

青藏高原西侧绕流风系的变化及其与 东亚夏季风 and 我国华北地区 夏季降水的关系*

黄刚 周连童

(中国科学院大气物理研究所东亚区域气候—环境重点实验室, 全球变化东亚区域研究中心, 北京 100080)

摘要 从观测资料分析了青藏高原西侧绕流偏北风系的年际和年代际变化及其与东亚夏季风和华北地区夏季降水的关系。研究表明, 前者对后者有很大影响, 若夏季青藏高原西侧绕流的偏北风系强, 则东亚夏季风偏南风分量强, 且华北地区夏季降水可能偏多; 相反, 若夏季青藏高原西侧绕流的偏北风系弱, 则东亚夏季风的偏南风分量弱, 且华北地区夏季降水可能偏少。分析结果还表明, 由于从 1965 年之后 (特别从 1977 年之后), 高原西侧绕流的偏北风系减弱, 可能导致了东亚夏季风的偏南风分量减弱, 使得输向华北的水汽大大减弱, 且引起华北地区降水减少, 发生了持续严重干旱。

关键词: 青藏高原; 绕流风系; 华北干旱; 东亚夏季风

文章编号 1006-9585 (2004) 02-0316-15 **中图分类号** P442 **文献标识码** A

1 引言

东亚夏季风与东亚夏季气候异常有密切关系, 它给中国、日本和韩国等国家和地区带来旱涝等严重气候灾害, 并对这些国家和地区的工农业生产、水资源、生态环境有着重要影响。由于东亚夏季风与我国国民经济和人民生活有着密切关系, 因此, 中国气象学家很早就重视了东亚季风的研究。早在 60 多年前, 著名气象学家竺可桢^[1]首先指出了东亚夏季风对中国降水的影响。之后, 涂长望和黄仕松^[2]研究了东亚夏季风的进退对中国雨带变化的影响。继他们之后, 许多学者对东亚夏季风的特征、结构和变化作了较系统的研究^[3~5]。Tao 和 Chen^[6]对东亚夏季风的特征、结构及其与印度季风的异同与联系作了系统的回顾。

季风是海陆热力差异所造成的, 东亚季风的变化不仅与热带西太平洋热力及其上空的对流活动有很大关系^[7~11], 而且还与青藏高原的热力、动力作用有密切关系。叶笃正等^[12~14]系统地研究了青藏高原对东亚夏季风的动力、热力作用, 这些研究表明青藏高原是北半球夏季的一个重要热源。Hahn 和 Manabe^[15]从数值模拟的结果指出了青藏高原能引导亚洲季风从孟加拉湾经中印半岛流向东亚地区。黄荣辉^[16]从动力理论和数值模拟结果指出, 夏季青藏高原对于南亚平均季风环流的形成与维持起到了重要的

2004-02-16 收到, 2004-04-01 收到修改稿

* 中国科学院知识创新工程重要方向项目 KZCX3-SW-218 和国家自然科学基金委青年项目 40305012 以及国家重点基础研究发展规划项目 G1999043403 共同资助

动力、热力作用。吴国雄等^[17]的研究结果表明, 青藏高原对周围大气起到“气泵”的动力作用, 从而对亚洲季风的爆发与维持起到重要作用。

青藏高原平均海拔高度 4 000 m, 面积约为 $250 \times 10^4 \text{ km}^2$, 是地球上最大的高原。由于它的上空有强大的辐散而对周围大气运动起到“气泵”作用, 同时对南来的气流起到阻挡、牵引作用, 对中纬度西风气流有分流作用(正象海洋中的岛屿与江河中的江心岛一样对海流或江河水起到分流作用)。由于青藏高原地势很高, 因此, 西风带的气流遇到此高原不仅爬越高原流向高原东侧, 而且会绕高原南北两侧也流向高原东侧, 并在高原东侧汇合。叶笃正等^[18]指出了青藏高原对冬季高原及以东地区上空西风环流系统有分支作用; 并且还指出^[19]在 6 月上中旬由于青藏高原对西风急流分支作用所产生的南支急流会北跳到江淮流域, 与北支急流汇合, 从而导致江淮流域梅雨的开始。由于青藏高原地势高, 因此, 青藏高原对于对流层下层西风带环流系统也有很大的分流作用。然而, 关于青藏高原西侧对流层下层环流的绕流及其对东亚夏季季风环流的作用, 特别是高原西侧绕流对东亚夏季风和华北夏季气候的影响迄今讨论不多。所以, 有必要从观测事实来分析青藏高原西侧对流层下层绕流风系对东亚夏季风和华北夏季降水的影响。本研究利用 NCEP/NCAR 再分析的风场和水汽资料以及我国测站降水资料, 分析青藏高原西侧绕流风系对于东亚夏季风以及华北地区夏季气候的影响。

2 青藏高原西侧绕流风系及其与东亚夏季风变化的关系

青藏高原对大气环流的动力作用不仅表现在西风气流沿青藏高原的爬波上, 而且由于高原地势高, 在对流层下层更多表现在沿高原的绕流上。图 1 是欧亚非地区上空 1961~1990 年夏季(6~8 月) 700 hPa 气候平均流场。从图中可以清楚看到, 700 hPa 的西风带气流在青藏高原的西侧明显分成两支: 一支沿高原的北侧向东流, 并形成高原北侧的高压脊; 另一支沿青藏高原西侧(即伊朗高原一带)和南侧, 经孟加拉湾跨越我国云贵高原和中印半岛, 流向我国东部、朝鲜半岛和日本。这样, 700 hPa 面上的大气环流在伊朗高原、巴基斯坦、印度、我国云贵高原地区和中印半岛形成一准定常的低压槽, 从而加强了流向我国东部的西南季风气流, 并从孟加拉湾携带大量水汽到东亚地区。另外, 图 1 还表明, 位于青藏高原西侧的绕流, 是联系中纬度环流系统与南亚副热带、热带环流系统并影响到东亚季风系统的一个关键性环流系统。

沿青藏高原西侧和南侧的绕流在南亚地区所形成的准定常低压槽, 将随位于伊朗高原上空绕流风系强度以及西风带的位置而变化。若沿青藏高原西侧的伊朗高原上空绕流风系偏强, 则沿高原南侧, 并经我国云贵高原、中印半岛流向我国长江、淮河流域和华北地区的偏南季风气流就偏强; 相反, 若沿高原西侧的绕流风系偏弱, 则流向我国东部的偏南季风气流就偏弱。图 2 是夏季(6~8 月) 华北地区($35^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$) 平均的 700 hPa 南风分量与欧亚非地区 700 hPa 经向风分量相关系数分布。从图中可以看到, 夏季华北地区的南风分量与欧亚非地区 700 hPa 经向风分量的相关中, 位于青藏高原西侧的负相关系数很大, 最大达到 -0.6, 并与位于索马里附近的正相关系数相当。这表明, 位于南亚的夏季风气流不仅来源于索马里附近的跨赤道气流, 而且还来源于青藏高原西侧的绕流风系。根据 Krishnamurti 和 Ramanathan^[20]的研究,

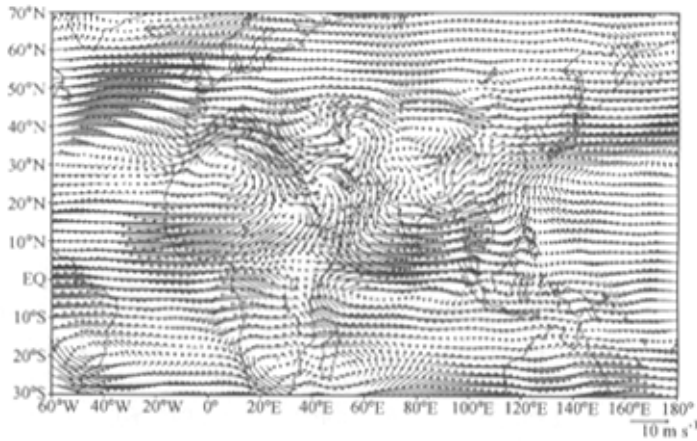


图1 欧亚非地区上空 1961~1990 年夏季 (6~8 月) 700 hPa 流场的气候平均

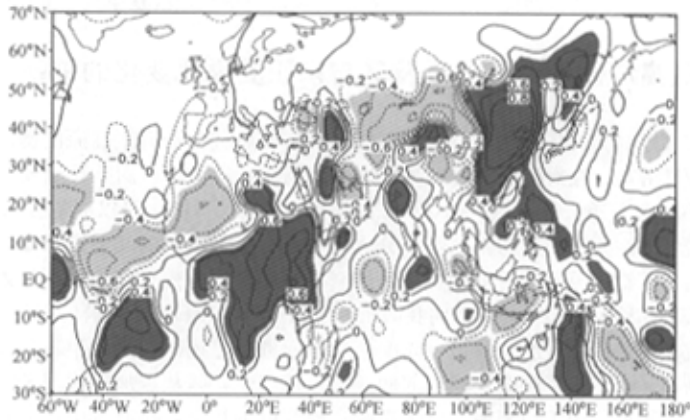


图2 北半球夏季欧亚非地区上空 700 hPa 经向风分量与华北地区 (35~40°N, 110~125°E) 平均的 700 hPa 南风分量相关系数分布

阴影区表示信度大于 95% 的相关区域, 实线与虚线分别表示正、负相关,
资料取之于 NCEP/NCAR 再分析的风场资料

索马里附近的跨赤道气流是南亚季风系统的主要成员; 然而, 根据图 2 所示, 南亚季风系统的主要成员不仅有索马里附近的跨赤道气流, 还应有来自青藏高原西侧的偏北绕流风系。

由于东亚夏季风受南亚季风的很大影响, 因此, 东亚夏季风的变化也会受到青藏高原西侧绕流风系的很大影响。为了说明这种影响, 图 3 给出夏季青藏高原西侧伊朗高原地区 (25~35°N, 55~65°E) 平均经向风分量和东亚地区 (35~40°N, 110~125°E) 平均夏季风经向风分量的年际变化。从图中可以清楚看到, 它们之间存在着反

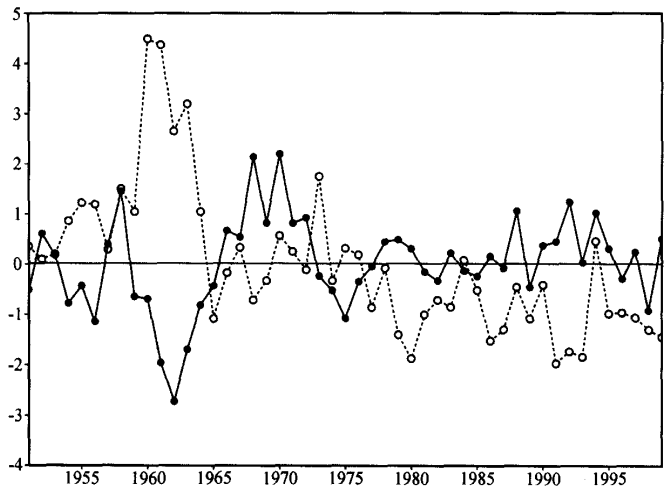


图3 1951~1999年夏季(6~8月)青藏高原西侧伊朗高原(25~35°N, 55~65°E)(实线)和
华北地区(35~40°N, 110~125°E)(虚线)平均700 hPa经向风距平的年际变化(单位: m s^{-1})
1961~1990年夏季(6~8月)上述两区域的气候平均经向风取为正常值,
资料取之于NCEP/NCAR再分析的风场资料

相关, 相关系数达到 -0.46 , 超过99%的信度。这就是说, 当伊朗高原夏季沿青藏高原的绕流偏北风系强, 则东亚地区夏季风的偏南风分量强。由于伊朗高原的风系位于东亚地区风系的上游, 因此表明青藏高原西侧强的偏北风系能引起东亚地区偏南季风风系的增强; 相反, 高原西侧弱的偏北绕流风系能使东亚地区偏南季风风系减弱。

从分析可以看到, 东亚夏季风的变化受到青藏高原西侧绕流偏北风系的影响, 这种影响可以从有障碍物的流体流动形态的简单原理进行解释。因此, 青藏高原西侧的绕流风系对亚洲季风系统应是有影响的一个环流系统。

3 青藏高原西侧夏季绕流风系的年际变化及其与华北夏季降水变化的关系

我国东部降水的变化受东亚季风变化的很大影响^[1,2,5,21], 并且黄荣辉等^[22]的研究表明了东亚夏季风的经向风分量很大, 因此, 我国东部夏季降水与东亚夏季风的偏南风分量有很大关系。

图4是我国夏季降水与华北地区平均的经向风分量相关系数分布。从图中可以明显看到, 从云贵高原西北部经四川到华北地区和东北南部有一片信度高于95%的正相关区; 并且在长江中下游和湘江、资水、沅江和澧水流域存在着一片负相关区; 此外, 在华南也有一片正相关区。这说明, 华北地区夏季风的南风分量, 即亚洲夏季风强, 则从云贵高原西北部经四川到华北地区和东北南部以及华南地区一带夏季降水强, 而在长江中下游地区和湘江、资水、沅江、澧水流域的降水弱。这种降水异常型与许多学者研究所得到的在亚洲夏季风强的夏季我国降水异常分布型相一致^[23~26]。

在上一节，我们已经通过观测事实的分析表明了青藏高原西侧夏季绕流风系和东亚夏季风有密切的关系，它们之间存在着很大的负相关。因此，青藏高原西侧的绕流风系对于夏季华北地区的降水也会有很大影响。图 5 是 1951~1999 年夏季（6~8 月）我国降水与伊朗高原（25~35°N，55~65°E）平均的 700 hPa 经向风分量的相关系数分布。由图可以明显看到，从云贵高原西北部经四川到华北、东北一带有一片信度超过

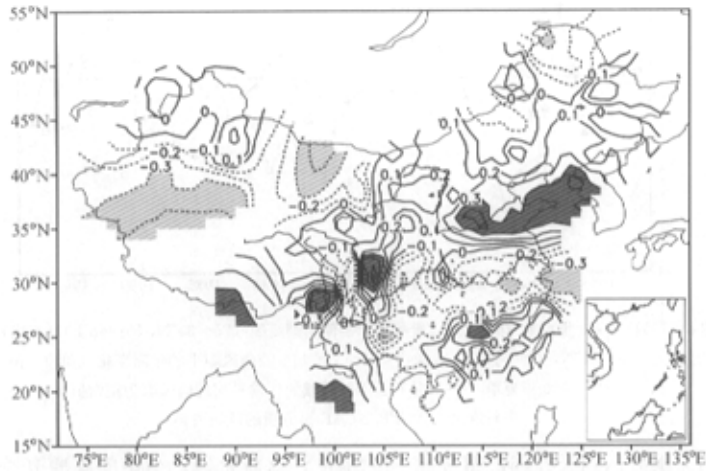


图 4 1951~1999 年夏季（6~8 月）我国降水与华北地区（35~40°N，110~125°E）平均的 700 hPa 经向风分量的相关系数分布
实线与虚线分别表示正、负相关，阴影区表示信度大于 95% 的相关区

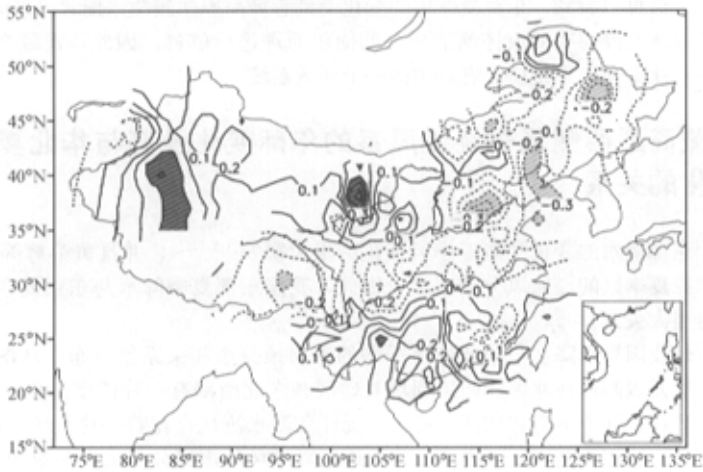


图 5 1951~1999 年夏季（6~8 月）我国降水与伊朗高原（25~35°N，55~65°E）平均的 700 hPa 经向风分量的相关系数分布

95%的负相关区, 而正相关区位于西北和华南地区。这表明, 若青藏高原绕流风系的偏北风强, 则从我国云贵高原西北部经四川到华北和东北地区的夏季降水强, 而西北和华南的降水弱; 相反, 若青藏高原绕流风系的偏北风弱, 则从我国云贵高原西北部经四川到华北和东北地区夏季降水弱。若把图 5 与图 4 相比, 两者相关系数分布正相反, 这再次论证了夏季青藏高原西侧绕流偏北风系与东亚夏季风变化之间存在着“跷跷板”结构。

以上分析可以看到, 由于青藏高原西侧的绕流风系和东亚夏季风有密切的关系, 因此青藏高原西侧的绕流偏北风系, 对于我国特别是华北地区夏季降水的年际变化有很大影响。

为了更好地说明青藏高原西侧绕流的偏北风系对东亚夏季风和降水年际变化的影响, 下面给出青藏高原西侧绕流偏北风系偏强和偏弱的夏季, 东亚夏季风和华北地区夏季降水的异常情况。

3.1 青藏高原西侧强偏北绕流风系的情形

从图 3 可以看到, 夏季高原西侧偏北绕流风系有很大的年代际和年际变化。本文选取图 3 所示的区域平均夏季绕流经向风距平 $\Delta \bar{V} \leq -1.0 \text{ m s}^{-1}$ 为强偏北绕流风系的情形, 这样 1956、1961、1962、1963、1975、1998 年夏季青藏高原西侧的偏北绕流风系偏强; 相反, 选取图 3 所示的区域平均夏季绕流经向风距平 $\Delta \bar{V} \geq 1.0 \text{ m s}^{-1}$ 为弱偏北绕流风系的情形, 这样 1958、1968、1970、1988、1992、1994、1997 年夏季青藏高原西侧的绕流风系偏弱。从上也可以看到青藏高原强绕流偏北风系大部分出现在 1965 年以前, 而弱绕流偏北风系大部分出现在 1977 年之后。为此, 下面利用合成分析方法分别分析青藏高原西侧夏季偏北绕流风系偏强和偏弱时, 东亚夏季风和华北地区夏季降水的异常情形。

图 6a 和 6b 分别是夏季青藏高原西侧强和弱偏北绕流风系时欧亚非地区上空 700 hPa 合成距平风场的分布。正如图 6a 所示, 700 hPa 环流距平场在伊朗高原、阿拉伯半岛和里海东部存在一个很强的反气旋型距平环流, 青藏高原西侧的绕流偏北风距平很大; 并且, 在我国西北和蒙古高原存在一个很强的气旋型距平环流, 这使得在东亚, 特别在我国华北、东北一带有很强的偏南风距平气流。以上说明在青藏高原西侧偏北绕流风系强的夏季, 华北地区有很强的偏南气流。如 1963 年夏季青藏高原西侧区域 ($25^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$, $55^{\circ}\sim 65^{\circ}\text{E}$) 平均的偏北风比平均值大 1.7 m s^{-1} , 而华北地区偏南风气流的距平为南风, 达到 3.0 m s^{-1} , 这表明在 1963 年夏季我国华北地区偏南风气流很强。

上面分析结果表明, 在青藏高原西侧偏北绕流风系强的夏季, 由于东亚上空 700 hPa 有很强的偏南风, 这支强的偏南气流经孟加拉湾把大量的水汽输送到华北、东北地区, 使得华北和东北地区夏季降水异常偏多。图 7a 和 7b 分别是青藏高原西侧偏北绕流风系强和弱的夏季, 我国 6~8 月降水距平百分率的合成分布。从图 7a 可以明显看到, 青藏高原西侧偏北绕流风系偏强的夏季我国江淮、华北和东北地区降水普遍偏多, 特别在华北的南部, 最大降水距平达到 40% 以上。如 1963 年夏季华北地区区域平均降水约偏多了 40%, 发生了严重洪涝, “63·8” 特大暴雨就发生在这个环流背景下。

3.2 青藏高原西侧弱偏北绕流风系的情形

正如图 6b 所示, 在 700 hPa 环流距平场, 青藏高原西侧的反气旋型距平环流偏北

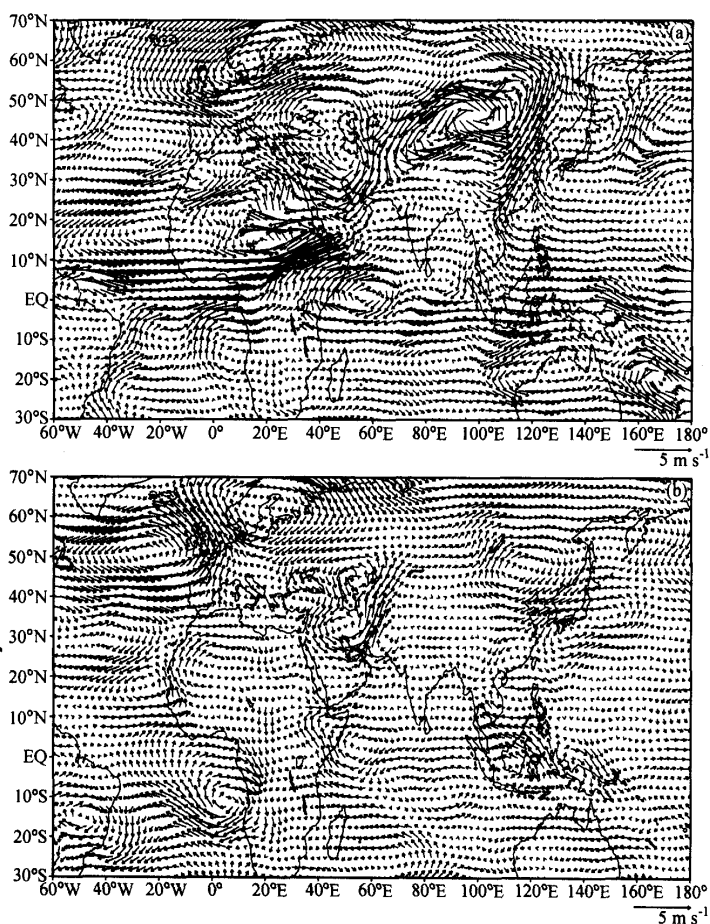


图6 夏季青藏高原西侧绕流偏北风偏强年份(1956、1961、1962、1963、1975和1998年)(a)和偏弱年份(1958、1968、1970、1988、1992、1994和1997年)(b)欧亚非地区上空700 hPa距平风场的合成分布 1961~1990年夏季700 hPa气候平均风场(图1)取为正常值,资料取之于NCEP/NCAR再分析的风场资料

并位于里海周围,在伊朗高原出现强的偏南气流;并且,在我国内蒙古、华北北部和西北东部出现一个很强的反气旋型距平环流,在东亚,特别在我国华北、东北一带有很强的偏北风距平气流。这表明,在青藏高原西侧偏北绕流风系偏弱的夏季,华北地区偏南季风气流也偏弱。如1997年夏季华北地区偏南季风气流的距平为负距平,达到 -1.0 m s^{-1} ,表明在1997年夏季华北地区的偏南季风气流很弱。

上面分析结果同样也表明,在青藏高原西侧偏北绕流风系弱的夏季,由于东亚上空700 hPa偏南气流很弱,使得从孟加拉湾来的水汽主要输送到长江流域和华南地区,而输送到华北、东北一带的水汽大大削弱,因此造成华北和东北地区夏季降水异常偏小。图7b是在青藏高原西侧偏北绕流风弱的夏季(6~8月)我国降水距平百分率的合成分布。从图7b可以明显看到,在青藏高原西侧偏北绕流偏弱的夏季,江淮流域、整

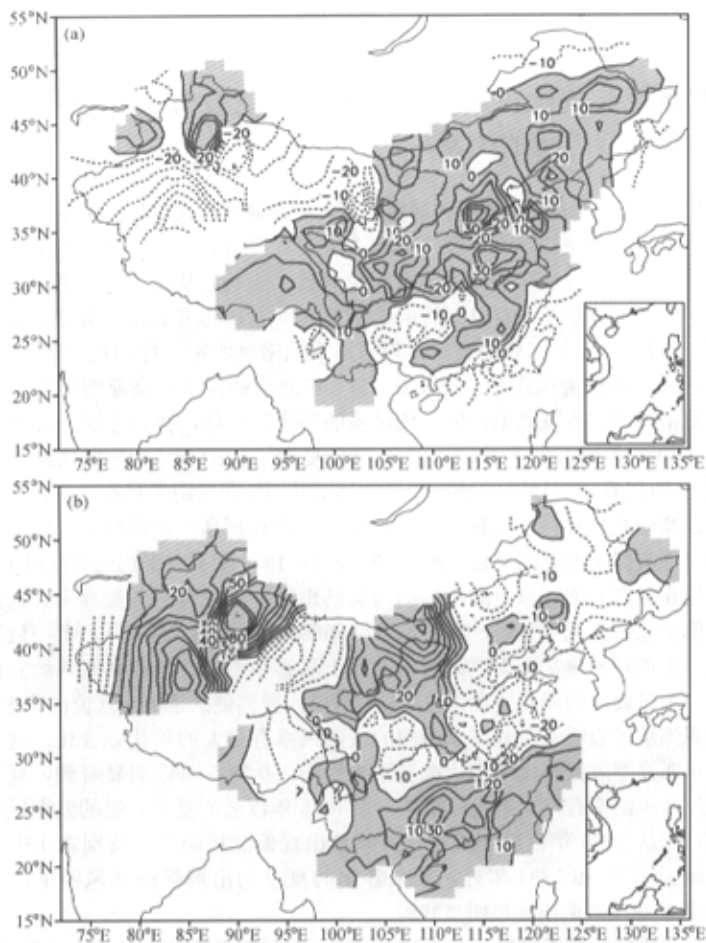


图 7 夏季青藏高原西侧偏北绕流风系偏强年份 (1956、1961、1962、1963、1975 和 1998 年) 和 (a) 偏弱年份 (1958、1968、1970、1988、1992、1994 和 1997 年) 夏季 (6~8 月) (b) 我国降水距平百分率的合成分布 (单位: %)
1961~1990 年夏季 (6~8 月) 我国降水气候平均值取为正常值,
实线与虚线区分别为夏季降水的正、负距平区, 阴影区为降水的正距平区域

个华北地区和东北的中、南部降水异常偏少, 而在华南、河套和西北地区降水偏多。如在 1997 年夏季华北地区区域平均夏季降水约偏少了 50%, 特别是在河南省夏季降水偏少达到 60%, 产生了严重的夏旱。

上述观测事实的分析结果表明, 北半球夏季青藏高原西侧绕流风系的年际变化, 对于东亚夏季风的强弱和我国东部特别是华北地区的夏季降水有很大影响。当青藏高原西侧绕流风系的偏北风强, 则东亚夏季的偏南季风就强, 江淮流域与华北、东北地

区夏季降水偏多;相反,当青藏高原西侧绕流的偏北风弱,则东亚夏季的偏南风就弱,江淮流域、华北、东北地区的夏季降水偏少,往往出现干旱。

4 青藏高原西侧绕流风系的年代际变化及其与东亚和华北夏季降水年代际变化的关系

4.1 青藏高原西侧绕流风系的年代际变化及其与东亚夏季风变化的关系

青藏高原西侧的绕流风系不仅有年际变化,而且有很大的年代际变化,因此,这支绕流风系对于东亚夏季风的年代际变化也有很大影响。从图3可以看到,青藏高原西侧绕流的经向风分量距平有很大的年代际变化。在1965年以前的夏季,偏北风距平频繁出现;而从1965年以后的夏季,频繁出现偏南风距平。特别从1977年以后这支绕流风系经常出现偏南风距平,说明从1977年之后的夏季,高原西侧绕流偏北风不强。为了更清楚说明青藏高原西侧绕流风系的年代际变化,我们分别分析1951~1965年、1966~1976年和1977~1999年3个时段夏季平均的700 hPa风场距平分布(图8)。从图8a可以看到,1951~1965年平均的700 hPa环流距平场在高原西侧的里海周围以及伊朗高原北侧有一反气旋型的环流异常,在青藏高原的西部,特别在阿拉伯半岛和伊朗高原有强的偏北风异常;图8b为1966~1976年夏季平均的700 hPa环流距平分布,可见在黑海的南部和伊朗高原的西侧已出现一气旋型的环流异常,这使得在青藏高原西侧偏北绕流风系变弱;而图8c为1966~1999年平均的700 hPa环流距平场,一个反气旋型的环流异常位于里海西南部 and 土耳其一带,在青藏高原西侧和伊朗高原一带出现一个气旋型的环流异常,这使得在青藏高原西侧出现偏南气流的距平环流。

上述观测事实表明了青藏高原西侧的绕流风系有很大的年代际变化。这个年代际变化对于东亚夏季风的年代际变化也有很大影响。从图3可以明显看到,夏季华北区域平均的经向风距平有很大年代际变化,在1965年以前的夏季,强的偏南风距平几乎年年出现;但从1965年以后的夏季,却频繁出现偏北风距平,特别从1977年以后,华北地区除了1984和1994年外,其余各年的夏季均出现强的北风距平,这说明从1977年以后东亚夏季偏南风明显减弱。

青藏高原西侧的绕流风系对东亚夏季风的影响同样也可以从图8所示的700 hPa环流距平场的平均分布看到。从图8a可以看到,1951~1965年平均的700 hPa环流距平场在蒙古高原有一明显的气旋型环流距平,在东亚上空出现很强的偏南风距平,这说明在1951~1965年期间,东亚夏季风的偏南风分量很强;然而,正如图8b所示,1966~1976年平均的700 hPa环流距平场在蒙古高原出现一个反气旋型的环流距平,这使得我国华北地区700 hPa偏南风场距平变弱,而东北700 hPa风场距平变成了偏北气流;并且,如图8c所示,1977~1999年平均的700 hPa风场距平场在蒙古高原、我国西北地区和东北一带出现一个强的反气旋型的风场距平场。在我国东北、华北地区出现强的偏北风距平,这说明在1966~1999年期间,东亚夏季风的偏南风分量是弱的。

以上分析可以看到,青藏高原西侧的绕流风系有很大的年代际变化,并对东亚夏季风的年代际变化有很大影响。

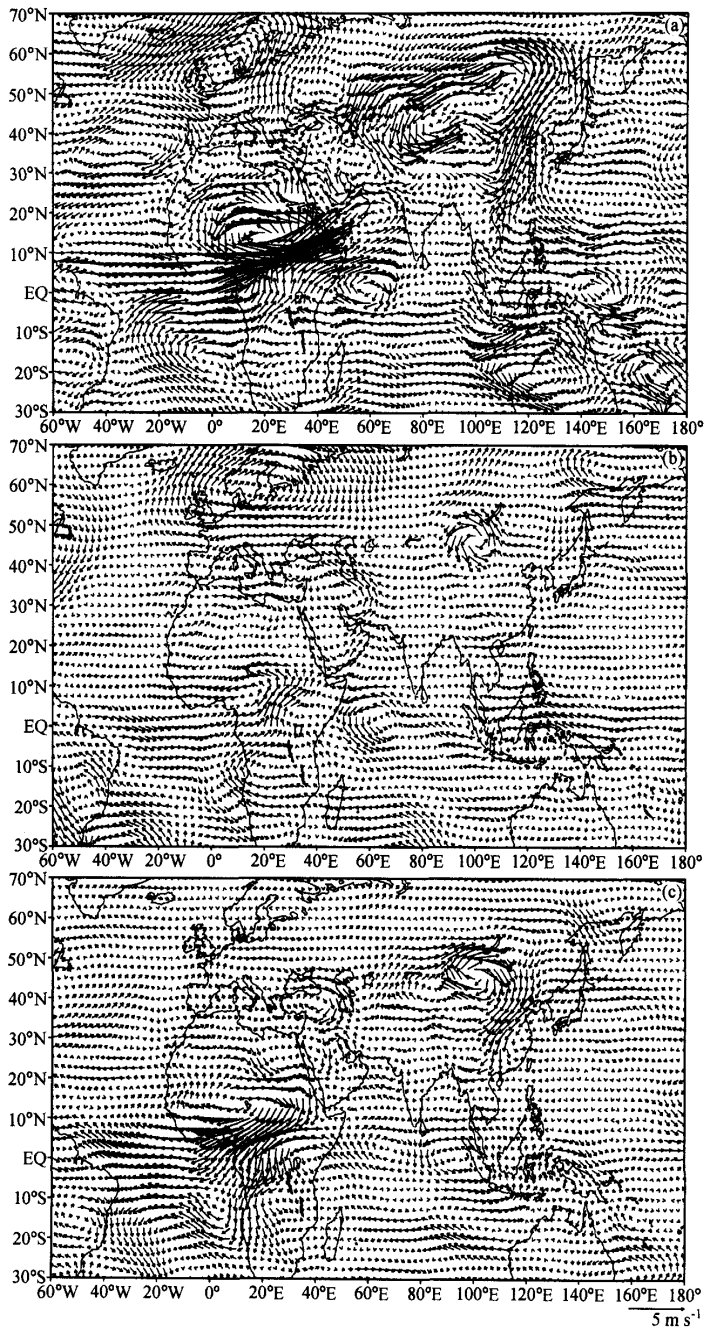


图8 1951~1965年(a)、1966~1976年(b)和1977~1999年(c)夏季(6~8月)平均的700 hPa风场距平分布
1961~1990年夏季700 hPa风场的气候平均(图1)取为正常值,资料取之于NCEP/NCAR再分析的风场资料

4.2 青藏高原西侧绕流风系的年代际变化及其对华北地区夏季降水变化的影响

由于青藏高原西侧绕流风系对东亚夏季风的年代际变化有很大影响,图 9a 和 9b 分别表示夏季(6~8月)东亚 110~125°E 平均的 700 hPa 与 850 hPa 上,南风大于 1.0 m s^{-1} 北界所在纬度的年际变化。从图 9a 可以清楚看到,1965 年以前,在 700 hPa 上夏季平均的 1.0 m s^{-1} 南风北界偏北,最北可以达到 52°N ,且中心强度可达到 4.0 m s^{-1} ;并且,如图 9b 所示,在 850 hPa 夏季平均的 1.0 m s^{-1} 南风北界也偏北,最北可达到 50°N ,且中心强度可达到 5.0 m s^{-1} 。然而,从 1965 年以后,如图 9a 所示,在 700 hPa 夏季平均的 1.0 m s^{-1} 南风北界明显南撤,在 1973 年之前,只有很少几年 1.0 m s^{-1} 南风的北界可达到 50°N ,而从 1973 年之后, 1.0 m s^{-1} 南风的北界只能到达 35°N ,且中心强度只有 3.0 m s^{-1} ;并且,1965 年之后在 850 hPa 上,南风北界也南撤,且中心强度大大削弱,如图 9b 所示,从 1965 年之后 850 hPa 夏季平均 1.0 m s^{-1} 的南风向北界虽只南撤 2 个纬距,北界到达 48°N ,但强度已经削弱;特别从 1977 年之后,如图 9c 所示,不仅 1.0 m s^{-1} 南风的北界只能到达 43°N ,且中心强度只有 3.0 m s^{-1} ,比 1965 年之前的南风强度大大削弱。

由于从 1965 年开始东亚夏季风减弱,特别是 1977 年之后东亚夏季风进一步减弱,这使得从孟加拉湾、南海和热带西太平洋输送到我国华北的水汽大大减弱。由于输向华北地区水汽的减弱,导致华北地区夏季降水从 1965 年开始减少,特别在 1977~2000 年期间华北地区夏季降水更加频繁出现偏少年。Yan 等^[27]和黄荣辉等^[28]也曾经指出在

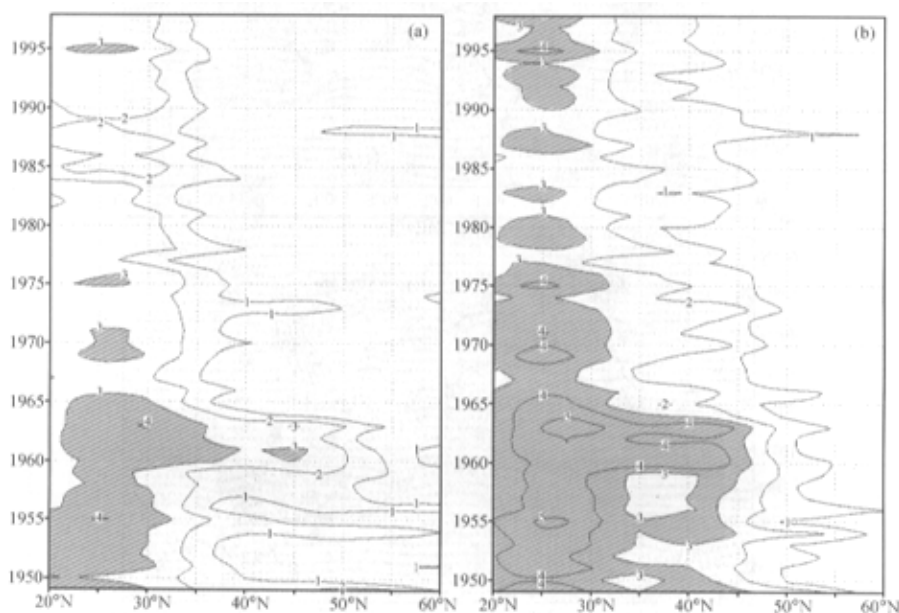


图 9 夏季东亚上空 700 hPa (a) 和 850 hPa (b) 沿 110~125°E 平均的 1.0 m s^{-1}

南风北界到达的纬度及南风强度的年际变化(单位: m s^{-1})

资料取之于 NCEP/NCAR 再分析的风场资料

1965 年以前，华北地区夏季降水是偏多的；但在 1965 年之后，华北地区夏季降水开始出现偏少，特别是华北地区 1977 年之后夏季降水再度减少，频繁出现偏少年，且偏少幅度增大。关于我国华北从 20 世纪 80 年代以来所发生干旱的成因已有不少研究^[28~30]。黄荣辉等^[31]、张庆云^[32]分析了华北地区降水年代际变化的原因，他们的研究表明了由于受热带太平洋海温、西太平洋副热带高压年代际变化的影响，华北地区从 1977 年之后夏季降水更加减少，发生了持续性严重干旱。华北地区持续严重干旱不仅对华北工农业生产有严重影响，而且造成水资源缺乏，生态环境恶化，沙尘暴增多。

从上分析可以看到，华北地区降水的年代际变化不仅受到热带太平洋海温异常、西太平洋副热带高压年代际变化的影响，还和青藏高原西侧的绕流偏北风系年代际变化的关系密切。

5 结论与讨论

本文利用 NCEP/NCAR 风场等再分析资料 and 我国 160 个测站降水资料，分析了青藏高原西侧绕流偏北风系的年际和年代际变化及其对东亚夏季风和华北地区降水年际和年代际变化的影响。分析结果表明，青藏高原西侧绕流风系有很明显的年际和年代

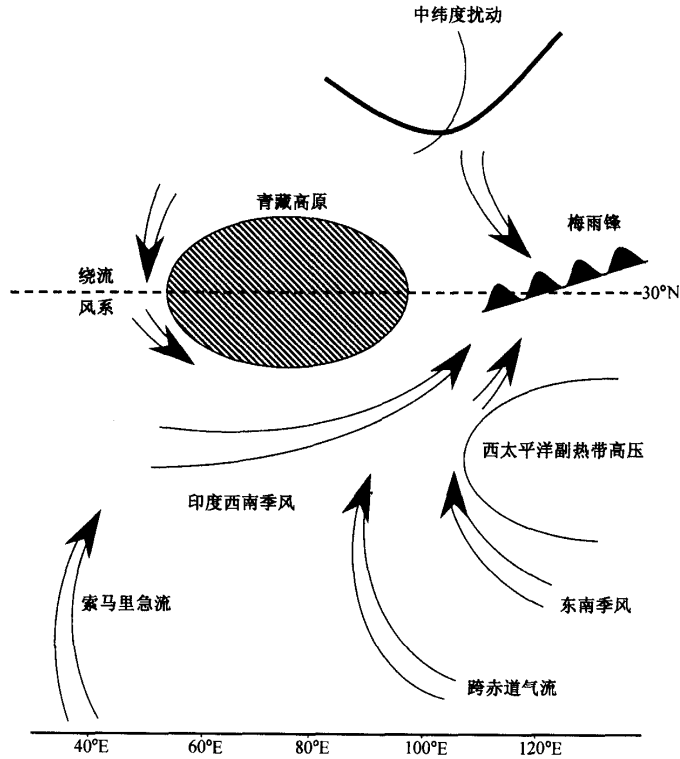


图 10 东亚夏季风水平环流系统成员概念图（东亚部分参考文献 [6]）

际变化, 这些变化和东亚夏季风以及华北地区夏季降水的年际和年代际变化有很密切的关系。若夏季高原西侧绕流的偏北风强, 则东亚夏季风的偏南风分量强, 华北地区夏季降水可能偏多; 相反, 若高原西侧绕流的偏北风弱, 则东亚夏季风偏南风分量弱, 华北地区夏季降水将偏少。分析结果还表明, 由于 1965 年之后, 高原西侧绕流偏北风系减弱, 特别从 1977 年之后高原西侧的绕流偏北风系进一步减弱, 这使得东亚夏季风从 1965 年之后开始减弱, 1977 年之后又进一步减弱。东亚夏季风的减弱使得输向华北的水汽大大减弱, 从而引起华北地区从 1965 年之后夏季降水开始偏少, 出现干旱, 从 1977 年之后夏季降水更加减少, 干旱灾害变得持续且严重。

亚夏季风环流系统包括了西太平洋副热带高压以及沿副热带南侧和西侧的东南季风、印度西南季风、跨赤道气流、以及中纬度扰动^[6]。然而, 从上述青藏高原西侧绕流偏北风系的年际和年代际变化及其对东亚夏季风和夏季气候的影响来看, 正如图 10 所示, 西南季风不仅来自索马里急流, 而且受到青藏高原西侧的绕流偏北风系的很大影响。

关于青藏高原西侧绕流风系的年际和年代际变化的原因, 作者正在研究, 它们可能受大西洋海温和北极涛动 (AO) 的影响, 这将在另文加以讨论。

参 考 文 献

- 1 竺可桢, 东南季风与中国之雨量, 地理学报, 1934, 1, 1~26.
- 2 涂长望、黄仕松, 夏季风进退, 气象杂志, 1944, 18, 1~20.
- 3 陶诗言、赵煜佳、陈晓敏, 东亚的梅雨期与亚洲上空大气环流季节变化的关系, 气象学报, 1958, 29, 119~134.
- 4 陈隆勋、朱乾根、罗会邦, 东亚季风, 北京: 气象出版社, 1991, 362 pp.
- 5 Ding, Y. H., *Monsoon over China*, Kluwer Academic Publishers, 1994, 420 pp.
- 6 Tao Shiyun, and Chen Longxun, A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China, *Monsoon Meteorology*, Edited by C. P. Chang, and T. N. Krishnamurti, Oxford University Press, 1987, 60~72.
- 7 Nitta, T., Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1987, 64, 373~390.
- 8 Huang Ronghui, and Li Weijing, Influence of the heat source anomaly over the tropical western Pacific on the subtropical high over East Asia, *Proceedings of the International Conference on the General Circulation of East Asia*, Chengdu, April 10~15, 1987, 40~51.
- 9 黄荣辉、李维京, 夏季热带西太平洋上空的热源异常对东亚上空副热带高压的影响及其物理机制, 大气科学, 1988, 特刊, 95~107.
- 10 Kurihara, K., A climatological study on the relationship between the summer weather and the subtropical high in the western northern Pacific, *Geophys. Mag.*, 1989, 43, 45~104.
- 11 Huang Ronghui, and Sun Fengying, Impact of the tropical western Pacific on the East Asian summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1992, 70 (1B), 243~256.
- 12 叶笃正、顾震潮, 关于青藏高原对东亚环流和中国天气的影响的研究, 中国科学, 1955, (1), 29~33.
- 13 叶笃正、罗四维、朱抱真, 关于青藏高原及其邻近地区热量平衡和对流层环流结构, 气象学报, 1957, 28, 108~121.
- 14 叶笃正、高由禧, 青藏高原气象学, 北京: 科学出版社, 1979, 279 pp.
- 15 Hahn, D. C., and S. Manabe, The role of mountains in the South Asian monsoon circulation, *J. Atmos. Sci.*, 1975, 32, 1515~1541.

- 16 黄荣辉, 夏季青藏高原对于南亚平均季风环流形成与维持的热力作用, 热带气象, 1985, **1**, 1~7.
- 17 Wu Gaoxiong, and Zhang Yongsheng, Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea, *Mon. Wea. Rev.*, 1997, **126**, 917~927.
- 18 叶笃正、高由禧、陈乾, 青藏高原和它周围上空大气环流的若干特征, 大气科学, 1977, **1**, 289~299.
- 19 Ye Duzheng (Yeh, T. C.), Tao Shiyun, and Li Maicun, The abrupt change of circulation over the Northern Hemisphere during June and October, *Atmosphere and the Sea in Motion*, 1959, 249~267.
- 20 Krishnamurti, T. N., and Y. Ramanathan, Sensitivity of monsoon onset to differential heating, *J. Atmos. Sci.*, 1982, **39**, 1290~1306.
- 21 Huang Ronghui, Zhou Liantong, and Chen Wen, The progresses of recent studies on the variabilities of the East Asian monsoon and their causes, *Adv. Atmos. Sci.*, 2003, **20**, 55~69.
- 22 黄荣辉、张振洲、黄刚, 东亚季风区的水汽输送特征及其与印度季风区的差别, 大气科学, 1998, **22** (特刊), 460~469.
- 23 Zhu Qiangen, He Jinhai, and Wang Panxing, A study of the circulation differences between East Asian and Indian summer monsoons with their interaction, *Adv. Atmos. Sci.*, 1986, **3**, 466~477.
- 24 郭其蕴、王继琴, 中国与印度夏季风降水的比较研究, 热带气象, 1988, **4**, 53~60.
- 25 陈烈庭、吴仁广, 中国东部气候降水区划及各区旱涝变化特征, 大气科学, 1994, **18**, 586~595.
- 26 黄刚, 东亚夏季风环流异常指数与夏季气候变化关系的研究, 应用气象学报, 1999, **10**, 61~69.
- 27 Yan Zhongwei, Ji Jinjun, and Ye Duzheng, Northern Hemispheric summer climatic jump in 1960's, *Science in China*, 1990, **33**, 61~70.
- 28 符淙斌、温刚, 中国北方干旱化的几个问题, 气候与环境研究, 2002, **7**, 22~29.
- 29 周连童、黄荣辉, 关于我国夏季气候年代际变化特征及其可能成因的研究, 气候与环境研究, 2003, **8**, 247~290.
- 30 张庆云、卫捷、陶诗言, 近 50 年华北干旱的年代际和年际变化及大气环流特征, 气候与环境研究, 2003, **8**, 307~318.
- 31 黄荣辉、徐予红、周连童, 我国夏季降水的年代际变化及华北干旱化趋势, 高原气象, 1999, **18**, 465~475.
- 32 张庆云, 1880 年以来华北降水及水资源的变化, 高原气象, 1999, **18**, 485~495.

The Variability of the Wind System Circulating round the West Side of the Tibetan Plateau and Its Relation to the East Asian Summer Monsoon and Summer Rainfall in North China

Huang Gang, and Zhou Liantong

(Key Laboratory of Regional Climate-Environment for Temperate East Asia,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences;
START Regional Center for Temperate East Asia, Beijing 100029)

Abstract The interannual and interdecadal variations of the northerly wind system circulating around the west side of the Tibetan Plateau and their relation to the East Asian summer monsoon and the summer rainfall in North China are analyzed from the observed data. The results show that there is a close relationship between the variations of the wind system circulating round the west side of the Tibetan Plateau and the interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and summer rainfall in North China. If the northerly wind system circulating round the west side of the Tibetan Plateau is strong in summer, the southerly component of the East Asian summer monsoon is strong, and

summer rainfall maybe above normal on North China. Oppositely, if the northerly wind system circulating round the west side of the Tibetan Plateau is weak, the southerly component of the East Asian summer monsoon is weak, and summer rainfall maybe below normal. The analyzed results also show that after 1965, especially from 1977, since northerly wind system circulating round the west side of the Tibetan Plateau weakened, the southerly component of the East Asian summer monsoon also weakened, and the water vapor transported into North China also weakened greatly. This caused the decrease of summer rainfall and the persistent and severe drought in this region.

Key words: Tibetan Plateau; circulating wind system; drought in North China; the East Asian summer monsoon