苏同华, 薛峰, 刘锦绣, 等. 2018. 无显著海温异常强迫下西太平洋副热带高压的异常变动：1980 年和 1981 年的对比分析 [J]. 气候与环境研究，23 (1): 83−102. Su Tonghua, Xue Feng, Liu Jinxiu, et al. 2018. Abnormal activities of the western Pacific subtropical high without remarkable SST anomaly forcing: A comparison between 1980 and 1981 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 23 (1): 83−102, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2017.16221.

无显著海温异常强迫下西太平洋副热带高压的异常变动：1980 年和 1981 年的对比分析

苏同华[1, 2]　薛峰[2]　刘锦绣[1]　吕思思[1]　董啸[2]

1 福建省气象台，福州 350001

2 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心，北京 100029

摘　要　1980 年和 1981 年夏季及其前期冬春季太平洋和印度洋海温均未出现显著异常。然而，这两年东亚夏季风环流的季节内变化却呈现显著异常，且截然不同，具体表征为：1980 年西太平洋副热带高压（副高）第一次北跳异常偏早，第二次北跳异常偏晚，而 1981 年则相反，第一次北跳接近气候态，第二次北跳却异常偏早。就副高两次北跳过程而言，其直接原因也有显著差异：1980 年副高两次北跳主要受热带西太平洋对流增强的影响，而 1981 年两次北跳则是由于热带西太平洋对流增强后所激发的极向传播的 Rossby 波列与中高纬度东传的 Rossby 波的锁相作用造成的。与北跳过程相比，副高北跳前后环流稳定维持的时间长短显得更为重要。研究表明，1980 年夏季副高异常程度之所以堪比 1983 年和 1998 年强 El Niño 衰减年，主要是由于不同阶段南半球环流和北半球中高纬度环流的相互配合与接力，其中，6 月和 8 月副高异常偏强对夏季平均副高异常偏强起到主要贡献，但二者的影响因子不同：6 月主要受马斯克林高压（马高）偏强的影响，而 8 月则与澳大利亚高压（澳高）异常偏强有关。此外，7 月和 8 月副高异常偏南是因为鄂霍茨克海阻塞高压长期维持。与 1980 年相比，1981 年夏季马高和澳高均异常偏弱，因而南半球环流对副高异常的影响有限。北半球中高纬度环流的季节内变化对该年夏季副高的快速北进和南退起主导作用，特别是 8 月中高纬度盛行强烈的经向环流，使得副高异常偏东偏弱，从而导致夏季平均副高异常偏东偏弱。本文的个例分析表明，在无显著海温异常强迫的年份需要特别关注南半球环流和北半球中高纬度环流对副高及与之相关的东亚夏季风环流的季节内演变的影响，但是这些环流因子持续性较差，难以用于跨季度预测。

关键词　副高北跳　东亚夏季风　热带对流　中高纬度环流　南半球环流

文章编号　1006-9585（2018）01-0083-20　　**中图分类号**　P466　　**文献识别码**　A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.16221

Abnormal Activities of the Western Pacific Subtropical High without Remarkable SST Anomaly Forcing: A Comparison between 1980 and 1981

SU Tonghua[1, 2], XUE Feng[2], LIU Jinxiu[1], LÜ Sisi[1], and DONG Xiao[2]

1 *Fujian Meteorological Observatory*, *Fuzhou* 350001

2 *International Center for Climate and Environment Sciences*, *Institute of Atmospheric Physics*, *Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100029

Abstract　Evident sea surface temperature anomalies (SSTAs) were not observed over the Pacific and Indian Oceans in

收稿日期　2016-12-16；**网络预出版日期**　2017-01-24

作者简介　苏同华，男，1982 年出生，博士，高级工程师，主要从事天气预报、模式释用、东亚季风研究。E-mail：thsu1205@163.com

资助项目　国家自然科学基金青年科学基金项目41405056和面上项目41475052，福建省自然科学基金青年创新项目2015J05078，华东区域气象科技协同创新基金合作项目QYHZ201405

Funded by　National Natural Science Foundation of China (Grants 41405056 and 41475052), Fujian Science Foundation (Grant 2015J05078), East China Cooperative Innovation Foundation of Meteorological Science and Technology (Grant QYHZ201405)

the summer and the preceding winter and spring of 1980 and 1981.Yet intraseasonal variation of the East Asian summer monsoon (EASM) circulation exhibited significant anomalies in both years with large differences. The western Pacific subtropical high (WPSH) experienced a much earlier first jump and an obviously later second jump in 1980, while a near-normal first jump and a notably earlier second jump were found in 1981. It was also noted that the jump processes in both years were influenced by different factors. In 1980, both jumps were induced by the enhancement of tropical western Pacific convection. In 1981, however, both jumps were attributed to the phase-locking of the poleward propagation of Rossby wave trains induced by the intensified convection in the tropical western Pacific and the eastward propagation of Rossby waves in the middle and high latitudes. Compared with the jump processes, the maintenance of stable circulations during pre- and post-jumps was more important. Due to the cooperation of the southern hemispheric circulation and circulation in the middle and high latitudes of the Northern Hemisphere at various periods, the extent of the WPSH anomaly in the summer of 1980 was comparable to that in strong El Niño decay years like 1983 and 1998. Specifically, the abnormally strong WPSH in June and August played a much more important role in the remarkable anomaly of summer-mean WPSH. Note that the stronger than normal WPSH in June and August was related to the enhancements of the Mascarene high (MH) and the Australian high (AH), respectively. In addition, the WPSH tended to shift southward in July and August since the blocking high in the Okhotsk Sea persisted for a long time. In contrast, the MH and AH in the summer of 1981 were relatively weak, resulting in a weak influence on the WPSH. Instead, the intraseasonal variation of circulation in the middle and high latitudes played a leading role in the rapid northward advance and subsequent southward retreat of WPSH. In particular, the prevalence of meridional circulation in August led to a weaker WPSH that shifted eastward. As a result, the whole summer-mean WPSH tended to be weaker than normal as well. The case study showed that in the absence of SSTA forcing, special attention should be paid to the influence of the southern hemispheric circulation and circulation in the middle and high latitudes of the Northern Hemisphere on the intraseasonal evolution of the WPSH and associated EASM circulation. On the other hand, both factors are difficult to be used in the seasonal prediction due to their relatively short periods of maintenance.

Keywords Western Pacific subtropical high jump, East Asian summer monsoon, Tropical convection, Circulation in the middle and high latitudes, Southern hemispheric circulation

1 引言

东亚地区因其独特的地理位置和海陆分布而呈现出典型的季风气候特征。夏季期间，东亚季风逐渐向北推进，并呈现出显著的季节内变化，主要表征为西太平洋副热带高压（副高）的两次北跳，第一次在 6 月中旬，第二次在 7 月下旬，分别对应于江淮梅雨的开始和结束 (Tao and Chen, 1987)。因此，副高两次北跳的异常程度直接决定了东亚夏季降水的异常分布型。鉴于副高两次北跳的重要性，寻找其异常的影响因子具有十分重要的现实意义。苏同华和薛峰（2010）的研究表明，在气候态上，副高的第一次北跳主要受南海地区对流活动增强的影响，而第二次北跳则是暖池对流活动与高纬地区环流共同作用的结果。

除次季节突变外，副高及东亚夏季风还具有显著的年际异常。Lu (2001) 曾指出，副高的年际变化往往伴随着明显不同的季节内演变。这一点在副高两次北跳的年际变化上得到最为直观的体现。许多研究指出，ENSO 对其衰减年东亚夏季风和降水有重要影响，而且起到主导作用（符淙斌和滕星林，1988；Huang and Sun，1992；Chang et al.，2000a，2000b）。Su and Xue (2011) 的研究则不仅证实了 ENSO 的影响，更进一步厘清了不同区域海温异常的重要作用：即热带中太平洋海温异常影响副高第一次北跳，而第二次北跳则与 ENSO 有关。但需要强调的是，作为缓变的外强迫源，热带太平洋海温异常并未直接影响副高两次北跳，而是通过影响其北跳前后环流的异常维持而间接影响到副高北跳异常。

除海温异常外，南半球环流对于东亚夏季风环流的季节内变化也具有十分重要的作用。王继志和李麦村（1982）曾利用多年平均风场和卫星云图等资料揭示了一支源于澳洲的过赤道气流的存在，并且指出这支气流较东非过赤道气流对我国夏季风降水的影响更为直接。陶诗言等（1983）则通过分析 1979 年季风试验数据发现，南半球环流变化，特别是澳大利亚高压（澳高）的变化，对东亚夏季风的建立及其向北推进起着触发作用。其后，Tao

and Chen(1987)进一步强调了澳大利亚高压在东亚夏季风体系中的重要性。此外，黄士松和汤明敏（1987）认为马斯克林高压（马高）同样是东亚夏季风体系中的重要成员，其作用不可忽视。杨修群和黄士松（1989）通过数值试验证实，马高的增强使得索马里急流增强，进而北印度洋西风增强，西风急流轴北侧气旋性环流发展，降水增加。同时由于马高的能量频散，澳高随之增强，从而加强了105°E～120°E 处越赤道气流，使得南海及菲律宾地区的气旋性环流发展，降水增加。这两方面作用使得东亚西南季风和局地 Hadley 环流增强，副高因而增强。

施能和朱乾根（1995）的研究进一步揭示了马高、澳高对于中国夏季 6、7 月降水有重要作用，但它们的表现形式不同，随月份和地区有所差异。此外，他们还指出，马高在激发 EAP 型遥相关中有一定作用。随着南半球资料的丰富，近年来的一些研究还揭示出，以南极涛动(Antarctic Oscillation, AAO) 为主要模态的南半球环流对东亚夏季风和中国夏季降水有重要影响（高辉等，2003；Xue et al.，2004；薛峰和何卷雄，2005；Wang and Fan，2005；范可，2006）。

相比于南半球环流的影响，欧亚大陆中高纬度环流异常对东亚夏季风及其系统成员的影响更为直接，特别是当副高北进到较高纬度时，中高纬度环流异常的影响更为强烈（薛峰和刘长征，2007；薛峰，2008）。陶诗言和朱福康（1964）曾指出，大陆东部副高脊的进退与北半球范围内的长波调整有关，进而也与高纬度环流的调整相联系，且当对流层高层的南亚高压向东扩展增强时，副高也同时西伸北进。任荣彩和吴国雄（2003）在研究副高短期变异的动力和热力机制时指出，它与南亚高压的异常活动和中高纬度环流系统的异常有着密切联系。

Enomoto et al. (2003) 的研究表明，8 月副高（日本学者称之为小笠原高压）具有相当正压的结构，贯穿整个对流层，它的北进是由于上游准静止 Rossby 波沿亚洲高空急流向下游能量频散造成的。此后，Enomoto (2004) 还分析了各年副高的年际变化情况。陶诗言和卫捷（2006）通过分析 6 月和 7 月东亚地区副高的西伸北跳情况，也得到类似结果。穆松宁和周广庆（2010）的研究则指出，冬季欧亚大陆新增雪盖面积变化对中国夏季降水具有重要影响，且持续性较好，但它也是通过改变中高纬度环流异常来实现其影响。

虽然前人的研究从不同侧面分析了东亚夏季风环流异常的影响因子，但这些研究缺乏彼此间的联系。实际上，西太平洋副高因其所处的独特地理位置，决定了其不可能只受单一因子的影响，而是往往以某一因子为主，其它因子相配合。这一情况在热带海温显著异常的年份最为突出，毕竟在所有因子中，热带海温是最强烈的外强迫因子。这一方面的研究很多，我们之前的研究 (Su and Xue, 2011) 也确证了热带海温异常在副高两次北跳异常的影响因子中具有主导地位。

但需要注意的是，在无显著海温异常强迫的年份，东亚夏季气候也会出现显著异常，如 1980 年和 1981 年。1980 年夏季副高异常偏西偏南，强度偏强，其程度堪比 1983 年和 1998 年的强 El Niño 衰减年，中国夏季主雨带位于长江流域，降水较常年偏多近一倍；1981 年夏季副高则异常偏东偏弱，中国东部地区呈现出“南旱北涝”的降水异常分布，降水异常普遍超过四成。

在已排除海温异常影响的这些年份，显然是其它因子起到主导作用。根据以往的研究，这其中尤以南半球环流和中高纬度环流影响最为重要，那么这两者是如何影响东亚夏季风环流异常？其中哪一个因子起到主导作用，或者二者是如何配合而共同起到作用？这方面的研究鲜少引起学者们的关注，但其重要意义却不言而喻。下文的研究将以副高两次北跳为切入点，重点探讨无显著海温异常强迫的背景下东亚夏季风季节内变化显著异常的原因，在此过程中，对上述提及的问题进行解答。

2 个例选取和资料简介

本文作者在此前的研究中曾揭示了热带太平洋和印度洋海温异常与副高北跳存在密切联系 (Su and Xue, 2011)，然而仔细分析该文中的表 1 后发现，在无显著海温异常强迫的年份，比如 1980 年和 1981 年，副高两次北跳也有很显著的异常。这里的“无显著海温异常”主要是指未出现显著的热带太平洋或印度洋海温异常。实际上，最近有研究指出，夏季大西洋海温异常的三极子模态（North Alantic Tripole，NAT）通过欧亚大陆的遥相关波列也能对东亚夏季气候起到影响 (Zuo et al., 2013)，但从他们的图 1 中可以发现，1980 年和 1981 年 NAT 指数接近

于 0，表明这两年海温异常不显著，因而难以对东亚夏季气候造成显著影响。此外，由于夏季大气对外热带海温异常响应十分微弱 (Lau and Nath, 1990)，因此，本文并未详细考察外热带海温异常的状况。

根据 Su and Xue (2011) 的研究，副高第一次北跳异常年往往对应着前期冬春季热带中太平洋海温异常，而副高第二次北跳异常年则一般同时对应着前期冬季热带东太平洋海温异常和夏季印度洋海温异常。因此，当前期冬、春季 Niño4 指数（5°S～5°N，160°E～150°W）(Trenberth, 1997) 绝对值＜0.5℃时，则认为热带中太平洋未出现显著海温异常；而当前期秋、冬、春季 Niño3 指数（5°S～5°N，150°W～90°W）(Trenberth, 1997)绝对值＜0.5℃时，则认为热带东太平洋海温未出现显著异常。对于印度洋海温异常的排除，则主要通过人工方法判断，当南北纬 30 度范围内的印度洋未出现大范围≥0.5℃的海温异常时，认为无显著海温异常。上述的 Niño3 和 Niño4 指数均取自美国国家海洋和大气管理局（NOAA）的气候预测中心（CPC）网站（ http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/[2016-12-15]）。

在 1979～2008 年的副高两次北跳异常年中，排除热带海温异常影响后的年份有 7 年，分别为：1980 年、1981 年、1982 年、1984 年、1993 年、1994 年、1997 年(Su and Xue, 2011)，其中 1982 年、1994 年、1997 年为 El Niño 发展年，特别是 1982 年和 1997 年，这两年夏季热带东太平洋已出现显著的暖海温异常，而且到冬季发展成为近 30 年来最强的两次 El Niño 事件。为彻底排除海温异常的影响，这 3 年不予以考虑。通过仔细比较剩余 4 年副高两次北跳异常情况发现，1980 年和 1981 年形成鲜明对比（图 1）：1980 年副高第一次北跳异常偏早（第 31 候，5 月 31 日至 6 月 4 日；气候平均为第 33.5 候，6 月 13～17 日），第二次北跳则异常偏晚（第 47 候，8 月 19～23 日；气候平均为第 41 候，7 月 20～24 日），而 1981 年则近乎相反，第一次北跳略偏晚（第 34 候，6 月 15～19 日），而第二次北跳则异常偏早（第 38 候，7 月 5～9 日）。

另一方面，尽管在 Su and Xue(2011)的文章中指出，热带海温异常是影响副高北跳的主要因子，但实际上，副高北跳是一个相对短暂的过程，主要受多种大气内强迫因子的直接影响（Enomoto et al.，2003；Enomoto，2004；陶诗言和卫捷，2006；Lu et al.，2007；布和朝鲁等，2008）。因此，本文以 1980 年和 1981 年作为典型年份，通过个例分析来深入考察东亚夏季风环流季节内演变特征的显著差异，同时揭示大气内强迫因子在这两年副高北跳过程中所起的作用。

除 Niño3 和 Niño4 指数外，本文还用到如下资料：NCEP 逐日再分析资料第二版，包括位势高度场、水平风场、温度场等，格距为 2.5°（纬度）×2.5°（经度）(Kanamitsu et al., 2002)；逐日向外长波辐射(Outgoing Longwave Radiation, OLR)资料取自 NCEP，水平分辨率为 2.5°（纬度）×2.5°（经度）(Liebmann and Smith, 1996)；降水资料采用中国气象局提供的 160 站月平均降水资料以及 CMAP（CPC Merged Analysis of Precipitation）逐候降水资料。上述资料时间段均为 1979～2008 年。海温资料取自 NOAA 第三版的延伸重建海温资料 (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, ERSST)，时间段为 1978～2008 年，格距为 2.0°（纬度）×2.0°（经度）(Smith et al., 2008)。此外，仿照国家气候中心定义计算了逐年逐候的副高脊线指数、西伸指数、北界指数和面积指数（赵振国，1999；苏同华和薛峰，2010）。

3 东亚夏季风环流的季节内演变特征

3.1 副高指数

由图 1a 副高脊线的逐候演变曲线可以看到，1980 年和 1981 年副高南北演变进程截然不同。1980 年，副高脊线（短虚线）早在第 31 候（5 月 31 日至 6 月 4 日）就已越过 20°N，这比气候态副高北跳时间（第 33.5 候，6 月 13～17 日）早了近半个月。之后直到 8 月中旬，副高脊线均稳定在 20°N～25°N 之间，虽然这期间有两次越过 25°N，但仅维持 1 候。值得注意的是，在副高第二次北跳之前，副高有一次强烈的南撤过程，其强度之强甚至使副高脊线退回到 20°N 以南。正是由于这次副高的强烈南撤，才使得副高第二次北跳表现得较为显著。从整个夏季期间来看，1980 年副高脊线在 7 月上旬之前较气候态偏北，而之后则偏南。

同 1980 年形成鲜明对比的是，1981 年副高第一次北跳时间接近气候态，但其北跳强度较气候态强烈得多，之后继续向北推进，到第 39 候（7 月 10～14 日），副高脊线就已越过 25°N，发生第二次

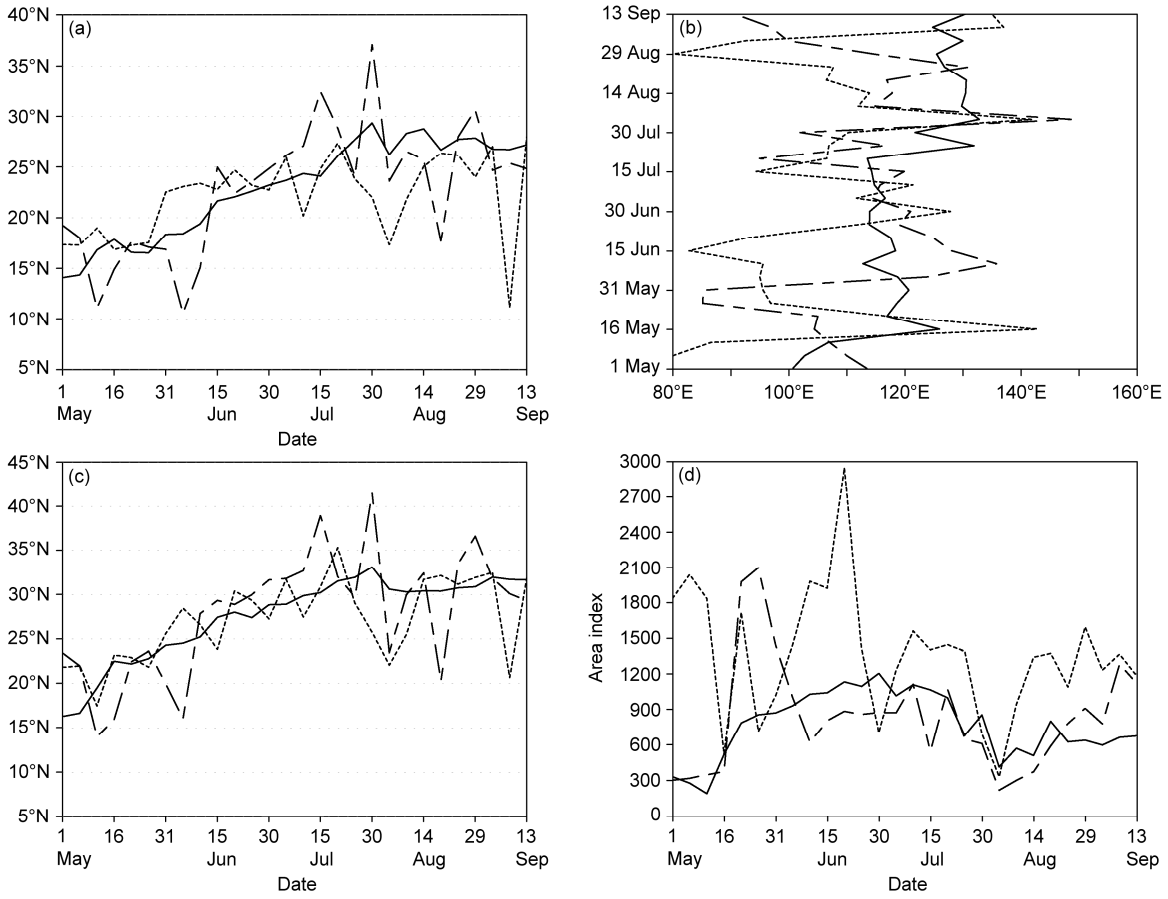


图 1　西太平洋副热带高压各种指数的逐候演变曲线：（a）脊线指数；（b）西伸指数；（c）北界指数；（d）面积指数。短虚线：1980 年；长虚线：1981 年；实线：气候平均

Fig. 1　Pentad evolutions of various western Pacific subtropical high (WPSH) indexes: (a) Ridge line index; (b) westward extending index; (c) northern borderline index; (d) area index. Short dashed line: 1980; long dashed line: 1981; solid line: climatic mean

北跳。实际上，副高脊线在第 40 候向北推进的距离较第 39 候更远。可见，在确定副高第二次北跳时间时，若纯粹考虑副高脊线值是否大于等于 25°N，有时会有一些偏差，但其偏差幅度一般不超过 1 候，这种情况在确定副高第一次北跳时间时也有发现。副高第二次北跳之后，副高脊线异常偏北，且维持了近一个月时间。8 月初，副高迅速南撤，之后直到 8 月底，一直维持在较低纬度。较气候态位置而言，整个 8 月副高位置偏南，这点同 1980 年类似。

1980 年和 1981 年副高脊线的差异，在北界指数（图 1c）上也有十分一致的体现，但在西伸指数（图 1b）上却不尽相同。1980 年 6 月副高西伸指数偏小，副高异常偏西，而 1981 年则偏东；7 月，这两年副高西伸指数与气候态无明显差异；8 月，1980 年和 1981 年副高西伸指数均比气候态偏西（需要注意的是：1981 年 8 月平均副高实际上明显偏东偏弱，下文会对此进行分析），尤其是 1980 年，而且与 8 月初脊线迅速南撤相对应的是，这两年副高在该阶段也显著东退，暗示着中高纬度环流可能有一次强烈的调整过程，进而影响到副高的显著变化。从面积指数（图 1d）上看，1980 年和 1981 年副高强度有显著差异，1980 年副高在整个夏季期间均比气候态偏强，而 1981 年则偏弱。

通过上述副高各指数演变曲线的分析可知，1980 年和 1981 年副高的季节内变化具有明显不同，由此造成月平均副高也具有十分显著的差异。如图 2a 所示，由于副高第一次北跳偏早，且北跳后副高稳定维持，使得 1980 年 6 月副高异常强大，且位置偏北，华南大部分地区均处于副高控制之下。而 1981 年副高第一次北跳时间接近气候态，因此，这一年 6 月副高强度和位置与气候态相似。1980 年 7

月副高继续维持，且较气候态偏强，而 1981 年由于副高较早发生第二次北跳，使得副高处于偏北位置（图 2b）。

这两年副高差异最显著的月份是 8 月。从图 2c 上可以看到，1980 年副高偏西偏南，强度异常偏强，而 1981 年则异常偏南偏东，强度偏弱。结合图 1b 发现，这两幅图所表达的意思并不一致。为何图 1b 上 1981 年 8 月副高西伸脊点会比气候态偏西，而图 2c 上 1981 年 8 月的副高却异常偏弱？为此，我们探究了 1981 年 8 月逐候副高形态，发现第 44、45、46、47 候（8 月 4～23 日）这将近 20 天的时间里副高均分裂成单体，最多达到 3 个（第 47 候，8 月 19～23 日），而且这些单体往往处于偏西位置。由于我们在计算副高西伸指数时考虑了副高单体，因而造成副高西伸指数较气候态偏西（图 1b），但实际上副高强度是异常偏弱的，因此，取月平均时副高明显偏东（图 2c）。

从夏季平均（图 2d）上看，这两年副高差异十分明显。1980 年整个夏季期间副高均偏强，尤以 6 月和 8 月最甚；而 1981 年夏季，副高显著偏弱的最主要原因是 8 月副高异常偏弱。

3.2 200 hPa 纬向风

副热带高空西风急流轴大致位于 200 hPa。以往的研究表明，东亚高空西风急流的变化与东亚夏季风活动以及中国夏季降水关系密切（李崇银等，2004；杨莲梅和张庆云，2007）。为探讨高层环流的演变，我们分别给出了 1980 年和 1981 年 110°E～130°E 平均 200 hPa 纬向风的时间—纬度剖面图（图 3）。从图上可以看到，类似于 500 hPa 副高，这两年西风急流轴也具有明显不同的季节内变化。1980 年西风急流在 6 月初发生北跳，之后一直稳定维持到 7 月底，8 月初急流轴显著南撤，但到 8 月中旬急流轴又恢复北上，并维持到 9 月中旬。整个夏季期间，急流轴都稳定在 40°N 左右。反观 1981 年，西风急流轴则总体偏北，夏季急流轴演变过程中存在 3 个显著阶段，第一阶段是在 6 月中旬，急流轴由 30°N～35°N 北跳到 40°N 左右；第二阶段则在 7 月中上旬，急流轴进一步北跳到 45°N～50°N 之间；8 月初是第三阶段，急流轴快速南撤到 40°N 左右，并稳定维持到 9 月底。

可见，1980 年和 1981 年高低层环流均呈现出一致的季节内演变过程。在此前已发表的文章（苏同华和薛峰，2010）中，我们利用风场变差度直观地看到气候态上高低层环流变化是同步的，而本文的个例分析则表明在无显著海温异常强迫下，东亚夏季高低层环流也具有一致的变化。

3.3 夏季降水

降水场上，1980 年和 1981 年亦截然不同。由图 4a 可见，1980 年夏季东亚及热带西北太平洋地区存在两条明显的雨带，一条位于 5°N～15°N 之间，另一条位于 30°N～35°N 之间。相比于热带地区雨带，江淮梅雨带持续性更好，其维持时间贯穿整个夏季，这是由于副高长时间维持在 20°N 附近，而且异常强大。需要指出的是，对应于副高两次北跳时间，热带地区降水均显著增强，这表明南海及菲律宾地区对流活动的增强可能与副高两次北跳有关。就 1981 年而言，夏季东亚地区的雨带不明显，只是在 6 月中旬至 7 月上旬有一降水高值中心的维持，并且随着时间推移，雨带快速向北推进（图 4b）。对比这一年副高脊线演变过程（图 1a）可知，这一时段为副高两次北跳的间隙，也即江淮梅雨时期，并且在此期间，副高脊线依然在渐进北移，由此造成雨带北进。同图 4a 类似，1981 年副高两次北跳阶段，热带地区也有降水高值中心的形成。所不同的是，第一次北跳时，降水高值中心大致位于 15°N，而到第二次北跳时，高值中心移到 20°N～25°N 之间，说明这一年副高两次北跳可能也与热带对流增强有关。

图 4 只是给出雨带的季节演变，但却无法得知因环流异常所造成的中国夏季降水异常情况，为此我们给出了 1980 年和 1981 年 6 月、7 月、8 月以及夏季平均中国降水异常百分率（图 5）。从图中可以看到，1980 年 6 月由于副高异常偏强偏北（图 2a），使得长江、黄河之间的广大中国中部地区为强烈的降水正异常，降水量较同期偏多至少 5 成，而华北和华南地区为强烈的降水负异常，降水量较同期偏少约 4 成（图 5a）。由于副高在 7 月未发生第二次北跳，导致这个月副高持续维持在较低纬度，使得长江及其以南地区降水偏多，但异常不明显，这是因为副高未显著偏强（图 2b）。而北方地区降水则出现显著负异常，较同期偏少 6 成（图 5c），旱情严重。可见，7 月副高偏南对于北方地区降水异常的影响远较南方强烈。8 月，中国东部“南涝北旱”的降水异常分布型继续维持，且强度更强，特别是长江及以南地区的降水较同期偏多至少一倍（图 5e）。由于 6 月及 8 月降水异

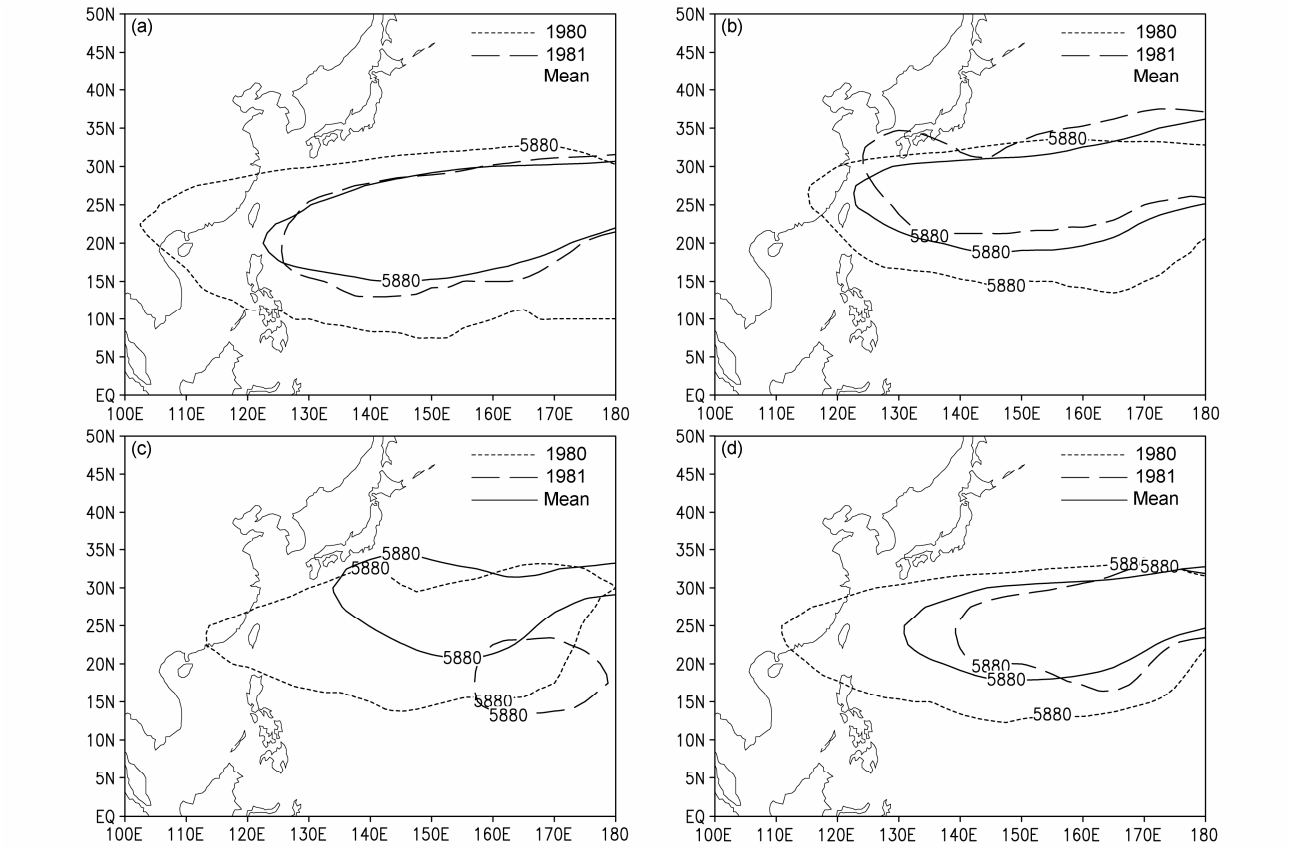


图 2　夏季不同月份和季度平均西太平洋副高（gpm）：（a）6 月；（b）7 月；（c）8 月；（d）夏季平均。短虚线：1980 年；长虚线：1981 年；实线：气候平均

Fig. 2　Western Pacific subtropical high indicated by 5880 gpm contour: (a) Jun; (b) Jul; (c) Aug; (d) summer mean. Short dashed line: 1980; long dashed line: 1981; solid line: Climatic mean

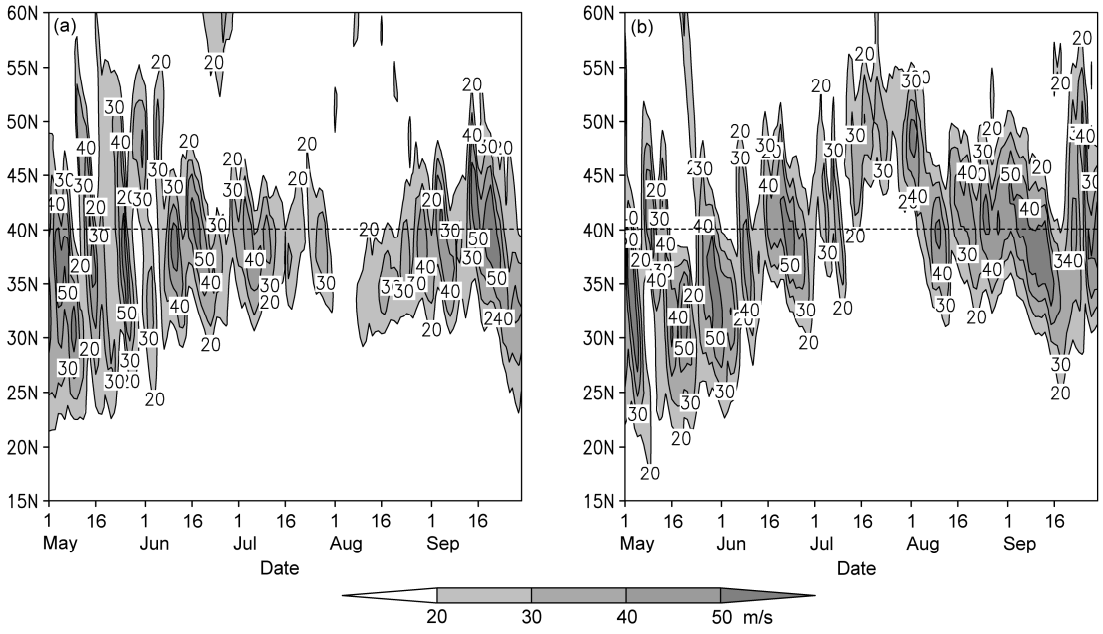


图 3　110°E～130°E 平均 200 hPa 纬向风的时间—纬度剖面：（a）1980 年；（b）1981 年

Fig. 3　Time−latitude cross sections of 200-hPa zonal wind averaged over 110°E−130°E: (a) 1980; (b) 1981

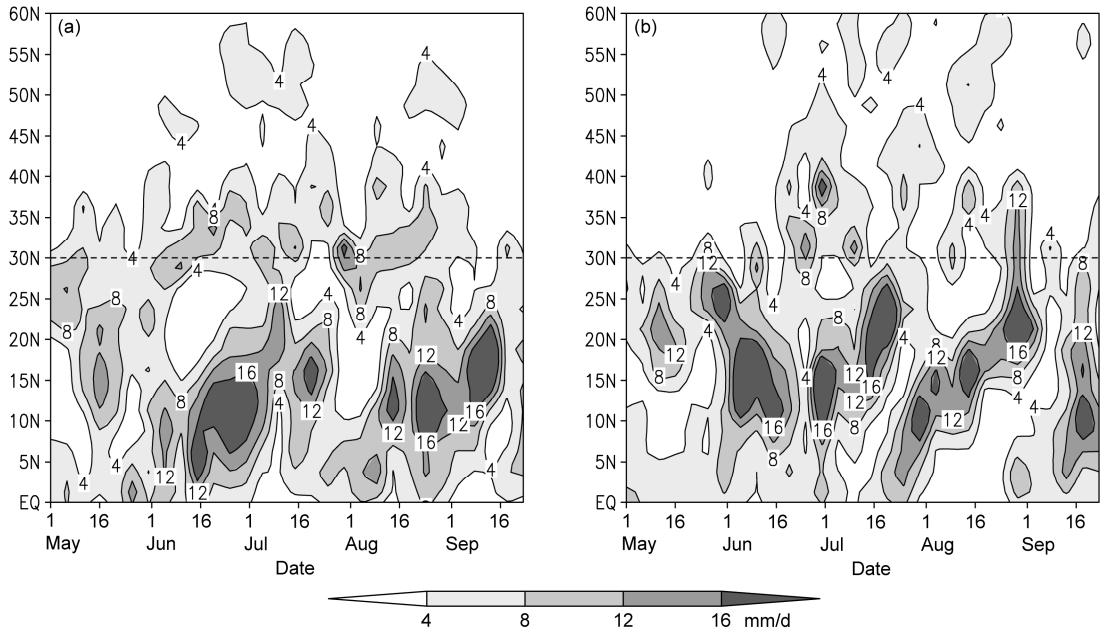


图 4 110°E～130°E 平均 CMAP 候平均降水的时间—纬度剖面：（a）1980 年；（b）1981 年

Fig. 4 Time−latitude cross sections of CMAP pentad-mean precipitation averaged over 110°E−130°E: (a) 1980; (b) 1981

常的重要贡献，1980 年夏季中国东部降水也出现显著异常，长江流域多雨，其南北两侧少雨（图 5g）。

对比 1980 年，1981 年夏季 3 个月中国东部地区则出现明显不同的显著降水异常分布型。6 月，中国东部大部分地区均为降水负异常，平均偏少约 2 成（图 5b）；7 月，因副高较早发生北跳，江淮梅雨持续时间短，导致江淮流域降水偏少，华南及华北地区降水偏多（图 5d）；8 月，副高异常偏弱，中国东部大部分地区为更显著的降水负异常，特别是长江及以南地区降水较同期偏少至少 4 成（图 5f）。从整个夏季看，其异常分布型与 8 月十分相似（图 5h），因此这一年 8 月降水异常在整个夏季降水异常上贡献最大。

4 副高北跳过程

从上面的分析中可知，副高两次北跳时间的异常对于月平均及夏季平均副高的异常具有重要的决定作用，那么，副高两次北跳的具体过程是怎样的？是什么因素决定或者影响了副高的两次北跳？1980 年和 1981 年副高两次北跳过程与气候态副高两次北跳过程有何差异？对这些问题的探讨，有助于加深对副高两次北跳的认识，提高对副高两次北跳时间异常的判断能力。

为更加直观地考察副高两次北跳的具体过程，我们给出了 1980 年和 1981 年副高两次北跳前后旬的 5880 gpm 等值线（图 6）。取旬平均一方面是为了滤去天气尺度扰动的影响，另一方面也是考虑到机械地判断副高北跳时间具有一定的偏差。同时由于副高北跳前后环流具有一定的持续性，取旬平均既可消除上述影响，也不至于影响副高北跳的显著性。从图 6 上可以看到，副高北跳前、后旬平均副高均有显著的北跳，但表现形式则不尽相同。有的是整体北抬，如 1980 年第一次北跳（图 6a）和 1981 年第二次北跳（图 6d）；而有的则不仅北抬还显著西伸，如 1980 年第二次北跳（图 6d）；还有的只是副高主体西部显著北抬，如 1981 年第一次北跳（图 6c）。

副高的显著北跳往往对应着大尺度环流的显著调整，为此我们首先从更大空间尺度上分析了副高北跳前后旬低层环流的变化，以期找到这种变化的显著特征。图 7 是 1980 年副高两次北跳前后旬 850 hPa 风场差和 OLR 差值场。从图 7a 上可以看到，与第一次北跳前相比，北跳后从南海到白令海的西北太平洋沿岸地区叠加了强烈的类似 Rossby

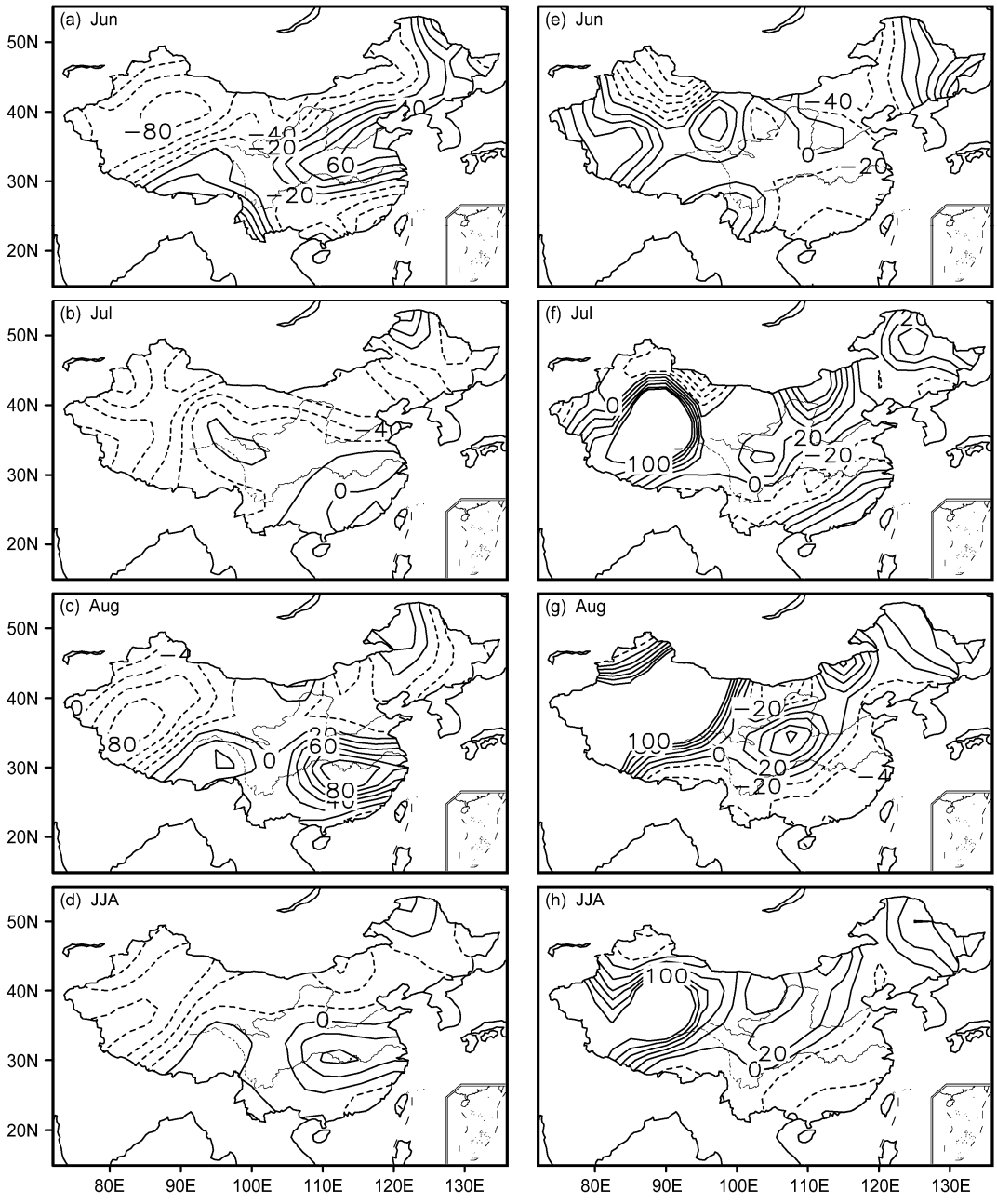


图 5　1980 年（左列）和 1981 年（右列）基于中国 160 站降水资料的降水异常百分率（%）：（a、e）6 月；（b、f）7 月；（c、g）8 月；（d、h）夏季平均

Fig. 5　Percentage of precipitation anomalies (%) in 1980 (left column) and 1981 (right column) based on 160-station precipitation data in China: (a, e) Jun; (b, f) Jul; (c, g) Aug; (d, h) summer mean

经向波列[太平洋—日本型（Pacific−Japan，PJ）或东亚—太平洋型(East Asia−Pacific，EAP)遥相关]的异常环流 (Nitta, 1987; Huang and Sun, 1992)，而欧亚大陆此时并无明显的 Rossby 波东传。还应注意到，东南印度洋有十分强烈环流调整，上空叠加了强大的异常反气旋，表明马高显著加强。与此相对应，赤道西印度洋有显著偏南风异常，索马里越赤道气流显著增强。不仅如此，印度次大陆西风亦随之增强。

当西风向东扩展至南海地区，将增强该区域的气流辐合，产生气旋式环流异常，对流随之增强。对流增强一方面能够加强局地 Hadley 环流，即在南海地区气流上升增强，而在其北侧对流下沉加强，从而使副高增强北跳（杨修群和黄士松，1989）；

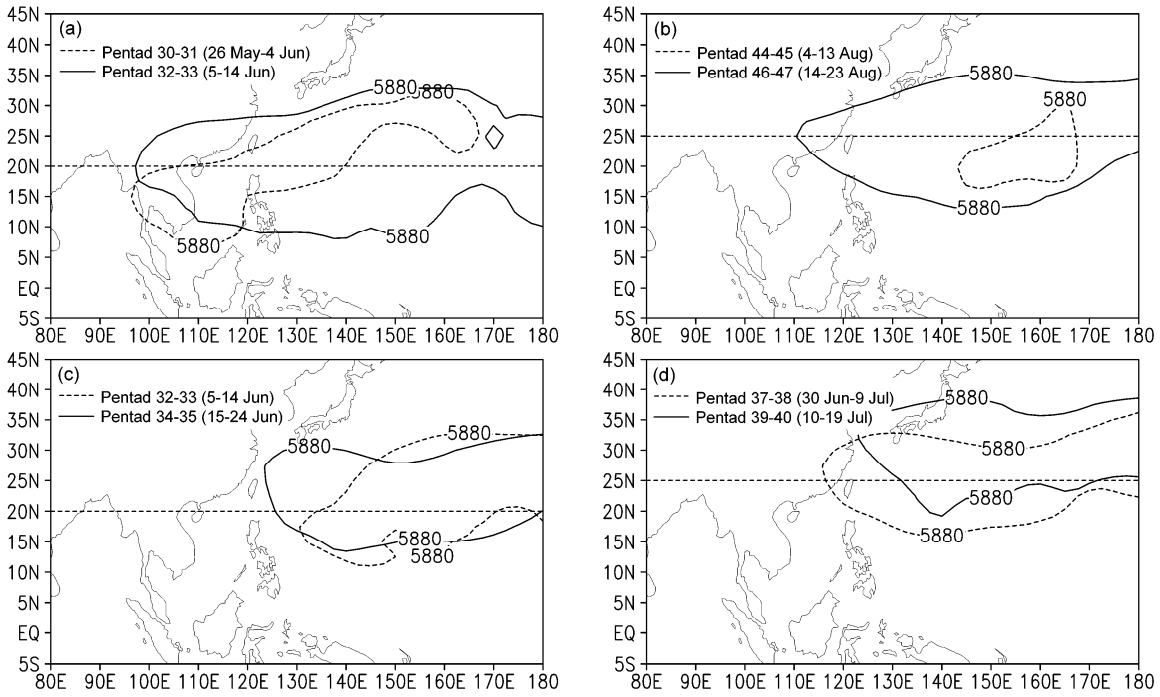


图 6 （a、b）1980 年和（c、d）1981 年副高第一次（左列）、第二次（右列）北跳前、后旬平均的 500 hPa 位势高度场（以 5880 gpm 表征）

Fig. 6 10-day-mean geopotential height fields at 500 hPa (indicated by 5880 gpm) during pre- and post-first jump (left panel) and pre- and post-second jump (right panel) of WPSH in 1980 (upper panel) and 1981 (lower panel)

另一方面，对流增强还能够激发出向东北方向传播的 Rossby 波列，进而使其北侧叠加异常反气旋，副高由此加强（施能和朱乾根，1995；苏同华和薛峰，2010）。由此可见，在 1980 年副高第一次北跳过程中，南半球马高的增强起到十分重要的作用，而且这次北跳过程及与之相关的大尺度环流变化同气候态十分相似（苏同华和薛峰，2010）。

到副高第二次北跳阶段，西北太平洋沿岸依旧有很强的经向传播的 Rossby 波列异常（图 7b），但对流增强区略向东北方向移动，位于菲律宾群岛，其北侧产生异常反气旋，副高因此显著加强西伸，发生第二次北跳（图 6b）。值得注意的是，此次副高北跳阶段，欧亚大陆中高纬度地区依旧没有明显的 Rossby 波东传现象，这点明显不同于气候态副高第二次北跳时的环流调整（苏同华和薛峰，2010）。综合图 7 可知，尽管 1980 年夏季副高异常偏南偏强，但由于西太平洋热带地区对流显著增强，副高还是发生两次显著的北跳，因此，热带环流的调整在这一年副高两次北跳过程中起到主导作用。

此外，从图 7b 上还可以发现，北印度洋及印度次大陆地区并没有像副高第一次北跳时一样出现西风异常，而是为显著东风异常所占据，表明马高及相关的索马里急流并不是菲律宾地区对流增强的主要原因，那么，是什么原因导致这一地区对流增强？通过分析 1980 年 8 月风场候际差发现，在副高第二次北跳前一候（第 45 候，8 月 9～13 日），澳洲及东南印度洋为强烈的异常反气旋控制，澳高增强，其北侧越赤道也增强（图 8），表明相对于前一候（第 44 候，8 月 4～8 日），有大量冷空气入侵到南海地区，从而有助于触发当地的对流。而对流一旦生成，则容易自我发展维持（苏同华和薛峰，2010），因此，副高第二次北跳后菲律宾群岛上空对流较北跳前显著增强。实际上，第 45 候副高已经开始加强西进。如图 8 所示，增强的对流使其北侧的华南地区为异常强大的反气旋所占据。

与 1980 年相比，1981 年副高两次北跳前后西北太平洋沿岸也有明显的经向传播的 Rossby 波列异常，但除此之外，欧亚大陆中高纬地区还可以看到明显的 Rossby 波东传现象，并且它与极向传播的 Rossby 波列相互锁相（图 9）。可见，对于 1981 年副高两次北跳而言，热带环流和中高纬度环流共同起到作用。需要指出的是，气候态上副高第一次

北跳并未出现上述锁相现象，而只是在第二次北跳时才出现（苏同华和薛峰，2010）。

同气候态及 1980 年类似，1981 年副高第一次北跳前后南海对流的增强是由于马高增强，使得索马里急流增强，进而印度次大陆西风加强东扩所致（图 9a）。而第二次北跳前后，因澳高增强，其北侧越赤道气流显著增强（图 9b），这不但加强了暖池地区的对流，更使得对流向北推进到台湾以东洋

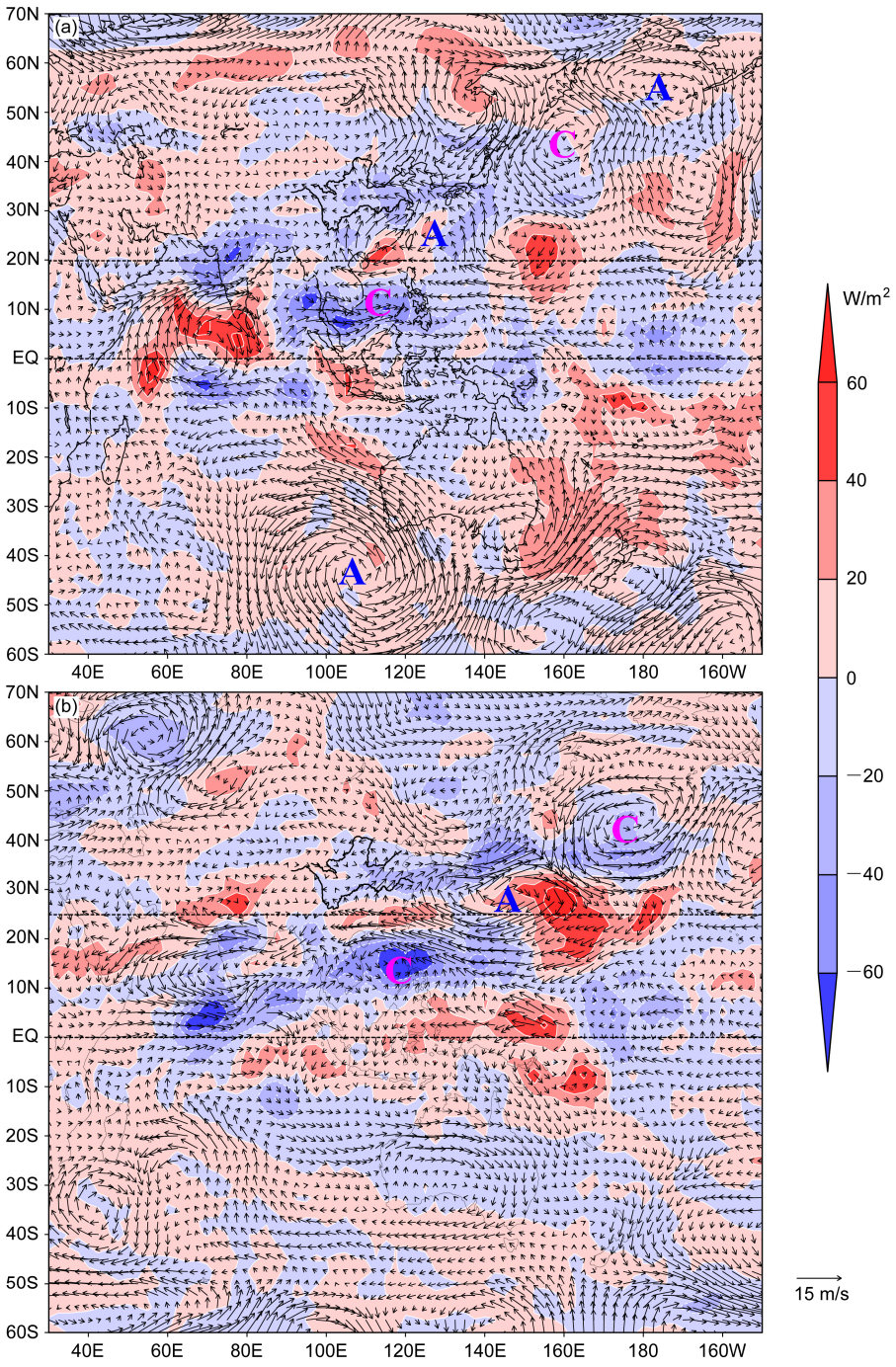


图 7　1980 年副高两次北跳前、后旬平均 850 hPa 风场差（箭头）及 OLR 差值场（填色）：（a）32、33 候平均（6 月 5～14 日）与 30、31 候平均（5 月 26 日至 6 月 4 日）之差；（b）46、47 候平均（8 月 14～23 日）与 44、45 候平均（8 月 4～13 日）之差。图中 C 代表异常气旋，A 代表异常反气旋

Fig. 7　Differences in 10-day-mean 850-hPa wind (vectors) and outgoing longwave radiation (OLR, shadings) between post- and pre-WPSH jumps in 1980: (a) Pentad 32−33 (5−14 Jun) minus pentad 30−31 (26 May−4 Jun); (b) pentad 46−47 (14−23 Aug) minus pentad 44−45 (4−13 Aug). C and A in the figures indicate cyclone and anticyclone, respectively

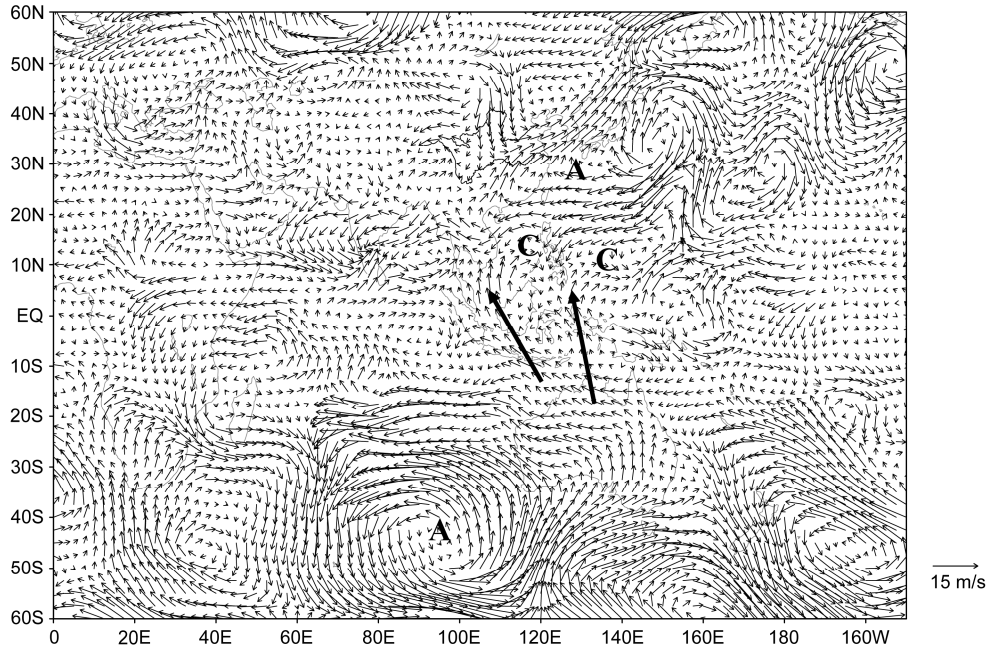


图 8 1980 年第 45 候（8 月 9～13 日）与第 44 候（8 月 4～8 日）风场差值。图中 C 代表异常气旋，A 代表异常反气旋；黑色粗箭头表示异常越赤道气流

Fig. 8 Wind differences between pentad 45 (9−13 Aug) and pentad 44 (4−8 Aug) in 1980. C and A in the figure indicate cyclone and anticyclone, respectively; thick black arrows indicate anomalous cross-equator flows

面，副高因此发生强烈的北跳（图 1a 和图 6d）。

5 副高北跳前后环流的维持

Su and Xue (2011) 的研究表明，热带海温异常通过影响环流的维持而间接影响到副高两次北跳异常。实际上，副高北跳前后环流维持时间长短是副高两次北跳异常的另一种反映，二者是同一问题的两种表现。当东亚夏季环流由一种状态跃变到另一种状态时，往往意味着副高将要发生北跳。当某种环流状态长期维持时（如 1980 年副高持续偏南），极易造成东亚夏季降水出现显著异常。引起副高北跳的原因也许是因为西太平洋热带对流增强（杨修群和黄士松，1989；Huang and Sun，1992），也可能是因为中高纬度 Rossby 波向下游的能量频散（Enomoto et al.，2003；Enomoto，2004；陶诗言和卫捷，2006），或者是两者共同作用（布和朝鲁等，2008；苏同华和薛峰，2010）。但是，当环流维持时，则未必是上述两个因子，因此，有必要深入分析这两年副高北跳前后环流维持的原因，以从另一个侧面了解无显著海温异常强迫下为何副高及东亚夏季风环流会出现如此显著的差异。

5.1 1980 年与 1983 年、1998 年的对比

从上面分析可知，1980 年副高两次北跳间隔异常偏长，而夏季平均副高则异常强大。为更直观地了解这一年夏季副高异常程度，我们将 1980 年夏季副高与 1983 年、1998 年夏季副高进行了对比。之所以选这两年，是因为这两年是除 2015～2016 年 El Niño 事件外近 30 多年来最强的两次 El Niño 事件的衰减年（刘长征和薛峰，2010），而且已有的许多研究表明，El Niño 衰减年副高异常偏西偏南，且强度偏强（符淙斌和滕星林，1988；Chang et al.，2000a；Terao and Kubota，2005；薛峰和刘长征，2007；Xie et al.，2009；Wu et al.，2010）。

如图 10 所示，6 月，这三年副高均较气候态明显偏强，其中 1998 年异常程度最强，而 1980 年比 1983 年略偏强；7 月，这三年副高的异常程度均不及 6 月，其中 1980 年异常程度最弱，而 1983 年和 1998 年则较强；8 月，这三年副高异常程度差异较大，1998 年异常程度最强，1980 年次之，1983 年最弱，但亦强于气候态，只是西伸脊点未显著西伸。就夏季平均而言，1998 年副高异常程度也最强，而

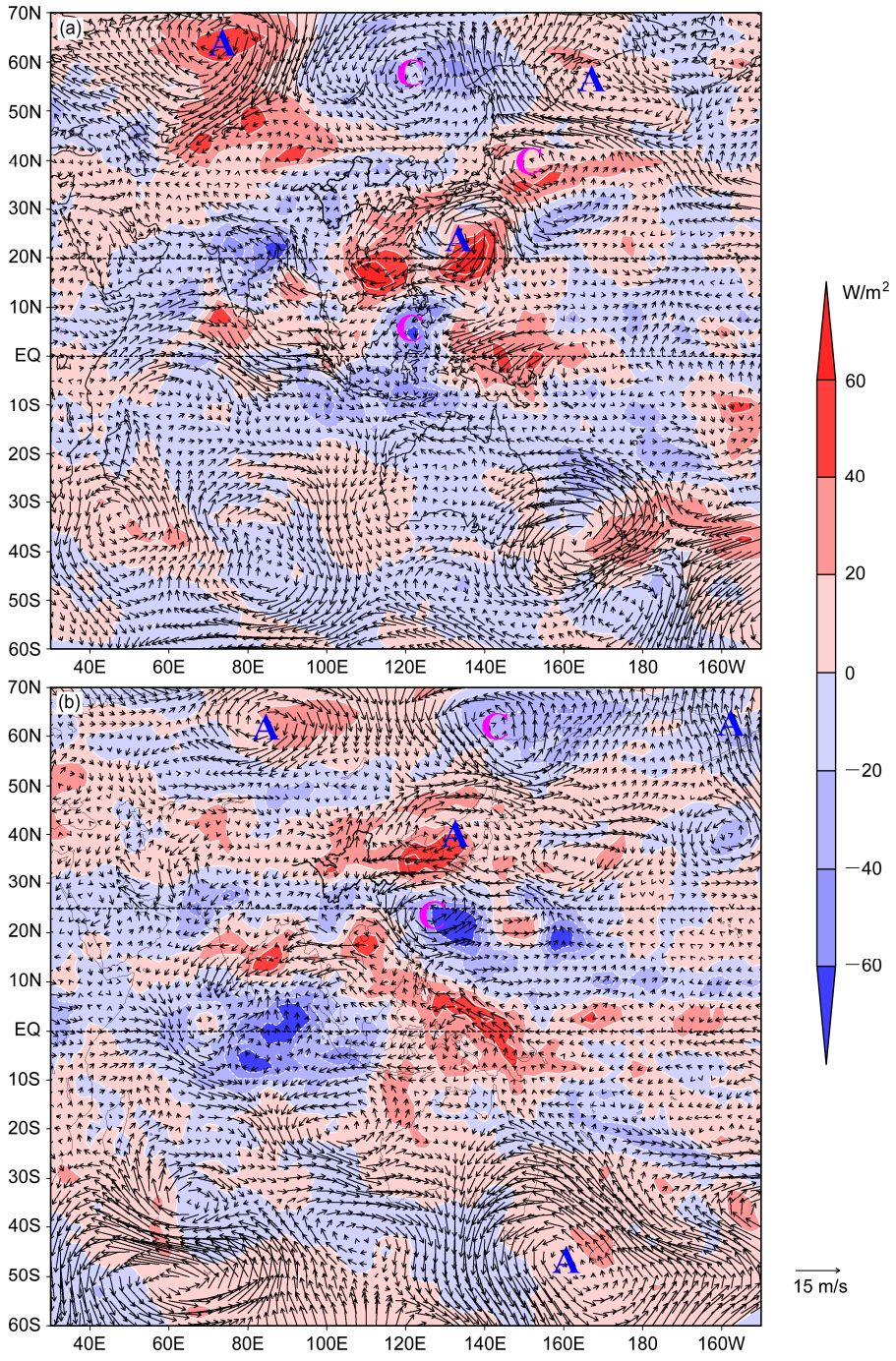


图 9　1981 年副高两次北跳前、后旬平均 850 hPa 风场差（箭头）及 OLR 差值场（填色）：（a）34、35 候（6 月 15～24 日）平均与 32、33 候（6 月 5～14 日）平均之差；（b）39、40 候（7 月 10～19 日）平均与 37、38 候（6 月 30 至 7 月 9 日）平均之差。C 代表异常气旋，A 代表异常反气旋

Fig. 9　Differences in 10-day-mean 850-hPa wind (vectors) and OLR (shagings) between post- and pre-WPSH jumps in 1981: (a) Pentad 34–35 (15–24 Jun) minus pentad 32–33 (5–14 Jun); (b) pentad 39–40 (10–19 Jul) minus pentad 37–38 (30 Jun–9 Jul). C and A in the figures indicate cyclone and anticyclone, respectively

1980 年和 1983 年异常程度相当。由此可见，1980 年尽管不是一次强 El Niño 衰减年，但其异常程度却堪比强 El Niño 衰减年。关于强 El Niño 衰减年夏季副高及东亚夏季风出现显著异常的原因，根据以往的研究已经可以得到详实的解答(Terao and Kubota, 2005; Yang et al., 2007; Xie et al., 2009; Wu et al., 2010; Su and Xue, 2011)，但 1980 年夏季副高异常为何如此强烈却不清楚，这也是本文拟解决的

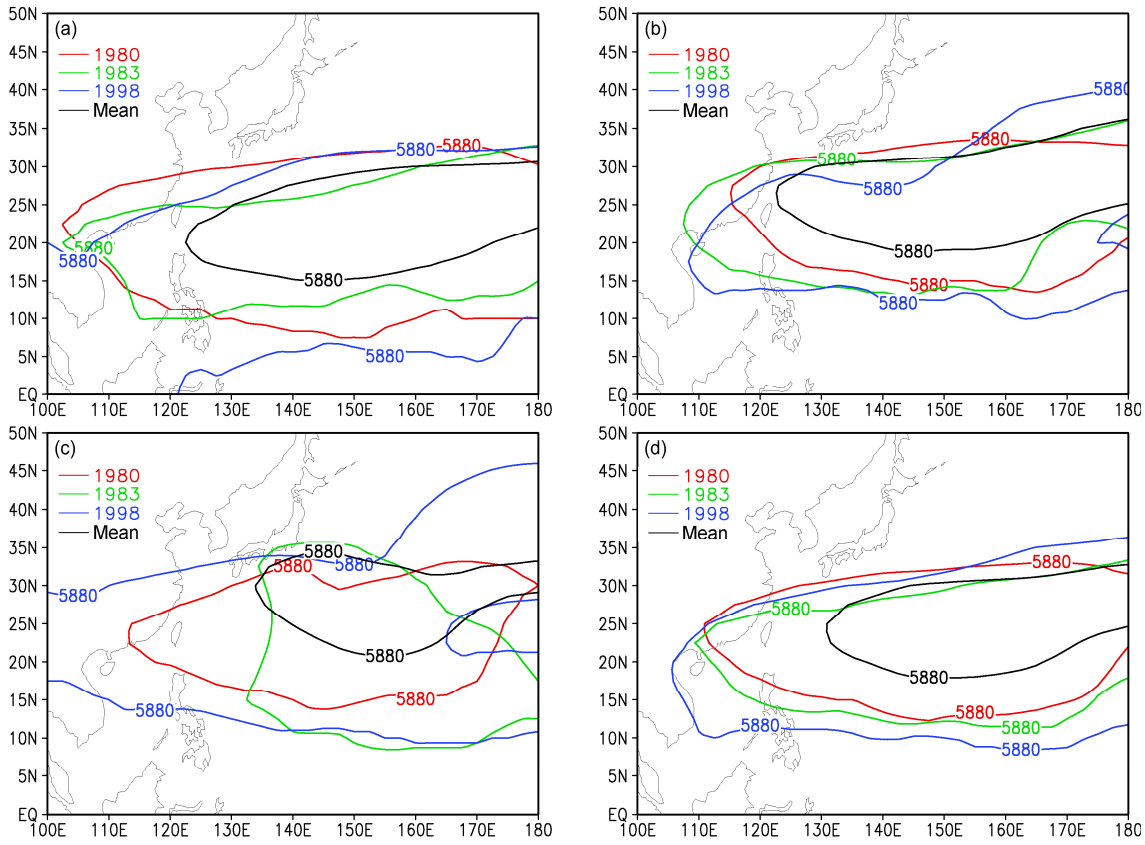


图 10 不同时间平均的副高（以 500 hPa 位势高度场的 5880 gpm 等值线为表征）：（a）6 月；（b）7 月；（c）8 月；（d）夏季平均。红线：1980 年；绿线：1983 年；蓝线：1998 年；黑线：气候平均

Fig. 10 Western Pacific subtropical high at 500 hPa indicated by 5880 gpm contour: (a) Jun; (b) Jul; (c) Aug; (d) summer mean. Red line: 1980; green line: 1983; blue line: 1998; black line: Climatic mean

问题之一。

5.2 环流调整的比较

为进一步探讨环流维持的成因，我们给出了上述三年以及 1981 年风场变差度（d^2）的时间—高度剖面图（图 11）。风场变差度是用于描述风场前后变化差异的程度。差异越大，其值越高，表明环流调整越剧烈，其取值范围为 0～2。关于风场变差度的计算公式和差分方法详见曾庆存等（2005）的文章。

从图 11 上看，夏季副高异常偏强的 1980 年、1983 年、1998 年东亚地区高低层环流的调整均较副高异常偏弱的 1981 年明显偏弱，其中尤以 1998 年调整最弱，毕竟这一年是 20 世纪最强的一次 El Niño 事件的衰减年。1983 年 6 月和 7 月环流调整很弱，但 8 月调整却异常偏强，几乎贯穿整个对流层。通过逐候考察这个月 850 hPa 风场和 500 hPa 位势高度场（图略）发现，主要是由于 8 月上旬有一次台风过程，而中下旬中高纬度环流调整强烈，冷空气频繁入侵到东亚地区。与 1983 年和 1998 年 6 月、7 月的环流调整相比，1980 年环流调整略偏强，但远比 1981 年弱。而 1980 年 8 月的环流调整相对 1981 年而言也偏弱，而且这两年环流调整仅限于对流层中低层，远不如 1983 年环流调整强烈。

需要特别指出的是，1980 年和 1981 年副高两次北跳阶段，对流层高低层环流均出现强烈调整，而在两次北跳之间，环流则相对稳定，特别是 1981 年 6 月下旬到 7 月上旬。1980 年 7 月虽然也处于两次北跳间隔，但环流调整相对 6 月略偏强。实际上，这一点从图 1a 上也可以得到反映，尽管副高总体稳定在偏南位置，但其脊线南北振幅却比较大，表明中高纬度环流时常有冷空气入侵。

薛峰和刘长征（2007）的研究指出，中等强度 ENSO 对副高的影响有比较长的滞后，6 月影响最弱，8 月影响最强。但强 ENSO 年则明显不同，其

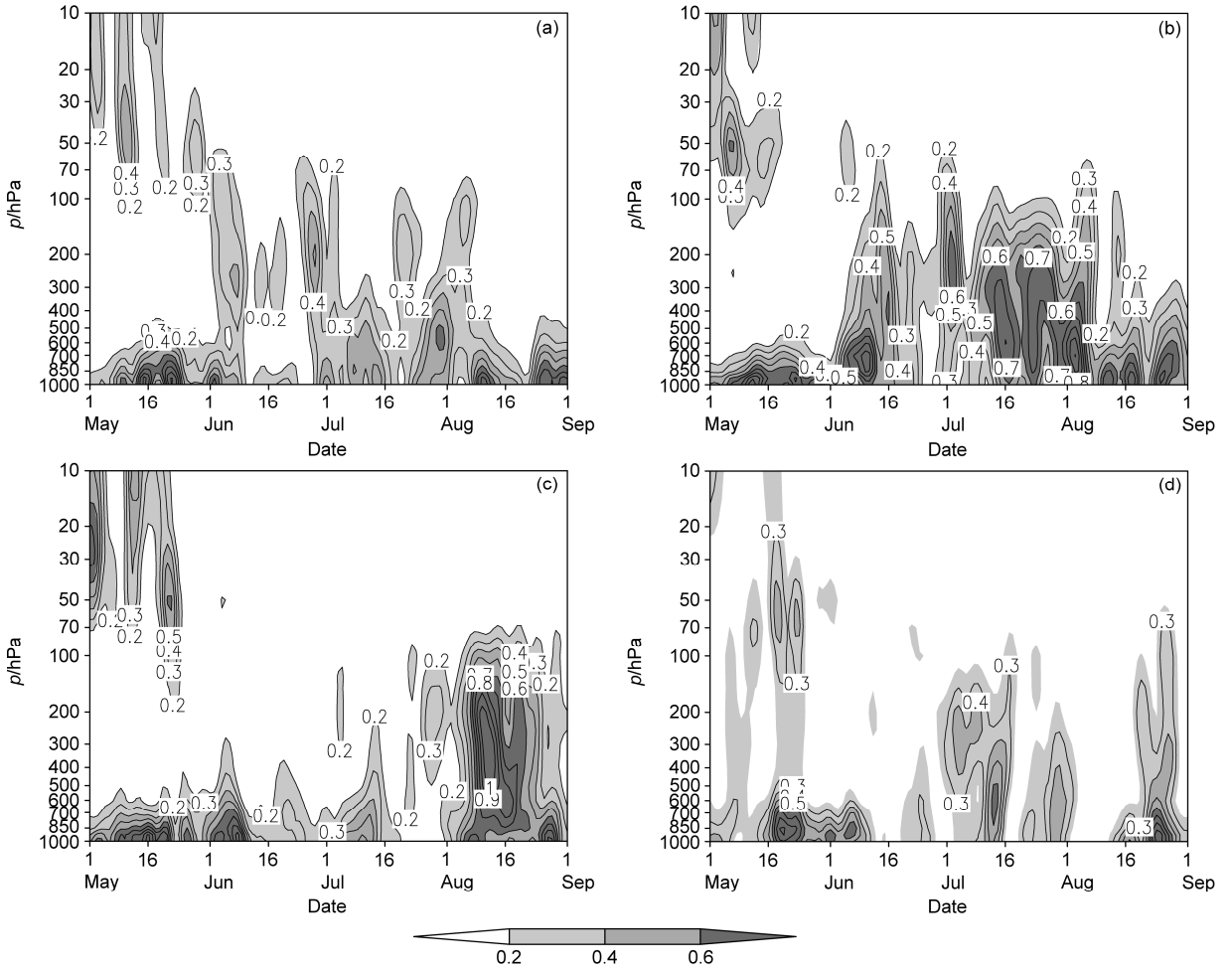


图 11　东亚区域平均（20°N～40°N，110°E～130°E）风场标准化变差度（d^2）的时间—高度剖面：（a）1980 年；（b）1981 年；（c）1983 年；（d）1998 年。阴影：d^2>0.2

Fig. 11　Time−height cross sections of the normalized finite temporal variation (d^2) of wind fields averaged over (20°N−40°N, 110°E−130°E): (a) 1980; (b) 1981; (c) 1983; (d)1998. Shaded area indicates the value of d^2 is greater than 0.2

对副高的影响早在 5 月就开始发挥作用，并维持到夏季结束，因此，ENSO 是造成 1983 年、1998 年夏季环流稳定的主要原因，但 1980 年并无显著的外强迫源，那么，造成其环流稳定少变的原因可能是多方面的，在下节中将会对此进行详细的分析。

5.3　不同阶段环流的维持

根据上面的分析结果，我们将 1980 年和 1981 年夏季各分为 4 个阶段，以考察不同阶段环流的显著特征，其中 1980 年夏季划分为：6 月、7 月、8 月 1～10 日以及 11～31 日；而 1981 年夏季则划分为：6 月 1～15 日、6 月 16 日至 7 月 10 日、7 月 11～31 日以及 8 月。图 12 和图 13 分别为这两年夏季不同时段 850 hPa 异常风场和 500 hPa 位势高度场。

由图 12a 可知，1980 年 6 月，南印度洋为异常反气旋控制，马高偏强，索马里急流偏强，由中南半岛向副高所在区域输送的暖平流偏强。薛峰和何卷雄（2005）等根据位势倾向方程指出，暖平流输送偏强，将使副高加强西伸。同时欧亚大陆中高纬度地区无明显 Rossby 波活动，盛行纬向环流。杨莲梅和张庆云（2007）的研究表明，当东亚西风急流 Rossby 波活动偏弱时，副高易于北抬。图 1a 和图 12a 均清晰表明副高偏北，与他们的研究结果是一致的。

7 月（图 12b），副高较气候态略偏强，但从图 1a 和图 11a 上可知，这个月副高脊线南北位置变动较大，环流调整较强。之所以如此，是因为此时鄂霍茨克海维持着一个较强的阻塞高压（阻高）。当阻高

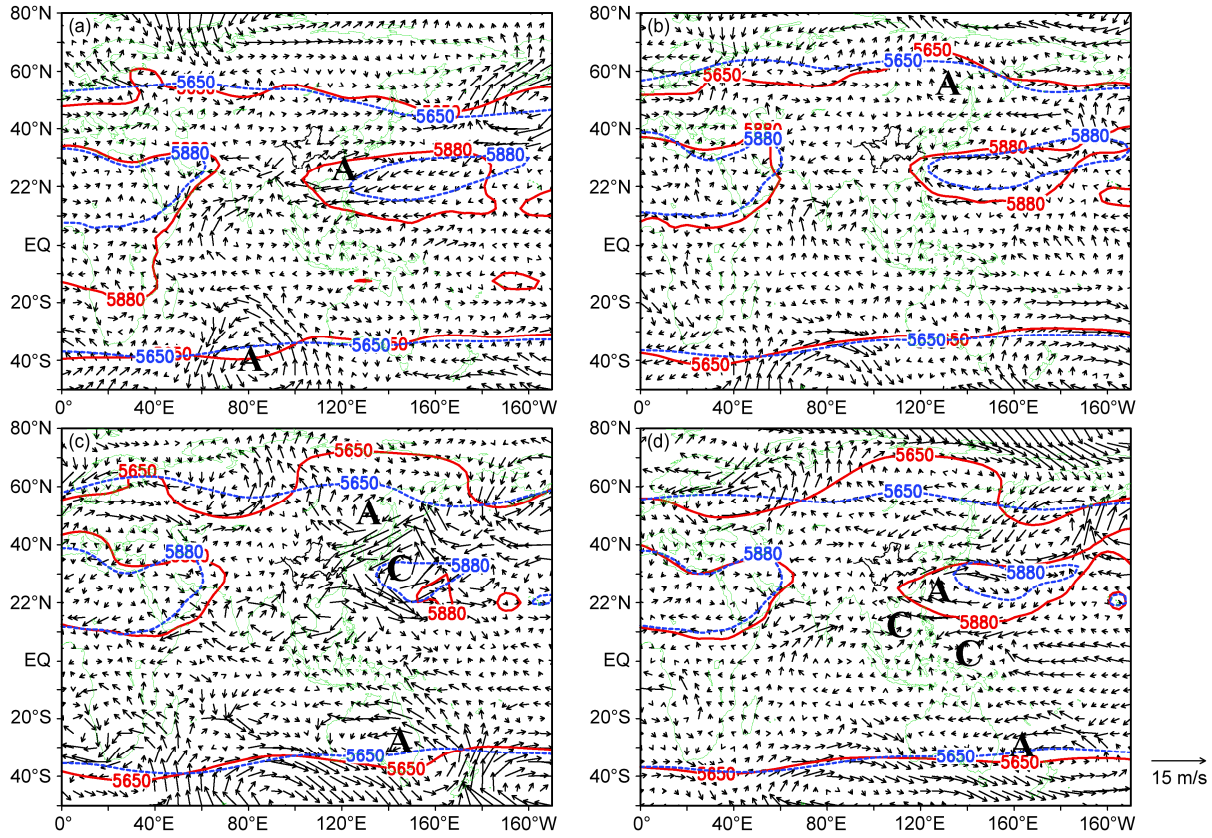


图 12 1980 年夏季不同时段 850 hPa 异常风场与 500 hPa 位势高度场（单位：gpm）：（a）6 月；（b）7 月；（c）8 月 1～10 日；（d）8 月 11～31 日。位势高度场仅给出 5650 gpm 和 5880 gpm 等值线；红实线：1980 年，蓝虚线：气候平均；C 表示异常气旋，A 表示异常反气旋

Fig. 12 850-hPa wind anomalies and 500-hPa geopotential height (gpm) in different periods of 1980: (a) Jun, (b) Jul, (c) 1–10 Aug, and (d) 11–31 Aug. The contours of 5650 gpm and 5880 gpm are shown only. Red line: 1980, blue line: climatic mean. C and A in the figures indicate cyclone and anticyclone, respectively

形成，西风急流将出现分支，其南支急流频繁地输送小股冷空气南下，不利于副高北进。而在这一阶段马高和澳高偏弱，热带印度洋环流也无显著异常。

到了 8 月上旬（图 12c），鄂霍茨克海阻高进一步加强，欧亚大陆中高纬地区 Rossby 波的经向活动加大，冷空气南侵过于强烈，使得副高强烈减弱，并且向南撤退，副高西北侧出现显著的异常气旋。同时可以看到，尽管澳高此时异常偏强，越赤道气流增强，但由第 4 节的分析可知，此时菲律宾东南侧海域对流并未明显增强，因此，不足以弥补因中高纬度冷空气南侵所造成的副高减弱。

8 月中下旬（图 12d），鄂霍茨克海阻高减弱，异常反气旋中心移到贝加尔湖上空，表明此时强大的高压脊控制着该地区，冷空气不易南下。受此影响，这一阶段副高明显偏西偏强。与此同时，南半球澳高依然偏强，受越赤道气流影响，南海南部至赤道西太平洋地区出现异常气旋，对流增强，通过 EAP 波列使其北侧产生异常反气旋，进而也使得副高明显偏西偏强。

从整个夏季角度看，1980 年副高明显偏强主要是因为 6 月和 8 月副高偏强，而这两个阶段副高偏强又与南半球环流密不可分，前期以马高作用为主，后期则主要受到澳高的影响。夏季平均副高异常偏南则主要是由于 7、8 月副高异常偏南造成的，鄂霍茨克海阻高的形成和稳定维持在这其中起到十分重要的作用。实际上，毕慕莹和丁一汇（1992）、吴国雄等（1994）曾针对这一年盛夏阻高异常维持的机制做过深入的分析。他们指出，天气尺度的时变涡度输送对于鄂霍茨克海阻高的形成和维持起到重要贡献。吴国雄等（1994）特别指出，这一年上游欧洲地区上空存在强斜压带，它对于下游天气尺度时变涡度的产生具有十分重要的作用，因此他们建议在对东亚夏季气候特别是北方干旱形势进行预报时，应该注意欧洲及西亚地区天气形势的演变。

与 1980 年相比，1981 年四个阶段南半球环流和北半球中高纬度环流明显不同。由图 13 可以看

到，1981 年夏季南半球副热带地区均为异常气旋控制，表明马高和澳高偏弱。实际上，这一年马高和澳高是近 30 多年来最弱的。马高和澳高偏弱直接导致越赤道气流偏弱，从而难以形成类似于 1980 年对副高的影响。此外，鄂霍茨克海也没有形成类似于 1980 年强大而稳定的阻塞高压。

分阶段来看，1981 年 6 月 1～15 日（图 13a），副高形态基本接近于气候态，所不同的是，南海北侧有一强烈的异常气旋。通过分析这一阶段逐日风场和气压场发现，6 月 7～14 日有一个热带气旋形成并维持。中高纬度环流在这一阶段比较稳定，只在咸海上空维持了一个弱高压脊。副高两次北跳之间（图 13b），副高强度亦类似于气候态，并且此时在欧亚大陆中高纬度地区维持着“两脊一槽”的形势。这种形势的存在有利于副高的稳定和长江流域梅雨的维持。当副高发生第二次北跳之后（图 13c），“两脊一槽”的形势消失，中高纬地区盛行纬向环流，致使副高容易北上，因此，这一阶段副高较气候态明显偏北。8 月（图 13d），贝加尔湖以西为一强大的高压脊，而其东侧为一深厚的大槽，这种形势的维持十分有利于大规模冷空气南侵，这一点从中国东部沿海为强烈的北风异常可以体现出来。冷空气的强烈南下必然使得副高显著东退南撤，强度减弱。最近，Xue and Fan (2016) 的研究也指出，强烈的经向环流异常所引起的冷空气南下入侵是促使 1981 年 8 月副高显著偏东偏弱的重要原因之一。

因此，就 1981 年整个夏季而言，当马高和澳高异常偏弱的情况下，中高纬度环流显著的季节内变化对 1981 年夏季副高及东亚季风的季节演变起到了决定性作用。

6　结论与讨论

本文以副高两次北跳为切入点，通过 1980 年和 1981 年两个典型年份的对比分析，探讨了无显著海温异常强迫的年份副高和东亚夏季风的季节内变化特征，以及这两年的显著差异，并揭示出造成这种差异的原因。研究表明，1980 年和 1981 年

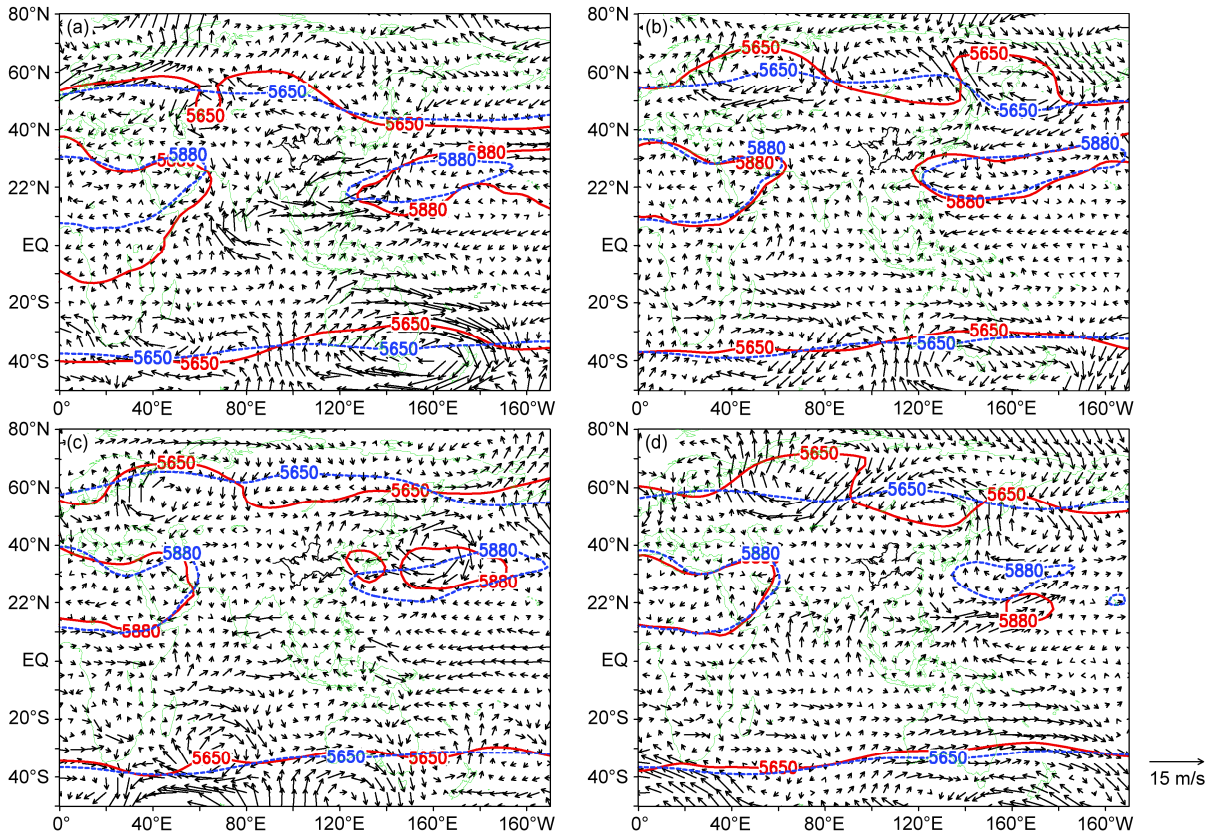


图 13　1981 年夏季不同时段 850 hPa 异常风场与 500 hPa 位势高度场（单位：gpm）：（a）6 月 1～15 日；（b）6 月 16 日至 7 月 10 日；（c）7 月 11～31 日；（d）8 月。位势高度场仅给出 5650 gpm 和 5880 gpm 等值线。红实线：1980 年，蓝虚线：气候平均

Fig. 13　850-hPa wind anomalies and 500-hPa geopotential height (gpm) in different periods of 1981: (a) 1−15 Jun, (b) 16 Jun−10 Jul, (c) 11−31 Jul, and (d) Aug. The contours of 5650 gpm and 5880 gpm are shown only. Red line: 1980, blue line: climatic mean

的季节内演变进程截然不同。1980 年副高两次北跳时间间隔很长，东亚夏季风环流总体稳定少变，而 1981 年东亚夏季风则随着副高的快速北进南退而呈现出强烈的环流调整。与副高两次北跳相对应，东亚夏季高低层环流均呈现出一致的强烈调整。

作为环流状态发生跃变的关键节点，这两年副高两次北跳的原因不尽相同。尽管热带西太平洋对流的增强以及欧亚大陆中高纬度环流的调整依然是这两年副高发生北跳的重要原因，但它们施加影响的阶段和程度却明显不同于气候态。

气候态上，副高第一次北跳与热带对流增强有关，而第二次北跳则受到热带对流和中高纬度环流的共同影响。对 1980 年而言，热带对流在副高两次北跳过程中均起到主导作用，而中高纬度并未出现与之配合的 Rossby 波东传现象。1981 年则相反，副高两次北跳过程中均出现热带对流增强所激发的极向传播的 Rossby 波列与中高纬度东传的 Rossby 波的锁相，因此，这一年热带对流和中高纬度环流为同等重要的影响因子。关于西太平洋热带对流增强的原因，与气候态是一致的，即：第一次北跳期间，马高增强引起索马里急流和北印度洋西风增强，并向东扩展至南海及菲律宾地区，导致局地东西风切变增强，气流辐合也加强，对流因此增强；而第二北跳期间，澳高增强，冷空气向北侵入南海及菲律宾群岛，增强了局地的层结不稳定以及南北风切变，从而导致对流增强。

需要特别指出的是，从第 3 节的分析上看，热带西太平洋对流的增强似乎与马高、澳高的增强是同步的，但实际上，与副高北跳前 1 候相比，副高北跳前 2～3 候马高和澳高及与之相关的越赤道气流就已经开始增强，这对于副高及与之相关的梅雨中期预报具有十分重要的意义（薛峰和何卷雄，2005）。

由于副高北跳过程时间较短，因此，就整个夏季东亚大气环流异常程度而言，北跳前后环流维持时间的长短显得更为重要。虽然 1980 年夏季副高并未受到显著的热带海温异常强迫影响，但其异常程度却堪比强 El Niño 衰减年。通过将这一年夏季分解为四个不同阶段并分别考察其环流维持的原因发现，不同阶段不同环流因子的相互配合也能造成夏季副高的显著异常。分阶段研究表明，1980 年夏季副高异常偏强主要是由于 6 月和 8 月副高异常偏强造成的，其中 6 月副高异常偏强主要受马高偏强的影响，而 8 月则与澳高偏强有关。至于副高偏南，则主要是因为 7 月和 8 月鄂霍次克海阻高的形成和维持。详细分析近 30 多年来无显著海温异常的其它年份后发现，1980 年是极为特殊的一年。除这一年外，其它年份从未出现这种形势的环流配置，因此，这种环流配置可以看做是与强 El Niño 相当的复杂影响因子。

1981 年的分阶段研究表明，这一年夏季副高异常偏东偏弱，也是与不同阶段南半球环流和北半球中高纬度环流异常有关。这一年马高和澳高整个夏季期间都是偏弱的，因此，中高纬度环流的季节内变化起到主导作用，其显著特征是 7 月亚洲中高纬地区盛行较强的纬向环流，而 8 月则以强烈的经向环流为主。虽然有些年份也出现这种环流形势（如 1992 年），但其异常程度远弱于 1981 年。

总之，无显著海温异常强迫的 1980 年和 1981 年，副高和与之相关的东亚夏季风环流的季节内演变以及夏季平均环流，之所以有如此显著的差异，主要是因为南半球环流和北半球中高纬度环流在不同阶段配置不同。本文的分析在月内尺度上给出了一些有用的前期信号（主要是南半球副热带环流的异常），但这种特殊的环流配置或者其中某一个因子是否在更长时间尺度上（如月、季）对应着较好的前期强信号，尚需进一步研究。

以往的研究表明，北半球夏季马高和澳高与前期春季和同期南极涛动密切相关 (Xue et al., 2004)，因此，作为上述环流配置的主要成员之一，马高和澳高能够有跨月或跨季度的前期异常信号。此外，还有研究指出，前期冬、春季欧亚大陆积雪状况具有较好的持续性，进而能够通过持续影响中高纬度环流而间接影响到东亚夏季风及长江以南地区的夏季降水（穆松宁和周广庆，2010）。根据他们的研究，1980 年和 1981 年均为大雪年，但根据本文的研究，这两年夏季中高纬度环流的季节内演变呈现出显著差异。可见，在这两个极端年份，中高纬度环流异常并未一致对应前期欧亚大陆积雪异常情况。因此，与南半球环流相比，北半球中高纬度环流季节内变化的跨季度预测明显困难得多，从而导致无显著海温异常强迫的年份副高及东亚夏季风的季节内变化的预测更加困难。

参考文献（References）

毕慕莹, 丁一汇. 1992. 1980 年夏季华北干旱时期东亚阻塞形势的位涡

分析 [J]. 应用气象学报, 3 (2): 145–156. Bi Muying, Ding Yihui. 1992. A study of budget of potential vorticity of blocking high during the drought period in summer of 1980 [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 3 (2): 145–156.

布和朝鲁, 施宁, 纪立人, 等. 2008. 梅雨期EAP事件的中期演变特征与中高纬 Rossby 波活动 [J]. 科学通报, 53 (1): 111–121. Bueh C, Shi Ning, Ji Liren, et al. 2008. Features of the EAP events on the medium-range evolution process and the mid- and high-latitude Rossby wave activities during the Meiyu period [J]. Chinese Science Bulletin, 53 (4): 610–623, doi: 10.1007/s11434-008-0005-2.

Chang C P, Zhang Y S, Li T. 2000a. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: Roles of the subtropical ridge [J]. J. Climate, 13 (24): 4310–4325, doi: 10.1175/1520-0442(2000)013<4310:IAIVOT>2.0.CO;2.

Chang C P, Zhang Y S, Li T. 2000b. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part II: Meridional structure of the monsoon [J]. J. Climate, 13 (24): 4326–4340, doi: 10.1175/1520-0442(2000)013<4326:IAIVOT>2.0.CO;2.

Enomoto T. 2004. Interannual variability of the Bonin high associated with the propagation of Rossby waves along the Asian jet [J]. J. Meteor. Res. Japan, 82 (4): 1019–1034, doi: 10.2151/jmsj.2004.1019.

Enomoto T, Hoskins B J, Matsuda Y. 2003. The formation mechanism of the Bonin high in August [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 129 (587): 157–178, doi: 10.1256/qj.01.211.

范可. 2006. 南半球环流异常与长江中下游夏季旱涝的关系 [J]. 地球物理学报, 49 (3): 672–679. Fan Ke. 2006. Atmospheric circulation anomalies in the Southern Hemisphere and summer rainfall over Yangtze River Valley [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 49 (3): 672– 679.

符淙斌, 滕星林. 1988. 我国夏季的气候异常与埃尔尼诺/南方涛动现象的关系 [J]. 大气科学, 12 (特刊): 133–141. Fu Congbin, Teng Xinglin. 1988. Climate anomalies in China associated with El Niño/southern oscillation [J]. Scientia Atmospherica Sinica (in Chinese), 12 (S1): 133–141, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1988.t1.11.

高辉, 薛峰, 王会军. 2003. 南极涛动年际变化对江淮梅雨的影响及预报意义 [J]. 科学通报, 48 (增刊 2): 87–92. GaoHui, Xue Feng, Wang Huijun. 2003. Impact of interannual variation of Antartica Oscillation on the Meiyu over the middle−lower reaches of Yangtze−Huaihe River Valley and its prediction significance [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 48 (z2): 87–92.

Huang R H, Sun F Y. 1992. Impacts of the tropical western Pacific on the East Asian summer monsoon [J]. J. Meteor. Res. Japan, 70 (1B): 243–256, doi: 10.2151/jmsj1965.70.1B_243.

黄士松, 汤明敏. 1987. 论东亚夏季风体系的结构 [J]. 气象科学, 7 (3): 1–14. Huang Shisong, Tang Mingmin. 1987. On the structure of the summer monsoon regime of East Asia [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 7 (3): 1–14.

Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2) [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 83 (11): 1631–1643, doi: 10.1175/BAMS-83-11-1631.

Lau N C, Nath M J. 1990. A general circulation model study of the atmospheric response to extratropical SST anomalies observed in 1950–79 [J]. J. Climate, 3 (9): 965–989, doi: 10.1175/1520-0442(1990)003<0965:AGCMSO>2.0.CO;2.

李崇银, 王作台, 林士哲, 等. 2004. 东亚夏季风活动与东亚高空西风急流位置北跳关系的研究 [J]. 大气科学, 28 (5): 641–658. Li Chongyin, Wang Zuotai, Lin Shizhe, et al. 2004. The relationship between East Asian summer monsoon activity and northward jump of the upper westerly jet location [J]. Chinese Journal of Atmospheric Science (in Chinese), 28 (5): 641–658, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2004.05.01.

Liebmann B, Smith C A. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77 (6): 1275–1277.

刘长征, 薛峰. 2010. 不同强度 El Niño 的衰减过程. I, 强 El Niño 的衰减过程 [J]. 地球物理学报, 53 (1): 39–48. Liu Changzheng, Xue Feng. 2010. The decay of El Niño with different intensity. Part I, The decay of the strong El Niño [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 53 (1): 39–48, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2010.01.005.

Lu R Y. 2001. Interannual variability of the summertime north pacific subtropical high and its relation to atmospheric convection over the warm pool [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 79 (3): 771–783, doi: 10.2151/jmsj.79.771.

Lu R Y, Ding H, Ryu C S, et al. 2007. Midlatitude westward propagating disturbances preceding intraseasonal oscillations of convection over the subtropical western North Pacific during summer [J]. Geophys. Res. Lett., 34 (21): L21702, doi: 10.1029/2007GL031277.

穆松宁, 周广庆. 2010. 冬季欧亚大陆北部新增雪盖面积变化与中国夏季气候异常的关系 [J]. 大气科学, 34 (1): 213–226. Mu Songning, Zhou Guangqing. 2010. Relationship between winter Northern Eurasian fresh snow extent and summer climate anomalies in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Science (in Chinese), 34 (1): 213–226, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2010.01.20.

Nitta T. 1987. Convective activities in the tropical western pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 65 (3): 373–390, doi: 10.2151/jmsj1965.65.3_373.

任荣彩, 吴国雄. 2003. 1998 年夏季副热带高压的短期结构特征及形成机制 [J]. 气象学报, 61 (2): 180–195. Ren Rongcai, Wu Guoxiong. 2003. On the short-term structure and formation of the subtropical anticyclone in the summer of 1998 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 61 (2): 180–195, doi: 10.11676/qxxb2003.017.

施能, 朱乾根. 1995. 南半球澳大利亚、马斯克林高压气候特征及其对我国东部夏季降水的影响 [J]. 气象科学, 15 (2): 20–27. Shi Neng, Zhu Qiangen. 1995. The climatic features of the Australian high and the Mascarene high in Southern Hemisphere and their influence on summer precipitation in eastern China [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 15 (2): 20–27.

Smith T M, Reynolds R W, Peterson T C, et al. 2008. Improvements to NOAA's historical merged land−ocean surface temperature analysis (1880–2006) [J]. J. Climate, 21: 2283–2296, 10.1175/2007JCLI2100.1.

Su T H, Xue F. 2011. Two northward jumps of the summertime Western Pacific subtropical high and their associations with the tropical SST anomalies [J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 4 (2): 98–102, doi: 10.1080/16742834.2011.11446910.

苏同华, 薛峰. 2010. 东亚夏季风环流和雨带的季节内变化 [J]. 大气科学, 34 (3): 611–628. Su Tonghua, Xue Feng. 2010. The intraseasonal

variation of summer monsoon circulation and rainfall in East Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Science (in Chinese), 34 (3): 611–628, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2010.03.13.

陶诗言, 朱福康. 1964. 夏季亚洲南部 100 毫巴流型的变化及其与西太平洋副热带高压进退的关系 [J]. 气象学报, 34 (4): 385–396. Tao Shiyan, Zhu Fukang. 1964. The 100-mb flow patterns in southern Asia in summer and its relation to the advance and retreat of the West-Pacific subtropical anticyclone over the Far East [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 34 (4): 385-396.

陶诗言, 何诗秀, 杨祖芳. 1983. 1979 年季风试验期间东亚地区夏季风爆发时期的观测研究 [J]. 大气科学, 7 (4): 347–355. Tao Shiyan, He Shixiu, Yang Zufang. 1983. An observational study on the onset of the summer monsoon over eastern Asia in 1979 [J]. Scientia Atmospherica Sinica (in Chinese), 7 (4): 347–355, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1983.04.01.

Tao S Y, Chen L X. 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, 卫捷. 2006. 再论夏季西太平洋副热带高压的西伸北跳 [J]. 应用气象学报, 17 (5): 513–524. Tao Shiyan, Wei Jie. 2006. The westward, northward advance of the subtropical high over the west Pacific in summer [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 17 (5): 513–524, doi: 10.3969/j.issn.1001-7313.2006.05.001.

Terao T, Kubota T. 2005. East-west SST contrast over the tropical oceans and the post El Niño western North Pacific summer monsoon [J]. Geophys. Res. Lett., 32 (15): L15706, doi: 10.1029/2005GL023010.

Trenberth K E. 1997. The definition of El Niño [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78: 2771–2777, doi: 10.1175/1520-0477(1997)078<2771: TDOENO>2.0.CO;2.

Wang H J, Fan K. 2005. Central-north China precipitation as reconstructed from the Qing dynasty: Signal of the Antarctic atmospheric oscillation [J]. Geophys. Res. Lett., 32 (24): L24705, doi: 10.1029/2005GL024562.

王继志, 李麦村. 1982. 源于澳洲过赤道气流与中国季风环流和降水 [J]. 大气科学, 6 (1): 1–10. Wang Jizhi, Li Maicun. 1982. Cross-equator flow from Australia and monsoon over China [J]. Scientia Atmospherica Sinica (in Chinese), 6 (1): 1–10, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1982.01.01.

Wu B, Li T, Zhou T J. 2010. Relative contributions of the Indian Ocean and local SST anomalies to the maintenance of the western North Pacific anomalous anticyclone during the El Niño decaying summer [J]. J. Climate, 23 (11): 2974–2986, doi: 10.1175/2010JCLI3300.1.

吴国雄, 刘辉, 陈飞, 等. 1994. 时变涡动输送和阻高形成—1980 年夏中国的持续异常天气 [J]. 气象学报, 52 (3): 308–320. Wu Guoxiong, Liu Hui, Chen Fei, et al. 1994. Transient eddy transfer and formation of blocking high—On the persistently abnormal weather in the summer of 1980 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 52 (3): 308–320, doi:10.11676/qxxb1994.039.

Xie S P, Hu K M, Hafner J, et al. 2009. Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during the summer following El Niño [J]. J. Climate, 22 (3): 730–747, doi: 10.1175/2008JCLI2544.1.

薛峰. 2008. 强 La Niña 背景下的东亚夏季风异常与 1989 年和 1999 年中国夏季降水的对比分析 [J]. 大气科学, 32 (3): 423–431. Xue Feng. 2008. East Asian summer monsoon anomalies in strong La Niña years and comparison of summer precipitation in China between 1989 and 1999 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (3): 423–431, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2008.03.01.

薛峰, 何卷雄. 2005. 南半球环流变化对西太平洋副高东西振荡的影响 [J]. 科学通报, 50 (15): 1660–1662. Xue Feng, He Juanxiong. 2005. Influence of the Southern Hemispheric circulation on east−west oscillation of the Western Pacific subtropical high [J]. Chinese Science Bulletin, 50 (14): 1532–1536, doi: 10.1360/982005-536.

薛峰, 刘长征. 2007. 中等强度 ENSO 对中国东部夏季降水的影响及其与强 ENSO 的对比分析 [J]. 科学通报, 52 (23): 2798–2805. Xue Feng, Liu Changzheng. 2008. The influence of moderate ENSO on summer rainfall in eastern China and its comparison with strong ENSO [J]. Chinese Science Bulletin, 53 (5): 791–800, doi: 10.1007/s11434-008-0002-5.

Xue F, Fan F X. 2016. Anomalous western Pacific subtropical high during late summer in weak La Niña years: Contrast between 1981 and 2013 [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 33 (12): 1351–1360, doi: 10.1007/s00376-016-5281-1.

Xue F, Wang H J, He J H. 2004. Interannual variability of Mascarene high and Australian high and their influences on East Asian summer monsoon [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 82 (4): 1173–1186, doi: 10.2151/jmsj.2004.1173.

Yang J L, Liu Q Y, Xie S P, et al. 2007. Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon [J]. Geophys. Res. Lett., 34 (2): L02708, doi: 10.1029/2006GL028571.

杨莲梅, 张庆云. 2007. 夏季东亚西风急流 Rossby 波扰动异常与中国降水 [J]. 大气科学, 31 (4): 586–595. Yang Lianmei, Zhang Qingyun. 2007. Anomalous perturbation kinetic energy of Rossby wave along East Asian westerly jet and its association with summer rainfall in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Science (in Chinese), 31 (4): 586–595, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.04.04.

杨修群, 黄士松. 1989. 马斯克林高压的强度变化对大气环流影响的数值试验 [J]. 气象科学, 9 (2): 125–138. Yang Xiuqun, Huang Shisong. 1989. The influence of intensity change of Mascarene high on the general circulation of atmosphere—A numerical experiment [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 9 (2): 125–138.

曾庆存, 张东凌, 张铭, 等. 2005. 大气环流的季节突变与季风的建立 I. 基本理论方法和气候场分析 [J]. 气候与环境研究, 10 (3): 285– 302. Zeng Qingcun, Zhang Donglin, Zhang Ming, et al. 2005. The abrupt seasonal transitions in the atmospheric general circulation and the onset of monsoons Part I: Basic theoretical method and its application to the analysis of climatological mean observations [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 10 (3): 285–302, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2005.03.03.

赵振国. 1999. 中国夏季旱涝及环境场 [M]. 北京: 气象出版社, 10–52. Zhao Zhenguo. 1999. Droughts and Floods in China during Summer and its Environmental Fields (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 10–52.

Zuo J Q, Li W J, Sun C H, et al. 2013. Impact of the North Atlantic sea surface temperature tripole on the East Asian summer monsoon [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 30 (4): 1173–1186, doi:10.1007/s00376-012-2125-5.