

陶诗言,卫捷,梁丰,等. Rossby 波的下游效应引发我国高影响天气的分析[J]. 气象,2010,36(7):81-93.

Rossby 波的下游效应引发我国高影响天气的分析^{* 1}

陶诗言¹ 卫 捷¹ 梁 丰² 张小玲³

1 中国科学院大气物理研究所,北京 100029
2 北京市气象局,北京 100089
3 国家气象中心,北京 100081

提 要: 对近几年和历史上著名的深槽型暴雨及台风暴雨的分析表明,欧亚高空急流中 Rossby 波能量频散而产生的下游发展效应,对东亚高空槽的形成与发展、登陆台风的路径与长生命史有重要的影响。如果沿急流传播的 Rossby 波能量使 110°E 附近形成深厚的低压系统或使原有西风槽发展加深,天气尺度强迫产生强上升运动则非常有利于中国东部出现暴雨过程。而当欧亚中高纬 Rossby 波活动的下游效应导致在 40°N 附近东亚地区对流层中、高层形成闭合高压,同时有西太平洋台风或热带风暴登陆中国,受大尺度环流场引导气流的影响,台风往往取西行或西北行路径。如果同时来自海上的季风涌强烈,将延长台风环流系统的生命史,产生大范围致洪暴雨。

目前业务上使用的全球数值预报模式对 Rossby 波列的下游发展效应有一定的中期预报能力,建议在日常业务预报中关注亚洲高空急流中 Rossby 波能量传播过程中大形势的突变与调整。Hovmöller 图分析方法,是分析 Rossby 波列下游发展效应的一个简单、直观和有效的工具,可应用于日常业务预报分析中。

关键词: Rossby 波,下游效应,暴雨, Hovmöller 图

Analysis of High Impact Weather Induced by the Downstream Effect of Rossby Waves

TAO Shiyan¹ WEI Jie¹ LIANG Feng² ZHANG Xiaoling³

1 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029
2 Beijing Municipal Meteorological Bureau, Beijing 100089
3 National Meteorological Center, Beijing 100081

Abstract: Several heavy rain cases in recent years and in history were analyzed. The results show that the downstream development effects caused by the energy dispersal of Rossby waves through Asia jet have important impacts on the formation and development of high level troughs and the path and long life period of landed typhoons in East Asia. If the energy of stationary Rossby waves through Asia jet could form an intensive upper level trough or deepen a pre-existing one near 110°E, the strong upward motion induced by large-scale forcing is in favor of the development of heavy rainfall in eastern China. When the downstream effects help developing an intense close anticyclone at high and middle levels of troposphere around 40°N in East Asia, and there is a typhoon or tropical storm from the West Pacific to mainland China, the landed tropical cyclone would tend to move towards west or northwest under the steering current around the anticyclonic edge. At the same time if the monsoon surges from the South China Sea are strong enough, the landed tropical cyclone will have a long journey over the land and produce heavy rainfall and floods.

It was found that the global NWP models used in operation could, to some extent, forecast the down-

^{*} 资助项目:国家科技支撑计划(课题编号:2009BAC51B02)和北京市科技计划(课题编号:Z0006279040191)
2009 年 9 月 4 日收稿; 2010 年 1 月 25 日收修定稿
第一作者:陶诗言,主要从事短期气候、灾害性天气形成机理与预测方法研究. Email: wjie@mail. iap. ac. cn

stream development of Rossby waves at medium-range scale. Therefore, it is possible to monitor the abrupt changes or adjustment of large scale circulation caused by downstream effects at Asia jet in operational forecast process. The Hovmöller diagram is a simple, intuitional, and effective tool for analyzing the Rossby wave downstream effects in forecast operation.

Key words: Rossby wave, downstream development, heavy rain, Hovmöller diagram

引 言

高影响天气是指对社会、经济和环境产生重大影响的天气现象与事件^[1]。我国是世界上遭受高影响性天气最严重和最频繁的国家之一,如 2008 年初,我国南方地区遭遇了持续性低温雨雪冰冻天气的重大灾害事件,在连续 20 多天时间里我国黄河及其以南地区接连出现了 4 次强烈暴雪、冰冻灾害天气过程,全国 20 多省市受到影响。2006 年 7 月中旬,受 04 号热带风暴“碧利斯”影响,浙江、福建、广东、广西、江西、湖南等地出现了致洪暴雨,造成八百余人死亡的惨剧,死亡人数之多近 10 年之最。我国历史上著名 河南“75.8”特大暴雨,创下我国大陆暴雨纪录,造成河南省驻马店等地区 1 万多 km² 的土地上,共计 60 多个中、小型水库相继发生垮坝溃决,近 60 亿 m³ 的洪水肆意横流,1015 万人受灾,超过 2.6 万人死难。

如何提高高影响性天气的预报技巧,是 21 世纪大气科学面临的挑战之一。近年来联合国世界气象组织的全球大气研究计划中的 THORPEX 分计划^[1],目的在于加速改进 1~14 天强天气(灾害性)的预报水平。在这个计划中,强调了 Rossby 波列的下游发展效应和气旋强烈斜压发展过程是高影响天气的制造者。本文对 Rossby 波下游发展和 Hovmöller 图分析方法在我国天气分析与预报的应用作了初步概括,选取由 Rossby 波列下游效应所引起的近几年和历史上著名的洪涝灾害个例进行了分析,并指出这类天气过程的中期预报着眼点。

1 Rossby 波的下游效应

1939 年以 Rossby 为首的芝加哥学派创立大气长波理论,Rossby^[2-3],Yeh^[4]的理论研究表明,在正压 β 平面大气中,长波(也称 Rossby 波)的能量频散是以群速度传播的。由于群速度大于波的相速度,因此,当上游高空槽发展时,在下游地区会触发新的

波动生成。这种现象被称为 Rossby 波的下游效应,根据上游系统的变化可以预报下游天气系统的发展。1948 年 Cressman^[5]在高空西风带中长波的预报一文中提出了如何在逐日天气图上分析 Rossby 波下游发展效应的方法。1949 年 Hovmöller^[6]在 Tellus(大地)创刊号上有关高空槽和脊图表分析的论文中,指出如何利用某一纬度带平均的位势高度的时间-经度剖面图,分析槽和脊的下游发展(这种方法后称之为 Hovmöller 图分析法)。此后的 30 余年,有关 Rossby 波下游效应的分析与预报并没有受到人们的重视。

20 世纪 80 年代以来 Rossby 波能量频散理论重新被广泛应用于大气遥相关的研究中^[7-13]。Hoskins 和 Ambrizzi^[14]的研究表明,副热带急流类似一条波导,使 Rossby 波沿急流传播。Chang^[15-16]指出,在这种急流波导中有天气尺度的波包自西向东传播(群速度),存在波的“下游效应”。当欧亚急流入口区中有高压脊或低压槽强烈发展后,几天以后会在急流出口区中也有高压脊或低压槽发展,而静止 Rossby 波列实际上就是遥相关型。Joung 和 Hitchman^[17]分析了 16 次东亚寒潮,发现在冷锋经过韩国前 6~7 天,北大西洋西部先有槽脊发展,以后下游(沿欧亚大陆向东)有槽脊系统的“顺序”发展,直到寒潮爆发。Krishnamurti 等^[18]研究了影响巴西东南部的霜冻事件,指出大多数霜冻发生时,都伴随有中纬度高空槽伸展到热带地区,而深槽发展的一种机制是高空槽脊的下游发展效应。欧洲中期天气预报中心(ECMWF)2002 年 3 月的研究快报^[19]对 2002 年夏季出现在中欧的一次百年一遇的大洪水作了分析,强调起源于日本的一次 Rossby 波下游发展效应是引发这次洪水的主要原因。Krishnamurti^[20]研究了 2000 年 10 月英国东南部的大洪水,指出造成这次洪水的准静止的高空槽也是由一个高空 Rossby 波列的下游能量频散所形成。THORPEX(The Observing System Research and Predictability Experiment)计划^[1]是一项旨在加快提高 1 天至 2 周高影响天气预报准确率的国际研究

计划,2003 年 5 月获得世界气象组织(WMO)第十次世界气象大会批准,作为世界气象组织大气科学委员会(WMO/CAS)的世界天气研究计划(WWRP)的重要内容之一。在 THORPEX 科学计划中,引用了上述 ECMWF 快报的结果,并指出如果成功地预报出日本附近的气旋发展以及接下来的 Rossby 波列能量频散,这对提高这次欧洲洪水事件的中期预报能力非常必要。THORPEX 计划还将“研究由于副热带气旋发展、大尺度地形、陆/海交界和有组织的热带、副热带对流爆发而激发的 Rossby 波列,以及这些过程对接下来的高影响天气发展的作用”,列为该计划的核心目标之一,以期改进和提高中期天气预报的可预报性。

2 Hovmöller 图分析法

研究 Rossby 波列的下游能量频散效应,可以利用 Plumb^[21]和 Takaya 等^[22]推导出的三维波作用通量描述准定常 Rossby 波的能量频散特征,但三维波作用通量的计算比较复杂,不便在实时天气分析和预报中应用。20 世纪 40 年代末提出的 Hovmöller 图分析方法是分析 Rossby 波列下游发展效应的一个简单、直观和有效的工具。Hovmöller 图是指某一气象参数(如,位势高度、经向风或温度等)在北半球(或南半球)的某一纬度(或经度)带平均的时间-经度(或时间-纬度)剖面图。1949 年 Hovmöller 首先绘制了这种可以反映出气象变量时间演变特征的剖面图,用于分析高空槽和脊的演变及其下游发展效应^[6],现在这种方法称之为 Hovmöller 图分析法,从 20 世纪 80 年代以来广泛用于分析高空槽脊的下游发展效应引发灾害性天气的机制分析^[18-20]。以下以两个图例,具体说明如何利用 Hovmöller 图分析 Rossby 波列下游发展效应。

图 1 是一张 Hovmöller 图,图中纵坐标为时间,从 2000 年 9 月 16 日至 10 月 31 日;横坐标是从 30°E 开始至 30°E 环绕整个纬圈,反映出 50°~60°N 平均的 500 hPa 高度的演变特征(引自文献[20]中的图 3,原图是用 ECMWF 资料绘制的,这里图 1 应用了 NCEP 再分析资料)。从图 1 上,可以识别这一纬度带中准定常 Rossby 波和天气尺度波动的波数;黑色虚线表明了缓慢移动的天气系统的移动,其斜率为各个天气系统的移动速度(即相速度,大约 3~4 经度/天);相邻高空槽和高空脊中心连线的斜

率表示传播更快的群速度(16~18 经度/天)。正是由于 Rossby 波列能量传播的下游效应,使得 500 hPa 上英格兰西部的长波槽与下游 25°E 的长波脊强烈发展,东西气压梯度加大,产生了很强的南风气流,促使对流系统强烈发展,英格兰产生了百年一遇的致洪暴雨。

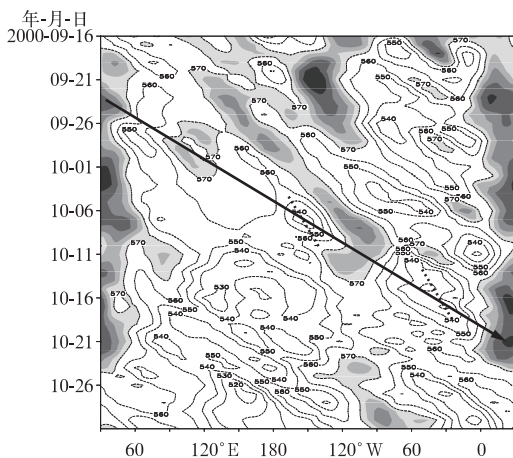


图 1 2000 年 9 月 16 日至 10 月 31 日沿 50°~60°N 平均的 500 hPa 位势高度时间-经度剖面图(单位: dagpm, 阴影区: 大于 570 dagpm 区域, 箭头表明 Rossby 波列的能量传播方向, 粗点线为槽线)

Fig. 1 The time-longitude cross section of the 500 hPa height (dagpm) averaged over 50°–60°N during 16 September to 31 October, 2000 (Shaded areas represent areas with more than 570 dagpm height; arrow indicates the propagation direction of Rossby wave train; thick dot the trough)

图 2 为 2008 年 1 月 1 日至 2 月 10 日 20°~35°N 范围内平均的 300 hPa 经向风时间-经度剖面(Hovmöller 图)。可以看到 1 月 21 日在大西洋中部 30°W 处有一个高空槽强烈发展,而 23—24 日 20°E 有高空槽发展,25—26 日 85°E 有高空槽发展加深。同时,在 22—23 日 10°W 处、25—26 日 60°E 以及 27—28 日 135°E 先后有高空脊发展。图 2 上的粗点线的斜率可以表示高空槽向下游传播的速度(相速),可以看到高空槽脊的移动速度甚慢,大约 5~7 个经度/天,而南北风中心连线的斜率表示 Rossby 波能量向下游传播的速度(即群速度,粗实线)可达 25~30 个经度/天。由于天气系统的移速远远低于 Rossby 波列下游能量传播速度,这使得下游的槽脊在上游天气系统到来之前就开始强烈发展。

利用 Hovmöller 图分析 Rossby 波列下游能量

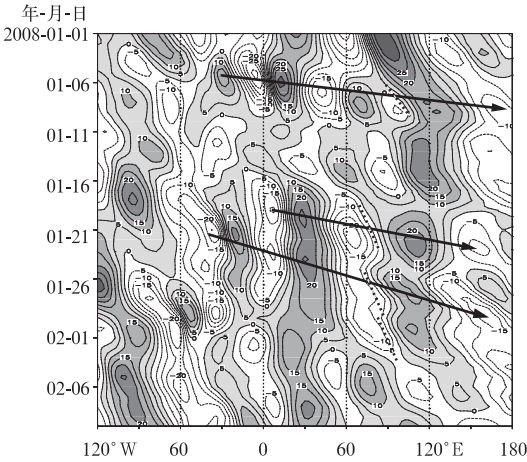


图 2 2008 年 1 月 1 日至 2 月 10 日沿 20°~35°N 平均的 300 hPa 经向风时间-经度剖面 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 阴影区: 南风区, 箭头表明 Rossby 波列的能量传播方向, 粗点线为槽线)

Fig. 2 The time-longitude cross section of the 300 hPa meridional wind ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) averaged over 20°–30°N during 1 January to 10 February, 2008 (Shaded areas are areas with south winds; other symbols are the same as in Fig. 1)

传播效应, 气象变量可以选择位势高度(图 1), 也可以是经向风(图 2)等, 这两个变量描绘的特征基本一致, 但后者更清晰。研究表明, 在急流波导中有天气尺度的波包自西向东传播, 存在波的“下游效应”, 因而, 气象变量的分析层次最好选在高空急流的中心高度(如 200 hPa), 某一纬度带的平均选在水平急流轴上, 且随着季节变化进行调整(如图 1 和图 2)。

我们首先注意到的 Rossby 波下游发展效应的个例是 2004 年 7 月 14—20 日发生在我国中东部地区夏季最强的一次降水过程。2004 年 7 月中下旬沿着亚洲副热带西风急流区, 有一次 Rossby 波列的强烈发展过程, 其下游发展效应使得 110°E 附近低压槽强烈发展。在持续加深的高空槽前, 一系列中尺度对流系统(MCS)有组织地产生与发展, 配合同时期低纬度地区三支暖湿气流的水汽输送, 产生高空槽前持续性、大范围强降水。同时, 由于西太平洋副热带高压 7 月 20 日在日本中南部加强达到鼎盛阶段, 使得日本中部地面气温达 40℃, 东京最高气温达 39.5℃, 为 1923 年有记录以来的最高值。陶诗言等^[23]通过对 1998 年、2003 年和 2005 年夏季我国东部雨带位置变化过程的诊断分析, 指出夏季我国东部暴雨带位置的变动, 受西太平洋副热带高压西伸北跳(南撤东退)的调节。当副热带高压西伸北跳(南撤东退)时, 暴雨带向北(向南)移动。在副热带高压西伸北跳持续时期, 长江流域中下游地

区出现高温酷暑天气。有时候副热带高压西伸北跳是由于欧亚大陆上空存在静止 Rossby 波列, 波的能量沿着高空副热带急流向东传播到我国沿海海岸(115°~130°E)时, 在该地区激发出一个长波脊。这个长波脊的建立, 使得副热带高压和对流层上部的青藏高压都朝长波脊方向伸展, 表现为“相向”而行。而当在沿海海岸上空激发出一个长波槽时, 副热带高压南撤东退而青藏高压退回到高原上空。当夏季沿海海岸上空的长波脊持续维持时, 长江中下游会出现持久的高温酷暑天气。根据夏季天气预报的经验, 欧洲中期数值预报中心发布的预报对副热带高压的西伸北跳有较好的可预报性。表 1 给出近 6 年我们分析 Rossby 波列下游效应的一些个例。

表 1 2004—2008 年(主要是夏季)Rossby 波列下游效应个例

Table 1 Cases of the downstream effect of Rossby waves mainly occurring in the summers of 2004—2008

2004 年	7 月中下旬湘西及淮河上游致洪暴雨过程。		
2005 年	6 月 23—27 日西太平洋副高西端北抬西伸, 华南前汛期结束。	7 月 16—20 日甘肃河西强沙尘天气; 我国中东部准经向强降水过程; 下旬初热浪袭击韩国和日本。	8 月 1—5 日我国东部强降水过程。
2006 年	7 月中旬碧利斯台风在福建登陆后, 在浙、闽、粤、桂、赣、湘、黔和滇等地产生强降水过程。		
2007 年	6 月 15—16 日陕、甘、宁和川北经向型暴雨过程。	8 月 18 日圣帕台风在福建登陆以后, 在闽、赣、湘、黔产生强降水过程。	
2008 年	1 月 25—29 日中国南方低温雨雪冰冻灾害天气过程。	6 月 14—17 日中国中东部强降水过程。	

3 Rossby 波列下游效应产生的深槽型暴雨(雪)分析

3.1 2008 年 1 月 25—29 日中国南方雨雪冰冻天气过程

2008 年 1 月中旬至 2 月初, 我国南方地区出现 50 年一遇(部分地区百年一遇)的大范围持续低温雨雪冰冻天气。这次持续低温雨雪冰冻天气最突出的特点是: 江淮流域的降水具有夏季静止锋降水的性质, 所谓“冬行夏令”; 江南南部的冻雨历史上少见。“冬行夏令”形成的关键环流因素是: 2008 年 1 月亚洲

地区南支槽非常活跃,同时,副高西伸北抬其北界比多年平均偏北 5 个纬距(图略)。南支槽槽前和副高西北侧很强的西南气流将来自孟加拉湾、南海和热带西太平洋的暖湿空气源源不断输送到中国南部大陆,并在江南南部和华南北部形成了冻雨必要条件之一的持久温度高于 0℃的逆温层(暖盖)^[24]。

2008 年 1 月南方异常冰雪灾害天气由 4 次过程组成。其中 1 月 25—29 日的暴雪和冻雨天气降

水范围最广、强度最大、降水相态多样(图 3a 和 3b)。这次降水地区涉及我国西北东部、西南东部以及秦岭和黄河下游以南地区,江淮流域和江南大部出现大雪,局部地区出现暴雪;冻雨区出现在贵州全省和广西东北部,湖南大部、江西大部、浙江北部和安徽南部,而华南地区出现雨区。我们以这次降水过程为例,分析北半球副热带急流中 Rossby 波的下游发展效应的影响。

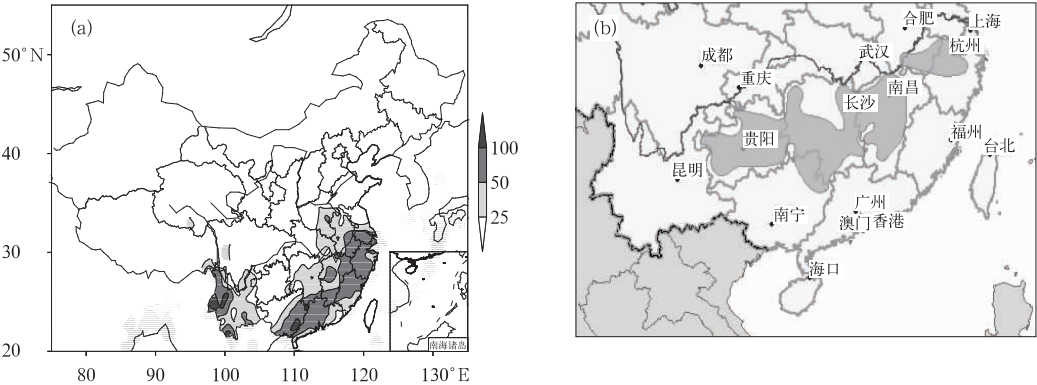


图 3 2008 年 1 月 25—29 日降水量(a, 单位:mm)和冻雨分布(b, 阴影区)
(引自中央气象台)

Fig. 3 The distributions of precipitation (a, mm) and freezing rain
(b, shaded) during 25—29 January 2008
(after Central Meteorological Office)

2008 年 1 月 25—29 日对流层中上层在 90°E 附近为低压槽,135°E 附近为高压脊,对应 135°E 高压脊的位置,西太平洋副热带高压位于 20°N,而在正常年的 1 月份副高脊线的位置位于 15°N(图略),这种环流是我国冬季强降水的典型形势。我们用 320 K 等熵位涡图表示对流层高层和平流层下层的环流形势的演变(图 4)。1 月 21 日 08 时在大西洋中部一个高位涡扰动开始发展(图略),1 月 24 日 08 时在 30°N、20°E 处一个高位涡舌发展最盛(图 4a)。1 月 26 日 08 时 85°E 处青藏高原西南部的高位涡舌加深向南扩展(图 4b),这时我国西南和华南地区处于槽前与西太平洋副高西北侧的西南暖湿气流中,开始出现了强降水(图略);另一方面,由于江南地区近地面层“冷垫”维持,大量暖湿空气在“冷垫”上空抬升,在江南大部和华南北部形成稳定、持久的逆温层,使得这些地区开始出现冻雨天气。1 月 27 日 08 时(图略)高位涡舌移到 90°E,这时正是江南冻雨最强的阶段。28 日 08 时(图 4c)高位涡舌移到 110°E 上空,同时,130°E 上空的低位涡脊发展达到

鼎盛,这是最有利于冬季强降水出现的“东高西低”形势,长江中下游和江南地区的降水达到最强。29 日 08 时高位涡舌移到我国东部,而主要降水区位于华南地区(图略)。到了 30 日 08 时,随着中国中东部的高位涡舌与日本南部的低位涡脊减弱消失(图 4d),这次降水过程结束。对比图 2 与图 3 可以看到,1 月 25—26 日 85°E 高空槽及 27—28 日 135°E 高空脊的发展与南支急流中 Rossby 波能量传播的下游效应有关。

从图 2 还可以看出,2008 年 1 月 1 日到 2 月 10 日,欧亚大陆南支急流中的 Rossby 波扰动非常活跃,有 3 次 Rossby 波下游传播过程。1 月初,源自大西洋的 Rossby 波向下游传播,1 月 5—7 日中东 55°E 附近的高空槽强烈发展,从 5 日开始,伊朗许多地区遭遇最严重的大雪袭击。1 月中下旬的 2 次 Rossby 波列其槽脊位相分布基本一致:大西洋中部 30°W、20°E 和 85°E 有稳定高空槽维持,而在 10°W 处、60°E 以及 135°E 有高空脊发展。同时,从 1 月 16 日开始至 2 月初,北半球副热带环流系统也呈准

静止 Rossby 波列分布,其槽脊位相分布与传播的 Rossby 波位相锁定。这使得欧亚大陆副热带地区在 20°E 和 60°E、85°E 和 135°E 分别有 2 对槽、脊持续维持与发展,而槽、脊对间很强的东西气压梯度,产生很强的南风气流,也从海洋上源源不断地向大陆输送了充沛的暖湿空气。正是由于准静止 Rossby 波列的稳定和 2 次扰动 Rossby 波列的下游发展效应及其位相锁定,从 1 月 16 日开始到 2 月初,

85°E 地区(青藏高原附近)持续有高空槽发展,而 135°E(日本南部)稳定有高空脊维持。在这个时段内我国南方地区连续遭遇 3 次低温雨雪冰冻天气:1 月 18—23 日、25—29 日以及 1 月 30 日至 2 月 2 日,其中以 1 月 25—29 日南方的严重暴雪及冻雨过程最为严重。南方地区可以说暴雪和冻雨持续 10 天,诚所谓“冰冻三尺非一日之寒”,南方诸省遭受严重冰雪灾害。

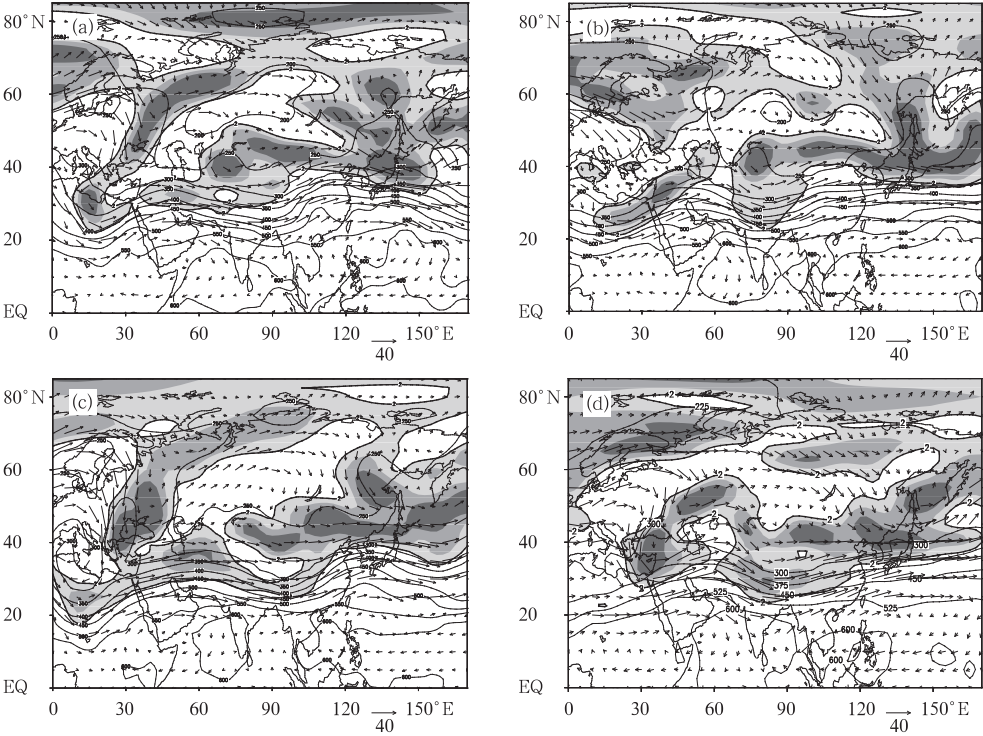


图 4 2008 年 1 月 24—30 日 320 K 等熵位涡(阴影区:2~8 PVU 区域,粗实线:2 PVU 线,1 PVU=10⁻⁶ m² · s⁻¹ · K · kg⁻¹)、风场(矢量线,单位:m · s⁻¹)和等压线(实线,单位:hPa):
(a) 24 日 08 时;(b) 26 日 08 时;(c) 28 日 08 时;(d) 30 日 08 时

Fig. 4 Charts during 24—30 January 2008 for the 320 K isentropical potential vorticity (shaded; areas with 2—8 PVU, thick solid: 2 PVU, 1 PVU=10⁻⁶ m² · s⁻¹ · K · kg⁻¹), wind field (lines with arrow, unit: m · s⁻¹) and isobaric lines (solid, unit: hPa) at
(a) 08:00 BT 24, (b) 08:00 BT 26, (c) 08:00 BT 28 and (d) 08:00 BT 30 January 2008

3.2 1996 年 7 月华北和洞庭湖暴雨过程

1996 年 7 月 8—11 日,中国东部地区出现了一次大范围的大一暴雨天气,局部地区为大暴雨,华北地区的主要降水时段出现在 7 月 8 日 20 时—10 日 20 时,降水主要集中在河北、陕西。除华北地区外,长江中下游是另一个暴雨中心,并且降水强度大于华北地区。

此次暴雨过程出现在东亚中纬度长波系统发生位相调整的时期。在暴雨过程前期(7 月 5—7 日)东亚地区高纬为一个阻塞高压所控制,90°~100°E 之间的中纬度地区是一个弱的高压脊,巴尔克什湖和朝鲜半岛附近为低压槽区,华北地区处在脊前的偏北气流中。在从上到下不同层次的等压面上,上述槽脊系统的位置基本一致,表现出相当正压的结构。图 5a 和 5b 分别是 7 月 8 和 11 日 200 hPa 的

天气图,可以看到,8 日随着 90°E 附近高压脊强烈发展,经向度加大,在其东侧与贝加尔湖的阻塞高压之间有一个低压槽开始发展。在对流层高、中层都可以看到低槽的发展,到 9 日 08 时,贝加尔湖以南形成了一个低涡,并不断扩大并南压,使原来高纬的

阻塞高压移到 120°E 以东(图略),11 日 08 时低压槽已经伸到长江以南。这一深厚的低槽系统造成冀中南、滇东、湘赣大部、皖南、浙北、苏南等地出现暴—大暴雨(图 6a、b)。

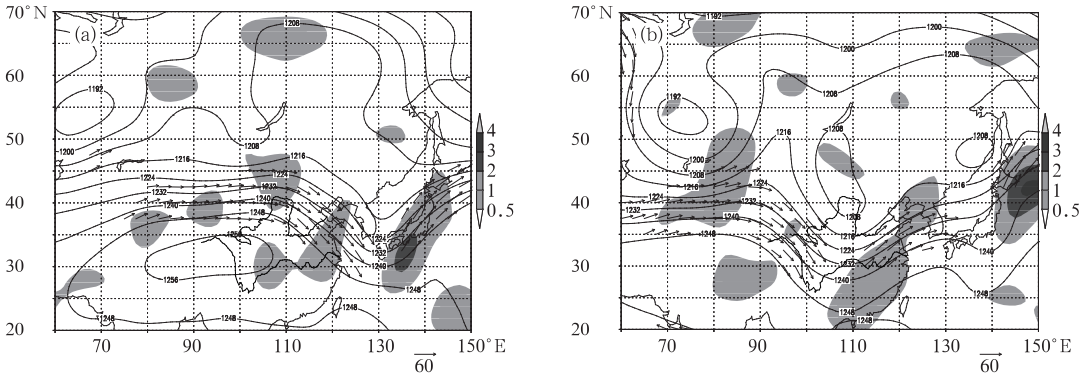


图 5 1996 年 7 月 8 日(a)和 11 日(b)200 hPa 位势高度(实线,单位: dagpm)、辐散区(阴影区,单位: 10^{-5} s^{-1})和急流(水平风速 $\geq 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)
Fig. 5 The 200 hPa geopotential height (solid, unit: dagpm), divergence area (shaded, unit: 10^{-5} s^{-1}) and jet stream (horizontal wind speed $\geq 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) at (a) 08:00 BT 8 July and (b) 08:00 BT 11 July 1996

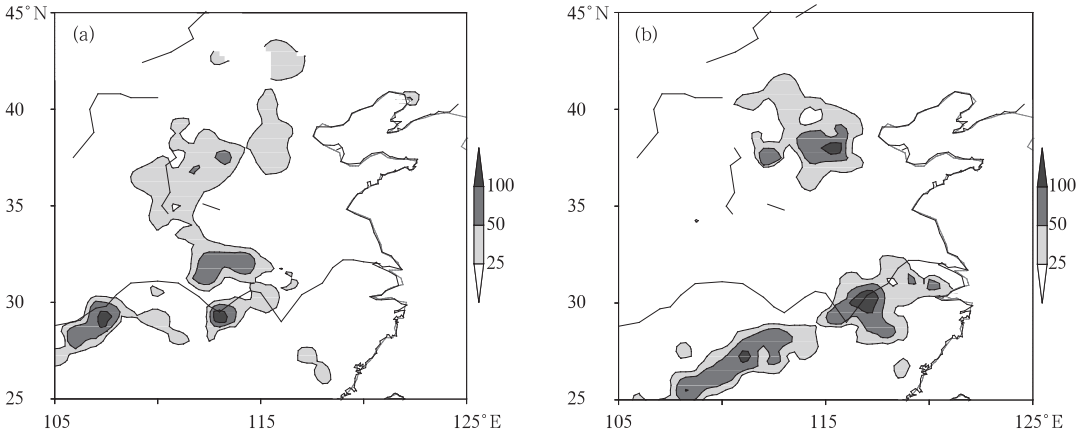


图 6 1996 年 7 月 8 日 20 时至 9 日 20 时(a)和 9 日 20 时—10 日 20 时(b)累积降水量(单位: mm)
Fig. 6 The accumulated precipitation amount (unit: mm) during time period of (a) 20:00 BT 8 to 20:00 BT 9 July and (b) 20:00 BT 9 to 20:00 BT 10 July 2008

图 7 是 1996 年 7 月 1—27 日 35°~45°N 平均的 200 hPa 经向风的 Hovmöller 图,由图 7 可见,7 月 3—13 日东北半球的 Rossby 波自西向东发生了一次位相调整,波数由 3 调整为 4。在这次位相调整过程中明显存在 Rossby 波列的能量频散,其能量传播的速度约为 1 天 17~18 个经度。调整后形成了稳定的准静止波列,并持续到近 7 月底。7 月 9 日以后 110°E 附近一直维持为准静止波列的槽区,有利于中国东部地区的降水。7 月 14—18 日、20—22 日、24—26 日低槽 3 次加强,都引起了中国东部地区明显的降水,7 月下旬华北地区几次明显的降

水过程正与西风槽的加强过程相对应(图略)。7 月 14—17 日洞庭湖地区出现了大暴雨和特大暴雨,4 天的降水量接近年平均值的 1/3。陶诗言等^[25]曾对这次暴雨过程进行了详细的分析,指出这次暴雨属于梅雨期末期梅雨锋西端深厚高空气压槽前端的持续性强暴雨,高空槽长时间维持导致槽前对流活动持续活跃,产生长时间强降水(图 8a、b)。

3.3 历史上著名的“58.7”和“63.8”洪涝灾害

1958 年 7 月 14—19 日黄河中游出现了历时 5 天的强降水,暴雨区集中出现在三门峡到花园口黄

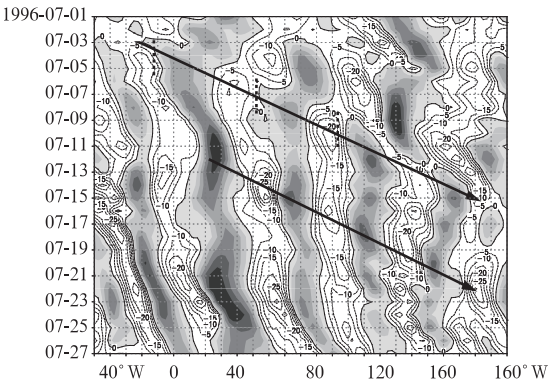


图 7 1996 年 7 月 1—27 日 35°~45°N 平均的 200 hPa 经向风的 Hovmöller 图
(图示说明同图 2)

Fig. 7 The Hovmöller chart of 200 hPa meridional winds averaged over 35°–45°N during 1–27 July 1996
Legend see Fig. 2

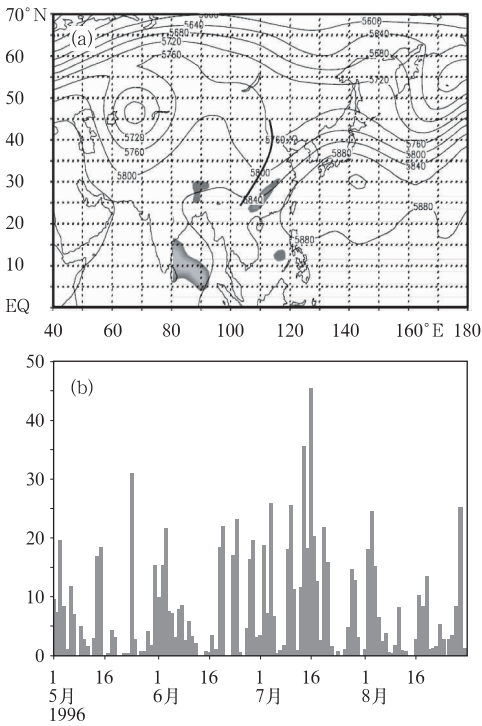


图 8 1996 年 7 月 14—18 日洞庭湖大暴雨的 500 hPa 平均形势(a,阴影表示 TBB≤−32℃;粗实线表示槽线)及 1996 年 5—8 月湖南省区域平均逐日降水量演变(b)
(引自陶诗言等,2003,图 3.3.1 和图 3.3.2)

Fig. 8 (a) The mean 500 hPa geopotential height (unit: gpm) during 14–18 July 1996 of Dongting Lake heavy rainfall (shaded; TBB≤−32℃, thick solid; trough), (b) Daily precipitation amount averaged over Hunan Province during May to August 1996 (after Tao et al. 2003)

河干流区及伊、洛、沁河流域。7 月 18 日花园口出现了 $22300\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 的最大流量,一度中断了南北铁路交通。这是 1949 年以来黄河最大的一次洪峰流量。1963 年 8 月上旬,为时一周的持续性强降水在河北省太行山东麓地区造成了有气象记录以来的特大洪水,过程总降水量的最大值达到 1329 mm。陶诗言等^[26]的分析指出,“58.7”暴雨发生在中纬度长波有反位相调整的变化时期,而“63.8”暴雨出现在大尺度环流稳定维持期,暴雨期中纬度的主要环流形势都为经向型,暴雨区的西侧为大陆高压,东侧有日本海高压,在暴雨区形成狭长的深槽。关于这两次特大暴雨的分析已有许多研究报告,无须赘述,我们仅从 Rossby 波下游效应的角度分析深槽的发展机制,及其对降水落区的影响。

由图 9 可见,在“58.7”暴雨过程中同样存在准静止 Rossby 波列的能量频散,由 7 月 6—7 日 10°W 附近的西风槽发展所触发,Rossby 波列能量传播速度约为 1 天 19~20 个经度,远大于西风槽的移速(约 1 天 2.5 个经度)。两天半后 38°E 附近低槽开始发展,7 月 11 日由 90°E 东移到 105°E 附近的高空槽开始强烈发展,并一直维持到 7 月 15 日。7 月 16 日高空槽开始减弱,18 日原来的槽区已变为弱脊区。7 月 16—17 日的演变也即陶诗言等^[26]所指的长波调整时期。由图 8 可知这次长波调整也受到另一次准静止 Rossby 波列的能量频散的影响。

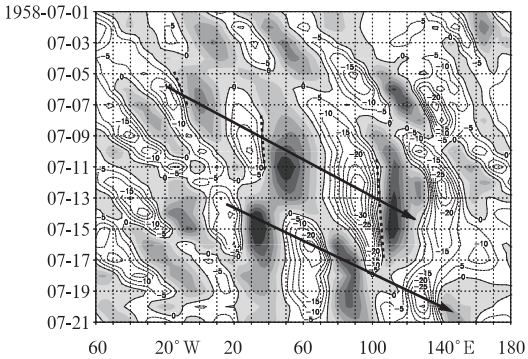


图 9 1958 年 7 月 1—21 日 35°~45°N 平均的 200 hPa 经向风 Hovmöller 图
(图示说明同图 2)

Fig. 9 The Hovmöller chart of 200 hPa meridional winds ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) averaged over 35°–45°N during 1–21 July 1958
Legend see Fig. 2

前述分析表明,105°E 的高空槽从 7 月 11 日即开始加强,而黄河中游的暴雨出现在 7 月 14—19

日,其中最主要的强降雨时段出现在 15 日 20 时至 17 日 08 时。从图 10 可以看到,7 月 11—15 日的强降水表现为沿京津冀—河南—湖北—湖南的一条狭长雨带。雨带的走向与 200 hPa 高空深槽前的辐散区一致,由于槽区的经向跨度大,其东侧的副热带高压脊线也近似南—北向,850 hPa 上槽前至副高西

缘有明显的南风向暴雨区输送水汽。7 月 16—17 日,高空槽减弱并在黄河上游地区形成切断低涡,有台风在福建沿海登陆,副高西伸北抬,850 hPa 南风转为东南风急流,110°E 附近成为主要的辐合上升区,因此暴雨区西移至黄河中游地区。

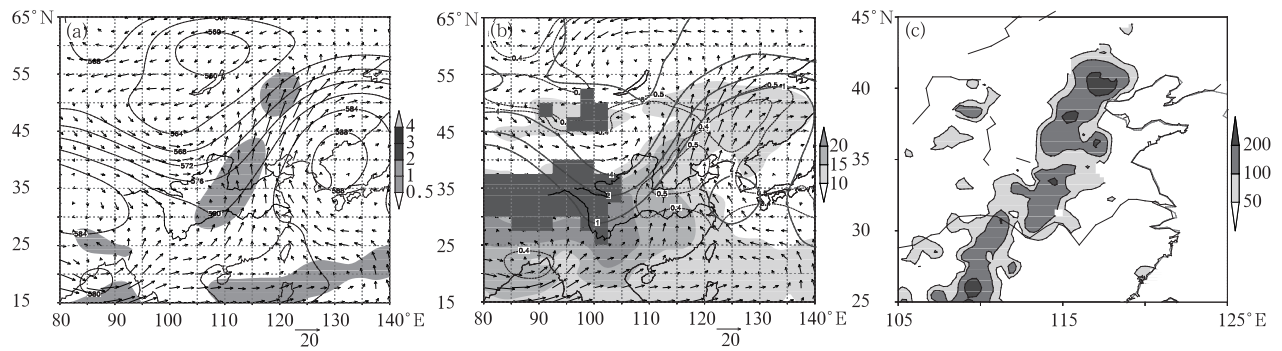


图 10 1958 年 7 月 11—15 日平均等压面形势(a, 等值线为 500 hPa 高度场; 阴影区为 200 hPa 辐散区, 单位: 10^{-5} s^{-1} ; 矢量为 850 hPa 急流, 水平风速 $>10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)、(等熵面形势图, b, 实线为 350 K 等熵面位涡, 虚线为 305 K 等熵面 0.5 位涡等值线, 浅色阴影为 305 K 等熵面比湿, 矢量为 305 K 等熵面风场, 深色阴影区为地形高度大于 1500 m 的地区)及 7 月 10 日 20 时至 15 日 20 时累积降水量(c)
Fig. 10 The charts during 11—15 July 1958 for (a) 500 hPa mean geopotential height (unit: dagpm), shaded: 200 hPa divergence area (unit: 10^{-5} s^{-1}), arrowed lines: 850 hPa jet (horizontal wind speed $>10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) and (b) isentropical pattern, solid: 350 K isentropical PV, dashed: 305 K isentropical PV, light shaded: specific humidity at 305 K isentropical level, arrowheaded lines: 305 K isentropical wind field, dark shaded: areas with altitude more than 1500 m; as well as (c) the accumulated precipitation amount during 20:00 BT 10 to 20:00 BT 15 July 1958

与前面分析的几次深槽暴雨相比,“63.8”暴雨过程中上游 Rossby 波列传播到 110°E 附近的能量要弱一些,对流层高层调整为低压槽区,但发展南压不强烈(图 11),在对流层高层形势调整前,对流层中低层黄河中下游地区就处于弱的低压区中,沿副高西侧有 850 hPa 南风气流向华北地区输送水汽。降水主要集中在黄河以南地区,是由向东北移动的西南涡所造成的(图略)。从图 12 上可以看出,8 月 4—8 日对流层高层环流的调整使得对流层中低层的低压区和偏南风水汽输送得以维持并增强,日本附近洋面缓慢移动的台风外围的偏东气流也向华北输送水汽,由于高空槽位置偏北,200 hPa 槽前的辐散区正位于黄河以北的华北东部地区,加强了该地区的低层上升运动。这种稳定维持的环流形势是“63.8”暴雨形成的主要原因。8 月 4—8 日平均的 350 K 等熵面上 2 PVU 等值线位于 43°N 以北,而在前面几个例子中深槽发展强烈时 2 PVU 线可南压到 35°N 附近。这可能与欧亚大陆东部高空西风急流的位置偏北有关。

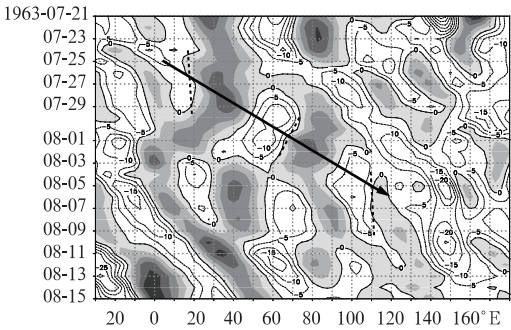


图 11 1963 年 7 月 21 日至 8 月 15 日 35°~45°N 平均的 200 hPa 经向风 Hovmöller 图, (图示说明同图 2)
Fig. 11 The Hovmöller chart of 200 hPa meridional wind averaged over 35°—45°N during 21 July to 15 August 1963 (Legend see Fig. 2)

4 Rossby 波列下游效应对台风暴雨影响的分析

4.1 2006 年 7 月 13—18 日“碧利斯”引发的致洪暴雨

2006 年 04 号强热带风暴碧利斯于 7 月 14 日

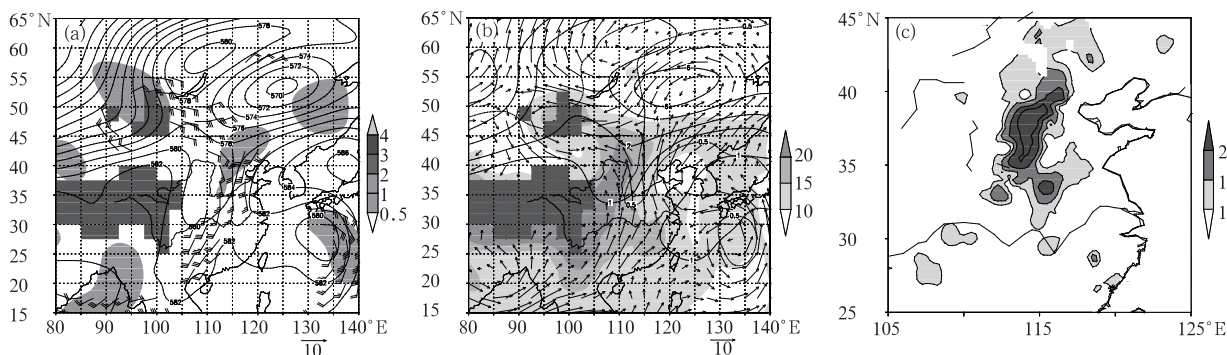


图12 1963年8月4—8日平均等压面形势(a)等熵面形势(b)和累积降水量(c)

(图注说明同图10)

Fig. 12 The charts during 4—8 August 1963 for (a) 500 hPa geopotential height (unit: dagpm), (b) isentropical pattern, and (c) accumulated precipitation amount (unit: mm).

(Legend see Fig. 10)

12时50分(北京时,下同)在福建霞浦县登陆。接着转偏西行,14日16时在闽侯县境内减弱为热带风暴,15日01时进入江西,16时减弱为热带低压。此后,其强度虽继续减弱,但仍维持低压环流,同时转为西偏南移动,15日晚上进入湖南省南部,后又进入广西北部,18日消失在云南省东部。“碧丽斯”登陆前后及在沿途都造成了强降水(图13)。7月13—18日浙江南部、福建东部、广东东部以及江西和湖南两省的南部地区总降水量达200~400 mm。浙江、福建等六省遭受了严重的洪涝、滑坡和泥石流灾害,因灾死亡637人,失踪210人,这也是自1998年大洪水以来,人员伤亡最为严重的一次特大灾害。

“碧利斯”登陆后维持时间长达120小时,出现了罕见的长生命史,正是长久不消的台风低压环流酿成了巨大暴雨灾害。2006年7月13—18日平均的500 hPa位势高度场上,40°N附近东亚地区高压脊强烈发展,出现了闭合高压;同时,亚洲夏季风活跃,对流活动强^[27]。高压南侧的偏东风与西南暖湿气流汇合形成一条东西走向的水汽辐合带,使得热带风暴碧利斯登陆后,沿着这条辐合带自东向西移动(图12),在南方六省产生大范围致洪暴雨^[28]。周丽峰^[29]指出西南季风云系卷入热带低压,增强了热带低压的水汽和能量输入,是“碧利斯”热带低压得以长久维持的一个重要原因,而黄海副高南落加强西伸与大陆高压合并加强,高压南侧东北风的牵引作用是“碧利斯”路径西偏南的主要原因。大陆高压为何强烈发展、副高为何会加强西伸,这是值得讨论的问题。陶诗言等^[23]指出亚洲急流上的准静止 Rossby 波的活动可以调整西太平洋副高西伸北跳(南撤东退)。以下我们仍从 Rossby 波的能量频散

角度探讨大陆高压加强和西太平洋副高西伸的动力机制。

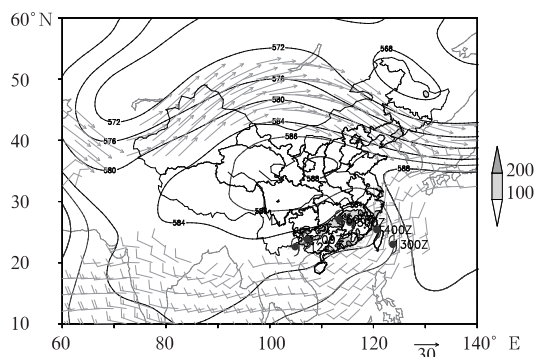


图13 2006年7月13—18日的平均环流: 200 hPa 的强风速带(矢量线大于 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$); 500 hPa 位势高度(等值线,单位: dagpm); 850 hPa 风场(风标线为风速大于 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$); 累积降水量(阴影区)以及逐日08时(北京时)台风位置

Fig. 13 The mean circulation during 13—18 July 2006; 200 hPa high wind belt (arrowed line more than $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), 500 hPa geopotential height (unit: dagpm) 850 hPa wind field (wind barb more than $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), accumulated precipitation amount (shaded) and daily typhoon position at 08:00 BT

图14是2006年7月11—25日沿35°~45°N 200 hPa平均高度距平 Hovmöller 图。7月10—12日经度0°上出现负距平中心,13—14日在40°E有正距平中心,15—16日80°E处有负距平中心(中亚地区出现低温天气),17—18日110°E有正距平中心(中国中部出现高温酷暑),在18—19日150°E有负距平中心(韩日等国出现暴雨),到了7月下旬初,美国中西部出现热浪天气与120°W发展加强的高压脊有关。同样,Rossby波的能量向下游传播的群

速度,远远快于图上各个高空槽和脊向下游传播的速度。中国中部的高压脊从 15 日开始加强并于 17—18 日达到鼎盛,使得副高西伸,在台风低压环流的北侧筑成“高压坝”,引导其西行并加强了与西南季风的辐合气流。

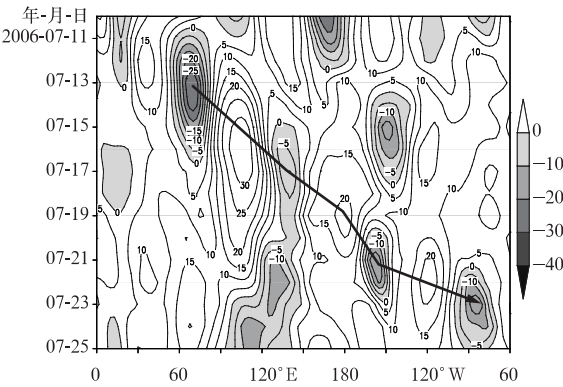


图 14 2006 年 7 月 11—25 日沿 35°~45°N 平均的 200 hPa 位势高度距平 Hovmöller 图 (图示说明同图 2)

Fig. 14 The Hovmöller chart of 200 hPa geopotential height anomaly averaged over 35°—45°N during 11—25 July 2006 (Legend see Fig. 2)

mm,6 小时降雨量 830.1 mm,1 小时降雨量 218.1 mm。以上雨量均超过我国大陆历次暴雨纪录,其中林庄 6 小时雨量为世界最高纪录^[26]。

1975 年 8 月 4 日,7503 号台风穿越台湾岛后在福建晋江登陆,此后,这个登陆台风经江西到湖南,在常德附近突然转向北渡长江直入中原腹地。7—8 日台风在河南省驻马店附近停滞 2 天,以后向西移动并消失。陶诗言等^[26]在“中国之暴雨”一书中分析 7503 号台风停滞的原因时指出,8 月 4 日前后由于北半球西风带大形势的调整,使得在台风的北部高空建立一个高压坝。事实上西风带大形势的调整和高压坝的建立也与 Rossby 波列下游发展效应有关。从图 15 中可以看到,7 月底有个低压扰动在大西洋东部(15°W)发展,激发了一列 Rossby 波列向下游传播,一直到了 150°E 附近的西太平洋地区。8 月 3—4 日 75°E 高空槽的强烈发展,致使东亚大气环流发生了调整:4 日以前中国中部为弱低压槽控制(图 16a),依此形势 7503 号台风的路径可能是北上,对中原腹地的影响较小。而由于 5—9 日大陆上空高空反气旋发展强盛,在 35°N 以北、120°E 以西为一经向度大的高压脊,该高压与副热带高压在我

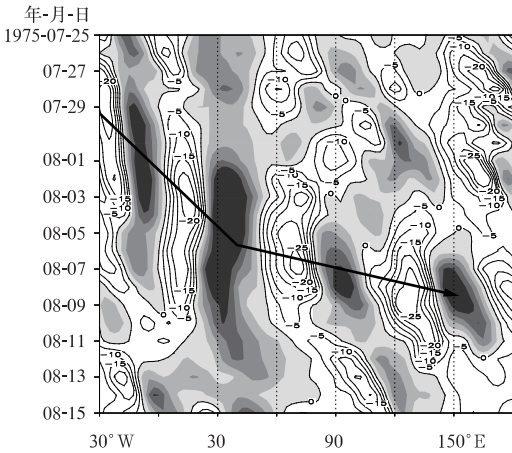


图 15 1975 年 7 月 25 日至 8 月 15 日 35°~45°N 平均的 200 hPa 经向风场时间-经度剖面 (图示说明同图 2)

Fig. 15 The time-longitude cross section of 200 hPa meridional wind field averaged over 35°—45°N during 25 July to 15 August 1975 (Legend see Fig. 2)

4.2 “75.8”河南特大暴雨

1975 年 8 月 5—7 日,受 7503 号台风深入内陆的影响,河南省中部与淮河上游地区普降暴雨。3 天最大降雨量为 1605.3 mm,24 小时降雨量 1060.3

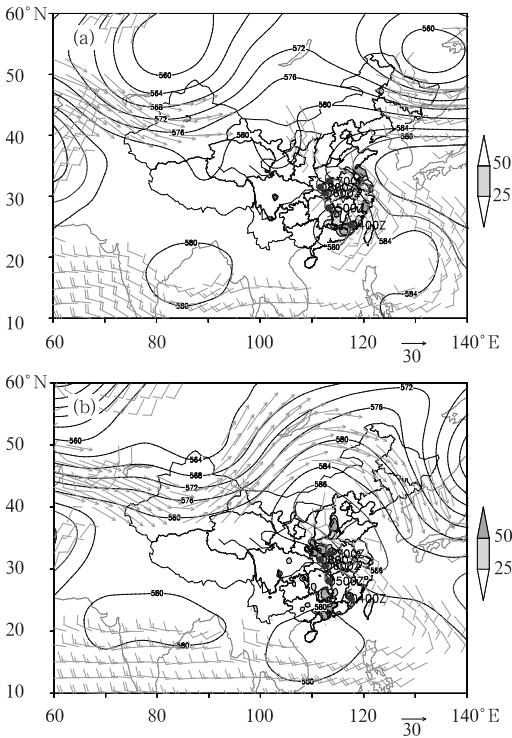


图 16 1975 年 8 月 4 日(a)和 8 日(b)的环流(图注说明同图 13)

Fig. 16 The circulation and precipitation amount charts on (a) 4 August and (b) 8 August 1975 (Legend see Fig. 13)

国东北、华北一带在经向方向相叠加组成“高压坝”(图略)。7503 号台风在“高压坝”南侧偏东气流引导下,其减弱的低压环流一直深入内陆。8 月 7—9 日由于台风停滞在伏牛山脉与桐柏山脉之间的大弧形地带,这里有大量三面环山的马蹄形山谷和两山夹峙的峡谷。南来气流在这里发生剧烈的上升运动,造成历史罕见的特大暴雨(图 16b)。

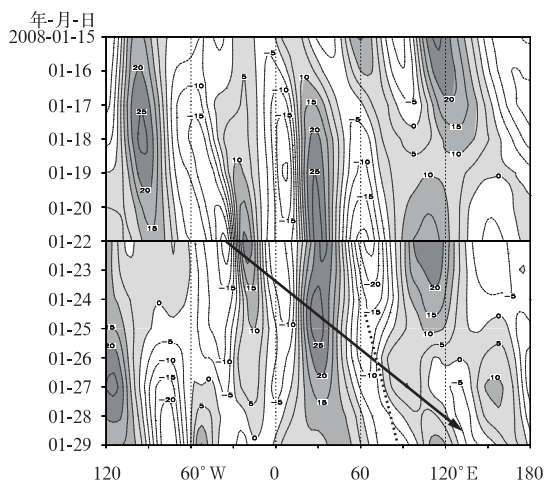


图 17 2008 年 1 月 15—29 日沿 $20^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 平均的 200 hPa 经向风时间-经度剖面, 15—22 日为 NCEP 再分析资料;23—29 日为 ECWFM 预报场(22 日 08 时初始场)
(图示说明同图 2)

Fig. 17 The time-longitude cross section of the 200 hPa meridional winds ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) averaged over $20^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ during 15—29 January 2008, in which the NCEP reanalysis data are used for the time period of 15—22 January, and the ECMWF prediction field (initiated at 08:00 BT 22 January) for 23—29 January.
(The symbols are the same as in Fig. 2)

5 结 语

本文对近几年和历史上著名的中国深槽型暴雨和台风暴雨进行了个例分析,发现深槽的形成与发展、登陆台风的路径与长生命史均受到了上游准静止 Rossby 波列能量频散的影响。THORPEX 科学计划指出,Rossby 波列能量频散对提高高影响天气的中期预报能力非常必要。我们根据 ECMWF 2008 年 1 月 22 日 08 时(北京时,下同)发布的 1 月 23—29 日每天大气环流预报场资料,作出 1 月 15—29 日沿 $20^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 平均的 200 hPa 经向风时间-经

度剖面(图 17,其中 15—22 日为 NCEP 再分析资料 23—29 日为 ECWFM 预报场资料,22 日为初始场)。可以看出,从 1 月 16 日开始至 29 日,北半球副热带环流系统呈准静止 Rossby 波列分布,而从 1 月 21 日开始,在大西洋中部 30°W 处有一个高空槽强烈发展,23—24 日 20°E 有高空槽发展,25—26 日 85°E 有高空槽发展。这一上、下游高空槽相继发展加深过程与 NCEP 再分析资料的分析结果基本吻合(图 2)。图 17 说明 ECMWF 中期数值预报模式对 Rossby 波的下流发展效应有一定的预报能力。Krishnamurti^[20]利用佛罗里达州立大学超级集成数值模式实时天气预报系统的中期数值预报场,分析得到了类似观测到的 Rossby 波列下游传播特征。他们还指出,由于数值天气预报模式提前 5 天预报 500 hPa 位势高度场异常的相关系数可以达到 0.7~0.8,因而,尽管在暴雨和洪涝过程中,只能进行提前 1~2 天有效预报的中尺度过程非常重要,但我们能够从目前全球模式对大尺度环流系统较高的预报技巧中增加对暴雨和洪涝过程的可预报性^[30]。

通过上述分析,可以得到以下主要结论:

(1) Rossby 波列的下流发展效应是中国严重洪涝灾害的重要制造者。

(2) Hovmöller 图是分析 Rossby 波列下游发展效应的一个简单、直观和有效的工具。

(3) 亚洲急流区 Rossby 波的能量传播过程,是东亚高空槽发展加深的重要动力机制。如 Hoskin 和 Ambrizzi^[14]所指出的,副热带急流类似一条波导使正压 Rossby 波能量沿急流传播。华北地区处在欧亚大陆副热带西风急流下方,如果沿急流传播的准静止 Rossby 波能量使 110°E 附近形成深厚的低压槽或使原有西风槽发展加强,提供由天气尺度强迫产生的强上升运动,则非常有利于华北出现暴雨过程。1949 年以后华北地区夏季的几场著名的历史大洪水均由于 Rossby 波列的下流发展效应引起。

(4) 西太平洋台风或热带风暴登陆中国后,其低压环流深入内陆时,可造成持续性强暴雨并产生严重洪涝灾害。当欧亚中高纬 Rossby 波活动的下流效应导致在 40°N 附近东亚地区对流层高层和中层高压脊强烈发展出现了闭合高压时,而同时,有西太平洋台风或热带风暴登陆中国,受大尺度环流场引导气流的影响,台风往往取西行或西北行路径,如果在同时来自海上的季风涌强烈,这个条件将延长其

环流系统的生命史,使得台风产生大范围致洪暴雨。

(5)对于暴雨的中期预报,关键是抓住亚洲高空急流中 Rossby 波能量传播过程中大形势的突变与调整。中期数值预报模式对此有一定的预报能力,这为我们提高此类暴雨的中期预报水平开辟了新的途径。因此,在暴雨的预报业务中,应监测 Rossby 波的下游效应。

参考文献

- [1] Melvyn A Shapiro and Alan J Thorpe. THORPEX International Science Plan[R]. WMO/TD No. 1246, 2004, 1-51.
- [2] Rossby C G. On the propagation of frequencies and energy in certain types of oceanic and atmospheric waves[J]. J Atmos Sci, 1945, 2: 187-204.
- [3] Rossby C G. On a mechanism for the release of potential energy in the atmosphere[J]. J Atmos Sci, 1949, 6: 163-180.
- [4] Yeh, Tu-cheng. On energy dispersion in the atmosphere[J]. J Atmos Sci, 1949, 6: 1-16.
- [5] George P Cressman. On the forecasting of long waves in the upper westerlies[J]. J Atmos Sci, 1948, 5: 44-57.
- [6] Hovmöller E. The trough and ridge diagram[J]. Tellus, 1949, 1: 62-66.
- [7] Blackmon M L, Lee Y H, and Wallace J M. Horizontal structure of 500-mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales[J]. J Atmos Sci, 1984, 41: 961-979.
- [8] Blackmon M L, Lee Y H, Wallace J M, et al. Time variation of 500-mb height fluctuations with long, intermediate, and short time scales as deduced from lag-correlation statistics[J]. J Atmos Sci, 1984, 41: 981-991.
- [9] Hoskins B J and Karoly D J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing[J]. J Atmos Sci, 1981, 38: 1179-1196.
- [10] Nitta T S. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 1987, 65: 373-390.
- [11] Tércio Ambrizzi, Hoskins Brian J, and Huang-Hsiung Hsu. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the Austral winter [J]. J Atmos Sci, 1995, 52(21): 3661-3672.
- [12] 黄荣辉. 第七讲 大气中的波动 [J]. 气象, 1983, 9(8): 35-39.
- [13] 李崇银. 第八讲 长波和超长波动力学 [J]. 气象, 1983, 9(9): 35-39.
- [14] Brian J Hoskins and Tércio Ambrizzi. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow[J]. J Atmos Sci, 1993, 50(12): 1661-1671.
- [15] Chang, E K M and Yu D B. Characteristics of wave packets in the upper troposphere. Part I: Northern Hemisphere winter[J]. J Atmos Sci, 1999, 56: 1708-1728.
- [16] Chang E K M. Characteristics of wave packets in the upper troposphere. Part II: Seasonal and hemispheric variations [J]. J Atmos Sci, 1999, 56: 1729-1747.
- [17] Chang Hi Joung and Matthew H Hitchman. On the role of successive downstream development in East Asian polar air outbreaks[J]. Mon Wea Rev, 1982, 110(9): 1224-1237.
- [18] Krishnamurti T N, Tewari M, Chakraborty D R, et al. Downstream amplification: A possible precursor to major freeze events over southeastern Brazil[J]. Weather and Forecasting, 1999, 14: 242-270.
- [19] ECMWF. Central European floods during summer 2002[R]. ECMWF Newsletter, 2002, No. 96-Winter 2002/03, 18-28.
- [20] Krishnamurti T N, Vijaya Kumar T S V, Rajendran K, et al. Antecedents of the flooding over southeastern England during October 2000[J]. Weather, 2003, 58: 367-370.
- [21] Alan Plumb R. On the three-dimensional propagation of stationary waves[J]. J Atmos Sci, 1985, 42: 217-229.
- [22] Takaya K, Nakamura H. A formulation of a phase independent wave activity flux for stationary and migratory quasi-geostrophic eddies on a zonally varying basic flow[J]. J Atmos Sci, 2001, 58(6): 608-627.
- [23] 陶诗言, 卫捷. 再论夏季西太平洋副高的西伸北跳[J]. 应用气象学报, 2006, 17(5): 513-525.
- [24] 陶诗言, 卫捷. 2008 年 1 月我国南方严重冰雪灾害过程分析 [J]. 气候与环境研究, 13(4): 337-350.
- [25] 陶诗言, 张小玲, 张顺利. 长江流域梅雨锋暴雨灾害研究 [M]. 北京: 气象出版社, 2003: 91-102.
- [26] 陶诗言等. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 1980: 162-171.
- [27] 陈红, 卫捷, 孙建华, 等. 2006 年夏季主要天气系统及环流特征分析[J]. 气候与环境研究, 2007, 12(01): 8-16.
- [28] 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[J]. 气象, 2007, 33(3): 10-18.
- [29] 周丽峰. 0604 号强热带风暴碧丽斯演变特征及灾害成因初步研究[J]. 科技导报(北京), 2006, 24(9): 16-20.
- [30] Krishnamurti T N, Rajendran K, Vijaya Kumar T S V, et al. Improved skills for the anomaly correlation of geopotential heights at 500 hPa[J]. Mon Wea Rev, 2003, 131(6): 1082-1102.