大气环流变化的关系 [J]. *气象学报*, 26: 71–87. Ye Duzheng, Zhu Baozhen. 1954. Beginning of seasonal transition in East Asia and its relation to atmospheric circulation [J]. *Acta Meteor. Sin. (in Chinese)*, 26: 71–87.
- Yeh Tucheng, Tao Shiyun, Li Machun. 1959. The abrupt change of circulation over Northern Hemisphere during June and October [M]//Bolin B. *The Atmosphere and the Sea in Motion*. New York: Rockefeller Inst. Press, 249–305.
- 曾庆存, 梁信中, 张明华. 1988. 季风和大气环流季节突变的数值模拟 [J]. *大气科学*, (S1): 22–42. Zeng Qingcun, Liang Xinzong, Zhang Minghua. 1988. Numerical simulation of monsoon and seasonal abrupt change in atmospheric general circulation [J]. *Chin. J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, (S1): 22–42.
- 赵亚民. 1994. 热带气旋所造成的华北洪水 [M] // “75.8” 特大暴雨 20 周年回顾暨暴雨洪水监测预报学术讨论会论文汇编. 北京: 中国气象学会. Zhao Yamin. 1994. Floods in North China cause by tropical cyclones [M] //The 20th Anniversary Volume for “75.8” Excessively Heavy Rainfall (in Chinese). Beijing: Chinese Meteorological Society.