

东亚地区夏季阻塞过程的研究进展*

张存杰 宋连春 李耀辉

(中国气象局兰州干旱气象研究所与减灾重点实验室, 兰州, 730020)

摘 要

阻塞过程是一种大尺度的大气环流持续性异常现象,它一旦出现会造成大范围的天气和气候异常。对阻塞过程的定义多种多样,有根据阻塞的气候特征进行定义的,也有根据阻塞的天气特征进行定义的,研究时根据不同的情况应选择不同的定义。人们用平衡态理论、外源强迫下的共振理论、非线性孤立波理论、斜压性及波流相互作用等理论对阻塞过程进行了研究,得到了许多有意义的研究结果。东亚夏季的阻塞过程对中国的天气气候有重要影响,东北地区的夏季低温、华北地区的干旱、长江中下游和江淮地区的梅雨和洪涝灾害等都与东亚阻塞过程有关。人们对东亚夏季的阻塞过程形成原因的研究很多,发现乌拉尔山阻塞高压崩溃后, Rossby 波的传播、青藏高原及其附近地区暖湿空气的传输和赤道西太平洋海温异常激发的遥相关波列等对东亚夏季阻塞过程的形成有重要影响。

关键词: 大气环流, 东亚地区, 阻塞过程, 天气异常。

1 引 言

大气的低频变化已经引起人们的普遍关注,而这种变化是由于大气环流中某些大尺度环流持续性异常造成的,阻塞形势就是一种常见的大尺度持续流型,它不但影响所在地区的天气气候,也造成其上下游的特殊环流型,从而引起大范围的天气异常^[1,2]。如 1976 年夏季西欧的干旱,1988 年美国中西部的严重干旱,1980 年 6~8 月中国出现的“南涝北旱”,1991 年中国江淮流域出现的严重洪涝,1998 和 1999 年的长江中下游出现的洪涝灾害等,都是由于在特定区域维持的阻塞形势影响的结果。中国夏季的天气和气候异常与东亚地区(主要指 110~150°E 中高纬的东北亚地区)的阻塞过程密切相关。因此,对阻塞现象的气候特征、成因及其维持机制的研究越来越重要,这不但是大气科学理论上一个引人注意的研究课题,也是中期天气预报和短期气候预测工作急需解决的重要问题。自 20 世纪 40 年代以来,人们在这方面进行了大量的研究工作,其中有阻塞高压的气候学和天气学研究工作,发现了阻塞高压具有出现位置的地域性、时间上的持续性和移动上的准静止性等特征;还有阻塞高压的数值模拟工作和理论研究等工作,这些工作在人们对阻塞高

压的认识方面起了积极的作用。但是在阻塞高压的形成、维持和衰退的物理机制方面还没有形成统一的认识,以至于天气预报和气候预测难以取得突破性进展。在这方面需要进行更深入的研究。

2 阻塞过程的定义

关于阻塞过程的确定和怎样识别是一个基本难题,不少学者曾经给阻塞过程下过定义。例如, Dole^[3]提出:只要 500 hPa 位势高度与气候平均的正偏差达一个标准差或以上,在至少一个格点持续至少 10 d,就算出现阻塞。这里 10 d 持续时间和 100 gpm 距平的标准是经验决定的。他还指出,对正距平持续出现的有利地区有 3 个:即北太平洋地区、北大西洋地区和欧洲北部地区。Rex^[4]整理了 1933~1950 年北太平洋和北大西洋的阻塞高压的活动资料,给阻塞下了一个比较完整的定义:(1)在西风带必须观测到从上游的纬向型向下游的经向型的明显转变;(2)基本西风气流要分成明显的两支,每支都输送大量的质量;(3)这两支急流的长度必须大于 45 个经度,并维持 10 d 以上。Shukla 和 Mo^[5]则把阻塞泛指为环流大范围的持续性异常,并用正距平达 100 gpm 或以上,持续 7 d 或以上这个统一标准研究了四季持续距平出现的频数分布,指出北

* 初稿时间:2003 年 8 月 5 日;修改稿时间:2003 年 12 月 3 日。

资助课题:国家科技基础性工作专项资金项目(2001DEA30029-06);国家自然科学基金项目(40205015)资助。

半球有 3 个频数最大中心。北大西洋和北太平洋与 Elliot 和 Smith^[6] 及 Rex^[4] 的结果相同, 但第 3 个最大值却出现在乌拉尔山地区附近。Elliot 和 Smith^[6] 指出太平洋阻塞活动较频繁, 而 Rex^[4] 则认为大西洋阻塞活动较频繁, 可见对阻塞的定义与不同作者的研究对象有关, 不同的标准会得出不同的结果。

章基嘉、陈菊英等^[7] 认为阻塞形势代表一种大尺度环流的持续异常, 不应该用逐日天气图对阻塞高压进行研究, 而应该用月平均的高度场来研究, 因为月平均图上的阻塞形势反映了逐日阻塞系统的持续活动, 代表着滤去高频波后的阻塞低频部分。他们对 1951~1988 年共 456 个月的北半球逐月 500 hPa 平均高度图进行了调查研究, 发现中纬度 (45~65°N) 月平均图上的阻塞形势主要有以下几种类型: (1) 在阻塞流型中包含一个闭合的高压中心, 西风气流在其西侧分成西北和西南两支, 并在其东侧汇合; (2) 在阻塞流型中北方有一个闭合的高压中心, 南方有一个闭合的低压中心, 气流也有明显的分支和汇合; (3) 阻塞形势中不包括高、低气压中心, 但气流的分支和汇合现象仍很明显; (4) 无明显分支现象, 上游的纬向型转为下游的经向型。他们利用计算阻塞形势的面积指数的方法来确定阻塞过程, 具体做法是, 首先计算历年各月 45 和 65°N 两个纬圈上的 5°×5° 经纬格点的高度对纬圈平均的偏差值, 然后求出这两个纬圈的每个经度上两个格点的合成纬偏值, 再对合成纬偏值进行梯形数值积分。通过这种方法计算的结果与实况比较, 拟合率平均为 0.84, 最高可达 0.93, 看来用计算阻塞形势面积指数来识别阻塞过程是一种比较客观的方法, 但计算起来比较复杂。

孙墨国^[8] 根据阻塞高压发生时大尺度环流特征及其天气学特征, 给出了阻塞高压的定义: (1) 要有高压中心存在; (2) 高压中心位于 50~75°N; (3) 高压中心移动速度在 1 d 内沿纬圈方向不超过 7~8 个经度; (4) 高压中心维持至少 5 d。陆日宇和黄荣辉^[9] 根据这个定义, 对北半球夏季阻塞高压进行了统计, 发现阻塞日数最多的地区在东北亚, 即 110~150°E 的中高纬地区, 包括俄罗斯滨海地区和鄂霍茨克海(简称“鄂海”)地区。东亚阻塞高压在夏季发生频率最多的独特性质, 说明它对中国东部地区夏季气候异常有重要影响。

迄今为止, 对阻塞高压的定义有许多种。目前

看来, 定义大致可以分为两类, 一类是利用风场, 主要根据阻塞高压存在期间西风急流分支或高压前后的经向风差异来定义; 另一类是利用位势高度场的异常进行定义。根据这两类定义都可以给出客观性的定义, 可以利用计算机在大量的资料中去识别阻塞高压。因为位势高度异常比风速异常更具确定性, 所以, 第二类定义用得比第一类广泛, 特别是在讨论北半球阻塞高压时。

3 阻塞过程的理论和成因研究

3.1 阻塞过程的理论研究

大气中的阻塞动力学一直是大气动力学中所要解决的重要问题之一, 随着数学的发展, 阻塞动力学的研究也取得了较大的进展。20 世纪 70 年代以来, 人们提出了平衡态理论、外源强迫下的共振理论、非线性孤立波理论等来解释阻塞形势形成的机制。Charney 等^[10] 提出了大气环流的非线性多平衡态理论。研究表明, 对于没有强迫和耗散作用的正压大气, 在地形作用下有 3 个平衡态, 其中 2 个是稳定的, 中间 1 个是不稳定的。2 个稳定的平衡态中, 在共振附近且小于共振值的称为次共振平衡态, 大于共振值的称为超共振平衡态。超共振稳定平衡态的流型是高指数环流, 基本流是纬向的, 没有阻塞系统出现; 而次共振稳定平衡态的流型是低指数环流, 在北大西洋和北太平洋上有阻塞高压存在, 其位置在大洋东部和大地形(欧亚大陆和北美大陆)西部, 这种分布与实际分布比较一致。由此可见, 在大地形作用下, 当这种外界强迫作用增强可使纬向气流变得很弱而接近共振特性, 于是流型振幅增大, 结果导致阻塞形势的出现。由于这种流型具有稳定的平衡态特性, 所以维持的时间很长。这同时也意味着阻塞形势的出现和崩溃与外界强迫作用的改变有关。

自 20 世纪 70 年代后期以来, 人们开始注意到天气尺度斜压不稳定扰动的涡度输送在阻塞高压维持中的作用。比较认可的是 Hoskins 等^[11] 的观点认为天气尺度的斜压波的能源输送是阻塞高压维持的关键。Green^[12] 在分析了 1976 年 7 月欧洲沿岸阻塞高压期间时变扰动西风动量的向北输送 $u'v'$ 的特点以后指出, 时变扰动的动量输送有加强时间平均阻塞环流的作用。Illan^[13] 在分析了一个例 300 hPa 时间平均准地转位涡的维持情况后也指出, 时变扰动的位涡输送有显著减弱平均流位涡平

流引起的阻塞高压东移的作用,从而有利于阻塞高压在原地稳定维持。Holopainen 等^[14]在分析了 1979 年 2 月 16~25 日欧洲阻塞高压高频(2.5~6 d)时变扰动的作用后指出,时变扰动的涡度输送也有加强时间平均阻塞高压环流的作用,并且还有显著减少阻塞高压区域地表摩擦耗散的作用。

人们对阻塞过程进行谱分析表明,波数为 2 和 3 的超长波在阻塞形成过程中起着关键作用。Egger^[15]在阻塞高压数值试验中发现缓慢移动的自由波与准静止地形强迫波的非线性相互作用可以产生阻塞高压。缪绵海^[16]讨论了多个阻塞个例的波与波之间的动能平均转换特征与阻塞过程的关系,认为波与波的非线性相互作用是阻塞形成、维持的重要能源。Austin^[17]考察了超长波(纬向波数 1~3)和天气尺度(4~10 波)能量平衡过程与阻塞形势建立、维持和崩溃的关系,认为正压超长波和斜压气旋尺度波的非线性相互作用是大西洋阻塞形成的机制,而超长波斜压不稳定发展是太平洋阻塞形成的机制。

人们利用非线性有限振幅的永久性孤立波的动力学模型来解释大气中观测到的阻塞环流。章基嘉等^[18]研究发现,KDV 非线性方程成立的必要条件是基本气流有水平切变,否则非线性项会消失,在基流有水平切变时由于弱频散效应和弱非线性效应的平衡,并由此得到弱非线性 Rossby 波的振幅所满足的 KDV 方程,用小参数展开法(WKB 方法)求解 KDV 方程,可以得到 Rossby 孤立波。但大气和海洋中观测到的阻塞不是波动流动的,而是鲜明的孤立涡旋,于是人们在正压流体中考虑强非线性作用,求出了孤立涡的解。结果表明,用孤立涡理论说明阻塞环流确有优点:(1)线性 Rossby 波是频散的,难以解释阻塞环流的长期维持,孤立涡理论可以较好地解释阻塞环流的长期维持;(2)具有典型的阻塞尺度的线性 Rossby 波虽然也是向西移动的,但非线性孤立涡的西移速度随其强度增强而增大,可以和强西风相平衡,有利于阻塞涡旋维持准静止状态;(3)线性 Rossby 波在经向上没有偶极子波型,而孤立涡则具有阻塞形势的孤立偶极子形式。

大气中的孤立波一直是大气动力学家所关心和注意的课题,Long^[19]最早研究了基本气流具有水平切变的 Rossby 孤立波,随后 Benney^[20]又进行了研究,One^[21]研究了大气中的代数 Rossby 孤立波,罗德海^[22]用代数 Rossby 孤立波解释了大气中所出现

的偶极子阻塞。巢纪平等^[23]研究了旋转正压大气中椭圆余弦波,认为阻塞高压和切断低压等都属于孤立波系统。为了解释大气中所出现的偶极子阻塞,McWilliams^[24]提出了 Equivalent Modern 理论,在其理论中,强调了辐散效应的作用。Shutt^[25]指出,通过湍流的强迫作用可以形成偶极子阻塞。Maluzzi 和 Malanotte-Rizzoli^[26]提出了用 Rossby 孤立波来解释大气中偶极子阻塞的形成过程。罗德海^[27]用包络 Rossby 孤立波理论描述了大气中偶极子阻塞的形成、维持和崩溃过程。

罗哲贤^[28]进行了阻塞形成机制的数值研究。在不考虑地形影响、斜压性及波流相互作用的前提下,对强迫耗散 KDV 方程实施数值积分,从高指数环流转换为阻塞流型约需 10 d;在阻塞流型的形成和持续过程中,热力强迫与摩擦耗散、非线性平流、线性频散 3 者同样重要,它们是形成阻塞流型的本质因子。在非绝热强迫、耗散、非线性平流和线性频散 4 种物理过程共同作用下,用积分大于 60 d 的 3 组试验分析局地阻塞流型,阻塞流型闭合高压中心位置维持定常,而阻高中心强度的演变清晰地显示出的准两周或 1 个月的低频振荡现象。

根据顾震潮等^[29]研究,异常发生期间,大气呈显著的斜压性,所以研究斜压性对阻塞形成、维持及衰退的影响是非常必要的。吴国雄等^[30]对 1980 年夏季阻塞过程动力诊断表明,1980 年夏季阻塞高压之所以能在东亚发展、维持,很重要的原因在于中纬度地区从欧洲至西亚不断有天气尺度系统发生、发展并东移。这种天气尺度的系统在沿分流区东移中,一方面自身尺度不断减小,出现向小尺度的能量串级;另一方面有更多的能量向大尺度的阻塞系统转化,遵循所谓“双向能量转化”法则。研究发现,源于欧洲强斜压区的天气系统在东移中起着维持中纬度西风带及东亚阻塞高压的作用。因此,在研究中国北方的持续异常天气形势时,除了注意热带、副热带系统的动态外,还必须注意欧洲及西亚地区强斜压带的发展及其天气尺度系统的传播和输送过程。

3.2 东亚阻塞与青藏高原的关系

章基嘉等^[31]认为青藏高原是大气 30~60 d 低频振荡的活跃区和源地之一,并指出后半年高原大气低频振荡存在两支遥相关的波列,一支是青藏高原—欧洲—北大西洋,另一支就是青藏高原—中国东北—鄂海—北美。因此可以认为夏季青藏高原对鄂海阻塞高压的存在有影响。

毕慕莹和丁一汇^[32]研究了1980年夏季造成中国华北干旱的一次东亚阻塞形势,通过位涡分析,发现东亚阻塞高压是一个具有异常低位涡的深厚暖性反气旋系统。它的维持一方面是由于青藏高原上空低位涡空气不断向阻塞区输送,使阻塞高压得以维持,另一方面是由于上游乌拉尔长波槽内的高位涡空气不断向阻塞高压南侧输送,使阻塞高压南侧维持一个高位涡区,从而使位涡场出现北低南高的偶极子分布。他们还计算了准地转位涡的收支情况,发现涡动强迫作用与平均气流的平流作用基本上相平衡,但是章基嘉等^[33]利用准地转位涡方程对冬季乌拉尔山的一次阻塞过程进行了诊断分析,发现两项的作用并不平衡,而且余差较大。根据时间平均后的准地转位涡方程:

$$\overline{V}_g \cdot \nabla \overline{q} + \nabla \cdot \overline{V}_{gq} = \overline{S}$$

左边两项是否平衡关系到外源对阻高的影响问题,所以毕慕莹等的发现是否带有普遍性需要进一步验证。现在比较一致的看法是在不考虑外源的情况下,涡动强迫引起的位涡输送对阻高的形成和维持起主要作用。

刘辉、吴国雄和曾庆存^[34, 35]对北半球不同地区4个阻塞高压的分析表明,300 hPa 阻塞高压区域时间平均准地转位涡低中心的维持机制存在显著的地域性差异。其中,在大西洋与东亚个例中,时间平均流的位涡平流使得位涡低中心东移,从而不利于其维持,而瞬变扰动位涡输送的作用正好与之相反,从而有利于位涡低中心的维持;在太平洋个例中,时间平均流的位涡输送使得低位涡中心向北移动,因而有利于其经向度的维持。他们探讨了大西洋阻塞高压和东亚阻塞高压个例中瞬变扰动位涡(涡度)输送强迫和太平洋阻塞高压中平均流位涡平流的形成机理。结果表明,扰动在阻塞高压西南部西风分流区因形变而产生的扰动动能向更小尺度串级过程,并不是扰动位涡输送强迫形成的必要机理。扰流相互作用在阻塞高压西(北)部非分流气流中也十分显著。指出青藏高原和附近海陆对比的强迫作用则可能是太平洋阻塞高压中平均流的位涡平流形成的重要因素。对比分析表明,阻塞高压维持机制的地域性差别可能与其上游(如青藏高原地区、落基山脉)地形和热源强迫作用不同有关。

湿位势涡度(简称湿位涡)是集大气运动的热力关系和动力关系于一个有机整体的物理量。很多学者研究发现,湿位涡能表征冷暖空气的运动及其分

布。吴国雄等^[36]对位涡方程作了全面推导,从原始方程组出发,得到精确形式下的湿位涡变化方程。在气压坐标系下,当静力平衡条件成立,并且假定垂直速度的水平变化比水平速度的垂直切变小的情况下,湿位涡的表达式可写为:

$$P_m = -g(f\bar{k} + \nabla_p \times \bar{V}) \cdot \nabla_p \theta_e$$

在阻塞高压稳定维持的环流形势下,以上假设是成立的。陈希和孙照渤等^[37]利用湿位涡方程,研究了1998年7月东亚中高纬地区阻塞高压的形成过程,发现在中国的青藏高原北侧,贝加尔湖以南及其阻高中心地区均有较大的低位势涡度存在,说明暖湿空气在这些地区的活动是异常显著的。他们研究还发现,300 hPa 上阻塞高压中心的暖湿低位涡空气主要来自于青藏高原地区,然后在阻塞高压中心地区下沉,使得阻塞高压的整层暖中心结构得以维持。

3.3 东亚阻塞高压与乌拉尔山阻塞高压的关系

有关东亚阻塞高压成因的观点非常多,Okawa^[38]曾经指出初夏西伯利亚地表的迅速增温与白令海表面的相对低温所形成的东西温度梯度对东亚阻塞高压的形成有利。Wang 等^[39]在研究1982年的个例时发现东西伯利亚附近有罗斯贝波源存在,定常 Rossby 波的传播对鄂霍茨克海附近的东亚阻塞高压有增幅作用。

人们对1998年夏季北半球大气环流的变化研究发现,1998年夏季乌拉尔山阻塞高压也十分频繁,并且很长时间内是乌拉尔山阻塞高压与东亚阻塞高压同时存在的双阻形势。天气预报实践表明,这样的双阻形势十分稳定。由于乌拉尔山阻塞高压的维持,不断有冷空气从乌拉尔山阻塞高压体的东部滑向东侧的槽内使其加深,以致于使槽前向北的暖平流明显加强促使东亚阻塞高压的建立和维持。乌拉尔山阻塞高压通过这种“上下游效应”对东亚阻塞高压的建立和维持起促进作用。另外,乌拉尔山阻塞高压与东亚阻塞高压在时间上也有先后差异,乌拉尔山阻塞高压过程在前,东亚阻塞高压过程在后。伴随着每一次乌拉尔山阻塞高压的崩溃,环流形势发生调整,能量下传促使东亚阻塞高压得以发展和建立。王亚非等^[40]对1991年夏东亚阻塞高压形成的诊断分析时发现,伴随着乌拉尔山阻塞高压的崩溃,导致大范围环流调整从而造成明显的定常 Rossby 波向下游传播,促使东亚阻塞高压的形成和发展。Wang^[39]在对鄂霍茨克海阻塞高压的个例分析时,也曾发现乌拉尔山阻塞高压的崩溃与定常波

