

林志强, 薛改萍, 何晓红. 2015. 伊朗高压东伸对西藏高原汛期降水的影响. 气象, 41(2):153-159.

伊朗高压东伸对西藏高原汛期降水的影响^{*}

林志强¹ 薛改萍² 何晓红³

1 西藏自治区气象服务中心, 拉萨 850000

2 西藏自治区拉萨市气象局, 拉萨 850001

3 西藏自治区气象台, 拉萨 850000

提 要: 利用 NCEP/NCAR 再分析资料和西藏高原气象观测站逐日降水资料对 1980—2011 年 5—9 月 967 个伊朗高压东伸影响高原个例进行了分析, 将西藏高原降水分布类型分为大雨型、中雨型、小雨型和无雨型四类分布, 分别有 158、516、165 和 128 d; 当伊朗高压脊线偏北(南)时, 500 hPa 的南北气流辐合偏强(弱), 200 hPa 辐散偏强(弱), 高原上的降水偏大(小); 伊朗高压东伸除直接影响西藏高原的环流外, 当其脊线偏北(南), 索马里越赤道急流强度偏强(弱), 导致孟加拉湾水汽输送多(少), 高原降水偏强(弱)。

关键词: 伊朗高压, 西藏高原, 汛期降水, 环流分析

中图分类号: P434

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2015.02.003

Effects of Eastward Stretching Iran High on Precipitation in Rainy Season over Tibetan Plateau

LIN Zhiqiang¹ XUE Gaiping² HE Xiaohong³

1 Weather Service Center of Tibet Autonomous Region, Lhasa 850000

2 Lhasa Meteorological Bureau of Tibet Autonomous Region, Lhasa 850001

3 Meteorological Observatory of Tibet Autonomous Region, Lhasa 850000

Abstract: Using the NCEP/NCAR reanalysis data and the Tibetan Plateau meteorological stations daily precipitation data from May to September 1980—2011, 967 cases of Iranian high eastward stretching affecting Tibetan Plateau are analyzed. Precipitation over Tibetan Plateau is classified into 4 types, which are heavy rain pattern, moderate rain pattern, light rain pattern and non-rain pattern with corresponding total days of 158 d, 516 d, 165 d and 128 d. As Iran high ridge line is more northerly (southerly), 500 hPa north-south flow convergence is stronger (weaker) and 200 hPa divergence is larger (smaller) so that greater (smaller) precipitation occurs on the plateau. In addition to the direct impact of Iran high impacting on general circulation over Tibetan Plateau, its ridge line is northerly (southerly), Somali jet is stronger (weaker), the Bay of Bengal water vapor transport is stronger (weaker), indirectly leading to more (less) precipitation over Tibetan Plateau.

Key words: Iran high, Tibetan Plateau, rainfall in rainy season, circulation analysis

* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201006040)和中国气象局新技术推广项目(CMATG2010M25)共同资助
2013 年 9 月 30 日收稿; 2014 年 6 月 26 日收修定稿
第一作者: 林志强, 主要从事高原天气和气候分析预报工作. Email: linzq82@gmail.com

引言

在南北半球的副热带地区,存在气压场或位势高度上的相对高值带,即“副热带高压带”(简称副高),在北半球副高由于海陆的影响,断裂成太平洋高压带(在西部太平洋的部分简称西太副高,下同)、大西洋高压带、印度洋和北非大陆高压带(按照习惯又称伊朗高压,下同)(刘屹岷,1998)。西太副高的北移对中国降水带分布的影响已经成为公认的科学事实(朱乾根等,2009;刘屹岷等,2000;刘还珠等,2000;吴国雄等,2002;马福慧等,1991),在国内短期天气预报业务中,西太副高对干旱、暴雨、冻雨等天气影响得到较广泛的研究(Duan et al,1997;陈丽华等,2010;尹红萍等,2010;王丽娟等,2010;马中元等,2011;许爱华等,2011;王晓芳等,2011;郭英莲等,2012;司东等,2012;马学款等,2012;康志明等,2013;林建等,2014;徐祥德等,2014),而伊朗高压由于与我国距离较远,对我国天气,尤其是短期天气的影响较小,对其研究较少,预报员的经验表明,夏季伊朗高压在加强东伸的情况下,对我国的西部地区天气有重要的影响:王玉佩(1984)对高原季风系统分型中提出了伊朗高压的重要影响;段廷扬等(1991)分析了伊朗高压东伸后形成的青藏高原500 hPa高压和东亚天气系统的关系;普贵明等(2002)在分析2001年5月云南强降水天气过程中指出了伊朗高压东伸的重要作用;刘晓冉等(2009)、段长春等(2007)和孙蕾等(2011)指出了伊朗高压活动对川渝、云南汛期旱涝形势和新疆阿拉山口地区高温天气有重要影响,尤其是对地处我国西南边陲的西藏高原有重要的影响,普布卓玛等(2011)、次仁德吉等(2007)、次珍等(2012)分别分析了西藏干旱和强降雨过程中伊朗高压的活动特征。由于我国位于西太副高的西侧、伊朗高压的东侧,现有的研究表明,伊朗高压对降水的影响与西太副高有着较大的差异(假拉等,2002),以往对伊朗高压影响的分析大部分是个例分析和预报经验,缺乏系统的分析,根据西藏地区的天气预报经验表明,伊朗高压东伸形势下,在不同系统配合下,天气类型较多,作为一种汛期常见的天气形势配置,本文对其影响下的西藏高原降水情况进行分析,以期对西藏高原汛期天气预报提供参考。

1 分析的资料

1.1 资料

采用西藏高原38个气象观测站1980—2011年5—9月逐日降水观测资料,诊断分析用同期逐日NCEP/NCAR再分析资料,水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。

参考以往的研究(普布卓玛等,2011;次仁德吉等,2007;次珍等,2012)和西藏自治区气象台的预报经验,对伊朗高压东伸的定义满足如下两个条件:

(1) $0^{\circ} \sim 50^{\circ} \text{N}$ 、 70°E 经线上至少有一个格点的500 hPa高度值为588 dagpm以上;

(2) 为了去除西太副高西伸的干扰,同时规定 $90^{\circ} \sim 100^{\circ} \text{E}$ 范围内的5条经线上,至少有一条经线上的所有格点500 hPa高度值均小于588 dagpm。

为了考察伊朗高压东伸时西藏高原的降水状况,参考段旭等(2012)对云南降水型的分析,将西藏高原的降水状况分为4类:

(a) 大雨型天气:至少1站大雨(日降水量 $\geq 25 \text{ mm}$)以上同时5站中雨($10 \text{ mm} \leq$ 日降水量 $< 25 \text{ mm}$)以上;

(b) 中雨型天气:5站中雨以上同时10站小雨($0.1 \text{ mm} \leq$ 日降水量 $< 10 \text{ mm}$)以上;或者20站小雨以上;

(c) 小雨型天气:10站以上,19站以内小雨;

(d) 无雨型天气:无中雨,9站以内小雨。

1.2 伊朗高压东伸概况

按照上述的条件共有967 d符合伊朗高压东伸的定义,图1a给出了这967 d的500 hPa环流合成图,伊朗高压588 dagpm特征等高线东伸到 65°E 附近, $50^{\circ} \sim 70^{\circ} \text{E}$ 范围的副高脊线位于 25°N 左右,脊线北侧为西北气流,南侧为东北气流;由于伊朗高压东伸影响,孟湾季风槽在 90°E 附近,控制高原南部地区,高原 90°E 以西地区受伊朗高压东侧、季风槽后西北气流控制, 90°E 以东地区受季风槽前西南气流控制。值得指出的是,由于本文对伊朗高压东伸条件的第二个条件限制,盛夏时伊朗高压东伸后与西太副高打通,整个高原被高压控制(王玉佩,1984)的状况被排除了,因此本文的讨论不包括此种环流形势,在这种情况下由于高原上盛行下沉气流,天气

以晴朗为主,是一种较为简单的天气预报形势。

图 1b 给出了 1980—2011 年逐年的伊朗高压东伸日数,平均每年 30.2 d,年际变化较大,最多的是 1986 年的 43 d;最少的是 1995 年,仅为 7 d,但近 32 年来的趋势变化不大。图中同时给出了按照文献(假拉等,2002)计算的伊朗高压 5—9 月的逐年强度指数,计算方法为: 10°N 以北, $20^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ 范围内 588 dagpm 网格上的平均高度值编码(即 588 dagpm 为 1, 589 dagpm 为 2, 依次类推进行编码)之和。两者线性相关系数可达 0.45,通过 0.01 的显著性水平检验,这符合对大气环流的一般认识,即伊朗高压越强,其位于东段部分越容易发展东伸,影响高原。

从各月分布来看(图 1c),5 月最多,为 360 d,年均 11.3 d,6—9 月各月次数(年均次数)分别为 176 d(5.5 d)、156 d(4.9 d)、173 d(5.4 d)和 102 d

(3.2 d),其中有 158 d 高原降水类型为大雨型降水,516 d 为中雨型降水,165 d 为小雨型降水和 128 d 为无雨型降水;从各类降雨类型在各月的比例来看,5 月的大雨型天气最少,仅为 18 d(年均 0.5 d),仅占 5%,6—9 月大雨型天气则分别占 14%(年均 1 d)、24%(年均 1.4 d)、18%(年均 1.3 d)、11%(年均 0.6 d);5—9 月伊朗高压东伸对高原降水的影响均以中雨型为主,分别占当月总个例数的 47.7%、53.4%、53.2%、60.7%和 60.8%;小雨型和无雨型除 5 月占 20% 以上外,其他月份均不足 15%,这说明伊朗高压东伸的环流形势对高原降水较为有利。

2 不同类型降水天气的环流合成分析

2.1 大雨型天气的环流

对 158 d 伊朗高压东伸的西藏高原大雨型个例进行合成分析,图 2 给出了合成分析的结果。从 500 hPa 环流合成图(图 2a)上可见,伊朗高压位置偏北,脊线在 $25^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 之间, 90°E 以西的整个高原西部受伊朗高压 586 dagpm 线西北侧边缘偏北气流控制,在 20°N 、 85°E 为孟加拉湾气旋性涡旋环流中心,自索马里附近的越赤道气流经阿拉伯海南部由西风急流输送至孟加拉湾,经过孟加拉湾中部的气旋性环流转为西南气流后,北上在西藏高原东南部地区转为西风急流融入西太副高北侧向我国江淮地区,在这种环流形势下,高原为南北气流汇合处,在 500 hPa 上水汽输送通量绝对值在高原东部地区最大,西部偏北空气和来自孟加拉湾的暖湿空气在雅鲁藏布江中下游流域汇合,容易形成强降水。在 200 hPa 环流合成图(图 2b)上,南亚高压属于典型的西部型(朱福康等,1980),高压中心位于 25°N 、 70°E 附近,南亚高压北侧的高空急流位于 40°N 一线,高原位于急流区右侧,整个高原东部地区位于 $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 辐散区,林芝地区和昌都地区上空散度值达 $(3.5 \sim 4) \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$,高空辐散强烈,这种动力作用有利于加强低层的辐合和抬升,有利于高原强降水天气的形成。

2.2 中雨型的环流

对伊朗高压东伸在西藏高原形成中雨的 516 个个例进行合成分析,图 3 给出了合成分析的结果。从 500 hPa 环流合成图(图 3a)上可见,伊朗高压位

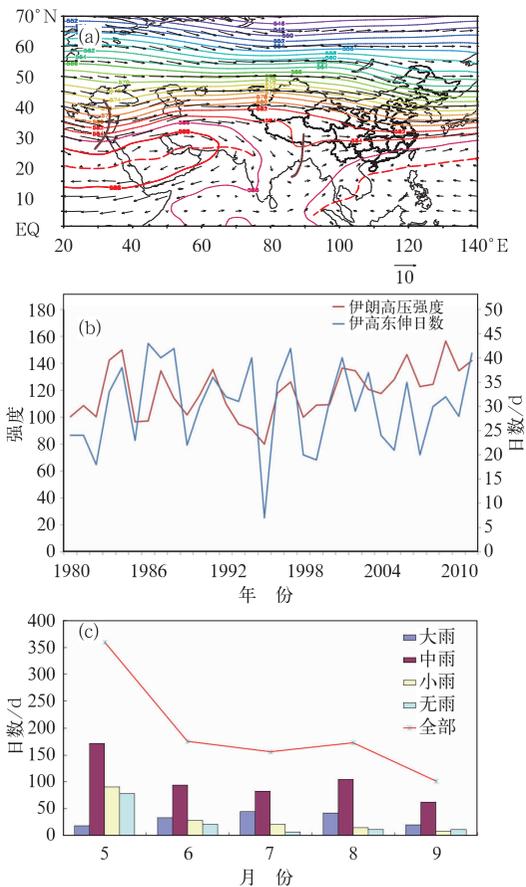


图 1 伊朗高压东伸个例的环流合成(a),年际变化(b)和逐月分布变化(c)

Fig.1 Interannual and seasonal changes of circulation composition of Iran high eastward stretching

(a) circulation composition, (b) interannual variation, (c) monthly distribution

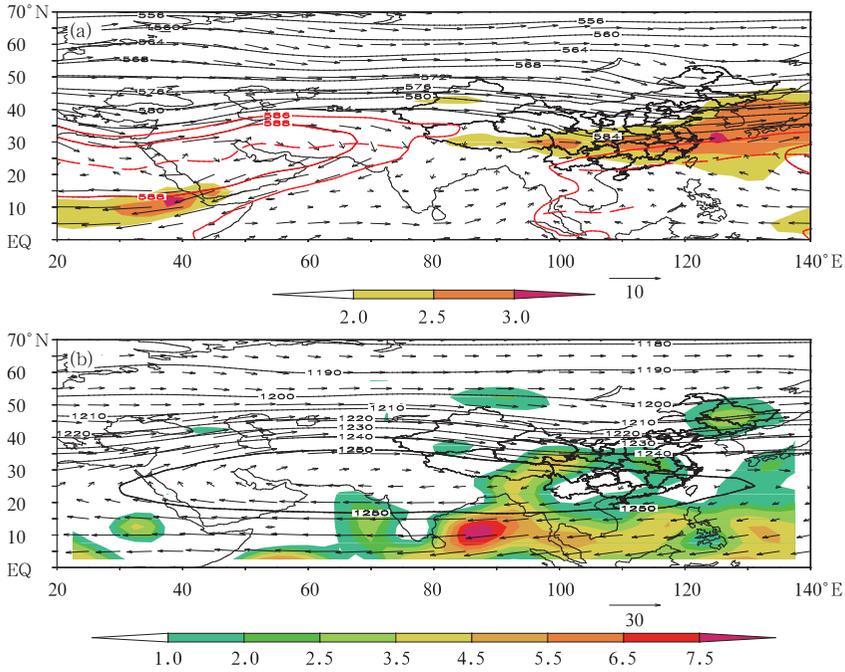


图 2 大雨型天气的环流合成图

(a)500 hPa 环流合成(虚线为副高脊线,阴影区表示水汽输送通量绝对值,单位: $g \cdot hPa^{-1} \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$)

(b)200 hPa 环流合成(阴影区表示辐散区,单位: $10^{-6} s^{-1}$)

Fig. 2 General circulation analysis for heavy rain weather

(a) circulation at 500 hPa (Dashed lines show subtropical high ridge, shading is absolute value of water vapor flux, unit: $g \cdot hPa^{-1} \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$); (b) circulation at 200 hPa (Shading is for divergence greater than 0, unit: $10^{-6} s^{-1}$)

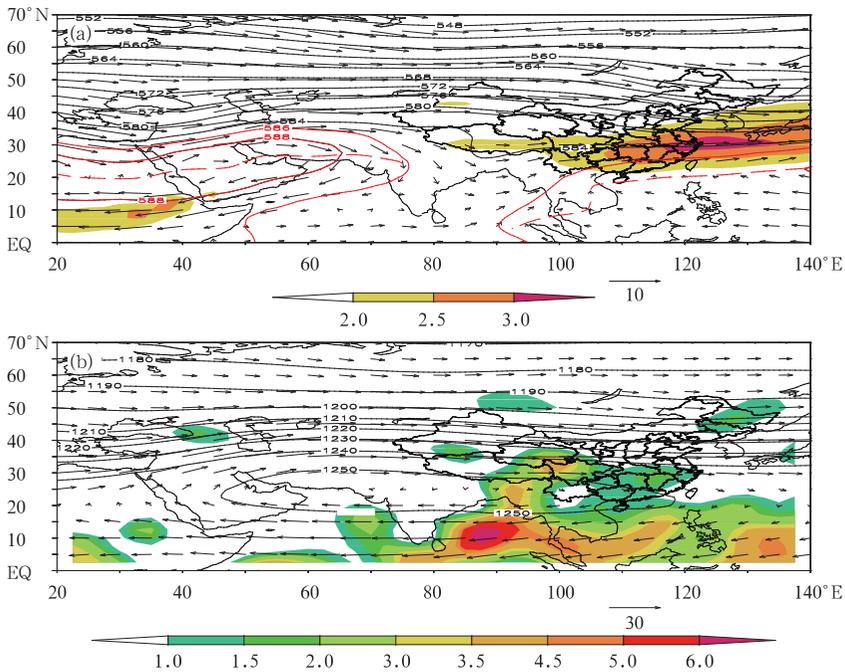


图 3 同图 2,但为中雨型天气的环流合成图

Fig. 3 Same as Fig. 2, but for moderate rain weather

置偏北,脊线在 25°N 附近,孟加拉湾季风槽较深,位于 85°E 附近,自高原中部延续到孟加拉湾中部均为孟加拉湾季风槽的强风切变区,高原西部受槽后西北气流控制,东部地区受槽前东南气流控制,来自南部的的水汽条件较大雨型弱,主要输送气流没有经过高原东南部,而是经云南向华东地区输送。在 200 hPa 环流合成图(图 3b)上,南亚高压较大雨型合成图弱,除了位于 25°N、70°E 附近的反气旋中心外,在 95°E 附近也有一个并列的反气旋中心,南亚高压北侧的高空急流同样位于 40°N 附近,但强度较弱,高原位于急流区右侧,高原东部地区位于 $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 辐散区,昌都地区上空散度值 $(3 \sim 3.5) \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$,林芝地区上空散度值 $(2 \sim 3) \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$,高空辐散条件较好。

2.3 小雨型的环流

图 4 给出了伊朗高压东伸在西藏高原形成小雨

的 164 d 合成分析的结果,从 500 hPa 环流合成图(图 4a)上可见,伊朗高压位置更南,脊线在 20°N 附近,孟加拉湾季风槽较浅,位置较图 3a 偏东,位于 90°E 附近,高原上的南北空气辐合较弱,90°E 以西为弱的西北气流,东部地区受西风气流控制,来自南部的的水汽条件更弱,由于伊朗高压位置偏南,南部非洲大陆主要受伊朗高压南侧的东南气流控制,在 500 hPa 上索马里越赤道急流不复存在,由于孟加拉湾季风槽位置偏南,槽前的西南急流水汽输送带经西太副高西北侧向南海地区输送。在 200 hPa 环流合成图(图 4b)上,南亚高压位置偏南,属于东部型,位于 20°N、100°E 附近,南亚高压的强度显著偏弱,以 1250 dagpm 为特征线,仅有缅甸上空的小范围区域满足条件,但从 200 hPa 散度场上看,除高原西南部地区外,大部分地区位于 $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 辐散区,但辐散条件显著偏弱,除东南部地区散度在 $(1.5 \sim 2.5) \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 外,其他地区辐散强度均小于 $1.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。

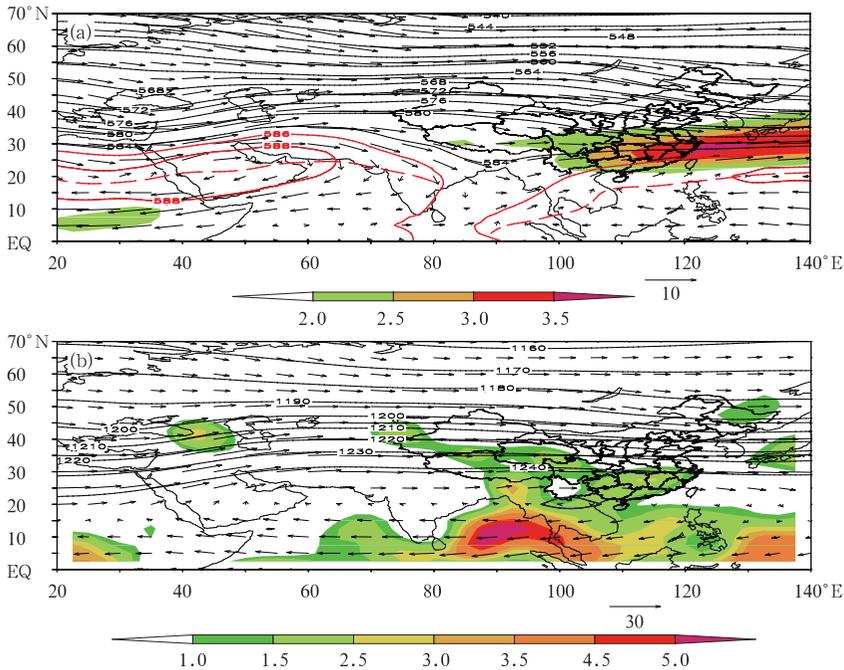


图 4 同图 2,但为小雨型天气的环流合成图

Fig. 4 Same as Fig. 2, but for light rain weather

2.4 无雨型的环流

图 5 给出了伊朗高压东伸在西藏高原无降水型分布 128 d 的环流合成分析结果,从 500 hPa 环流合成图(图 5a)上可见,伊朗高压位置偏南,脊线在 20°N 附近,孟加拉湾季风槽位置显著偏南,仅能在 25°N 以南分析出季风槽的气流切变区,高原上受中

纬度西风气流控制。大雨型和中雨型的环流合成图上,索马里越赤道急流较强,而小雨型和无雨型的环流合成图上索马里急流弱,而相应地,孟加拉湾至高原的水汽输送带也较强(弱),这与周顺武等(2003)对高原夏季旱涝与印度季风的分析是一致的,这揭示了伊朗高压在索马里越赤道急流的年际变化和季节变化上可能起着重要的作用,伊朗高压是南亚季

风的重要一环。在 200 hPa 环流合成图(图 5b)上, 南亚高压极弱, 位置偏南, 位于 15~20°N, 90°E 附近, 南亚高压的强度显著偏弱, 若以 1250 dagpm 为

特征线, 则南亚高压尚未发展成熟, 西藏高原辐散条件差, 仅有高原西北部地区的散度值大于 $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。

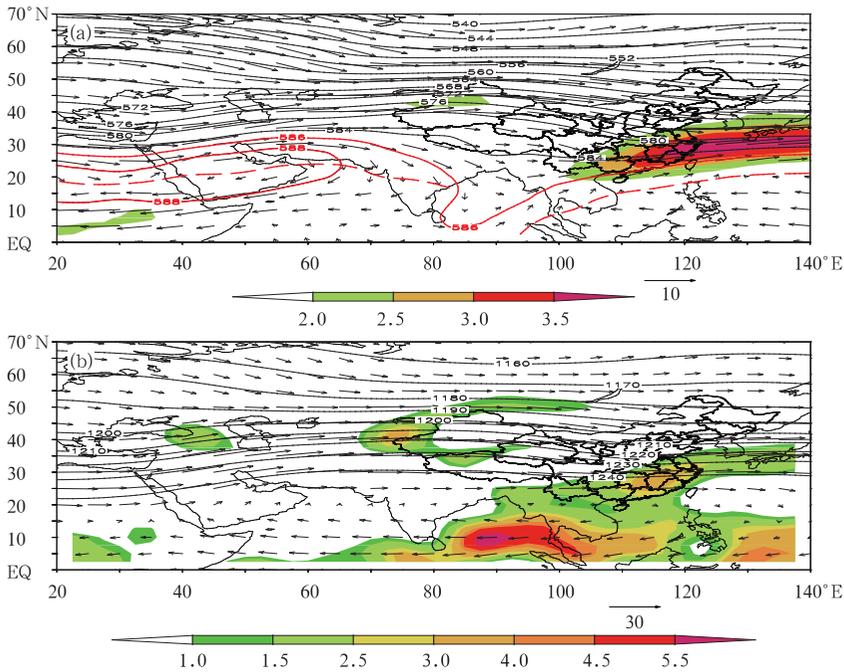


图 5 同图 2, 但为无雨型天气的环流合成图

Fig. 5 Same as Fig. 2, but for non-rain weather

3 伊朗高压脊线和索马里急流强度的关系

第二节的讨论中提示了伊朗高压的脊线位置和索马里急流强度之间可能存在一定的联系, 这里采用周顺武等(2003)定义的索马里急流强度: 印度洋西部索马里急流赤道区域(10°S~5°N, 40°~55°E)的 850 和 200 hPa 的平均纬向风速差, 对伊朗高压东伸个例分析两者的关系。图 6 给出了伊朗高压脊线和索马里急流的散点关系图, 图中可见两者存在显著负相关关系, 相关系数为 0.394, 通过 0.001 显著性水平检验, 即伊朗高压脊线偏北, 索马里急流的强度则偏强, 反之亦然。这是因为副高是深厚系统, 在对流层中低层呈反气旋式环流, 在伊朗高压东伸的情况下, 当其脊线偏南时, 非洲东海岸地区附近恰好处于伊朗高压东南侧的东北气流区, 这样就减弱了该区域的西南气流, 使得索马里急流的强度减弱, 如果以 20°N 为界, 当伊朗高压的脊线偏北时, 索马里急流强度平均为 $16.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 而伊朗高压脊线偏南时, 索马里急流强度平均为 $10.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 两者

有显著的差异。为了解伊朗高压东伸时西藏不同降水分布型的索马里急流强度变化, 对高原 4 种降水分布型分别计算了索马里越赤道激流指数平均强度: 大雨型($16.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)、中雨型($14.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)、小雨型($12.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)、无雨型($11.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), 根据周顺武等(2003)的结论: 索马里急流在春末夏初建立和加强, 低空越赤道气流的经向气流强, 水汽输送丰沛, 有利于高原夏季降水; 这样伊朗高压脊线位置越偏北(南), 索马里越赤道气流强(弱), 高原水汽输

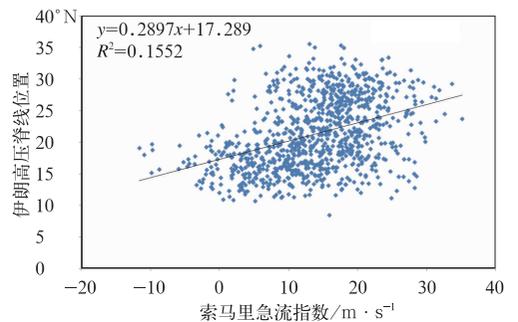


图 6 索马里急流强度与伊朗高压脊线位置的关系

Fig. 6 Relationship between Somali cross-equatorial flow index and Iran high ridge

送丰沛(稀少),高原降水多(少),这是伊朗高压影响高原降水的间接方式。

4 结 论

(1) 1980—2011年间967个伊朗高压东伸个例中,其中高原上的降水状况为:158 d为大雨型降水,516 d为中雨型降水,164 d为小雨型降水和128 d为无雨型降水,以中雨型降水为主。

(2) 高原不同强度降水类型分布时,伊朗高压、孟加拉湾季风槽、南亚高压的位置和强度均有显著的差异,引起高原上低层辐合、水汽输送和高空辐散条件分布差异。高原上降水较强时,伊朗高压脊线位置偏北,孟加拉湾季风槽偏强、位置偏北偏西,南亚高压属于西部型时,伊朗高压东侧西北气流和季风槽前西南气流在雅鲁藏布江中下游流域汇合,高原位于高空辐散区;反之亦然。

(3) 伊朗高压脊线偏北,伊朗高压东侧西北气流区主要影响高原西北部地区,西南季风暖湿气流沿高原南部水汽通道影响高原,500 hPa的南北气流辐合强;南亚高压属于西部型,高原上空200 hPa辐散强,高原上的降水大;当伊朗高压脊线偏南,高原区域西部全受西北气流影响,孟加拉湾季风槽位置偏东,高原上500 hPa辐合较弱,南亚高压属于东部型,200 hPa辐散条件偏弱,高原上降水较小。

(4) 伊朗高压除了直接影响高原汛期环流外,还通过伊朗高压脊线的位置影响索马里越赤道急流强度。伊朗高压脊线偏北(南),索马里急流的强度则偏强(弱),在伊朗高压东伸的情况下,当其脊线偏南时,非洲东海岸地区附近恰好处于伊朗高压东南侧的东北气流区,这样就减弱了该区域的西南气流,使得索马里急流的强度减弱,从而影响孟加拉湾对高原的水汽输送,而间接影响高原降水分布。

参考文献

陈丽华,周率,党建涛,等.2010.2006年盛夏川渝地区高温干旱气候形成的物理机制研究.气象,36(5):85-91.

次仁德吉,周明君,许建华.2007.西藏2005年年初秋短时强降水中心尺度分析.西藏科技,15(1):50-51.

次珍,潘多,丹增克珠.2012.2009/2010年初夏拉萨干旱成因及影响分析.西藏大学学报(自然科学版),27(2):37-42.

段长春,朱勇,尤卫红.2007.云南汛期旱涝特征及成因分析.高原气象,26(2):402-408.

段廷阳,邱莎.1991.青藏高原500 hPa高压的活动与东亚大型天气系统的演变.成都气象学院学报,3(2):10-15.

段旭,陶云,许美玲,等.2012.西风带南支槽对西南天气的影响.高原

气象,31(4):1059-1065.

郭英莲,吴翠红,王继竹,等.2012.“7.15”宜昌大暴雨的地形影响特征.气象,38(1):81-89.

假拉,周顺武,丁锋.2002.北非高压的气候特征及其对中国夏季降水的影响.南京气象学院学报,25(6):816-822.

康志明,桂海林,王小光.2013.2009年夏季西太平洋副热带高压北抬原因初探.气象,39(1):46-56.

林建,杨贵名.2014.近30年中国暴雨时空特征分析.气象,40(7):816-826.

刘还珠,姚明明.2000.降水与副热带高压位置和强度变化的数值模拟.应用气象学报,11(4):385-391.

刘晓冉,杨茜,程炳岩.2009.2006年川渝伏旱同期环流场和水汽场异常特征分析.气象,35(8):27-34.

刘屹岷.1998.非绝热影响北半球夏季副热带高压形态变异的物理机制.北京:中国科学院大气物理研究所:1-7.

刘屹岷,吴国雄.2000.副热带高压研究回顾及对几个基本问题的认识.气象学报,58(4):500-512.

马福慧,胡伯威.1991.全球副热带高压和赤道辐合带演变规律的分析和应用.气象,17(8):15-19.

马学款,符娇兰,曹殿斌.2012.海南2008年秋季持续性暴雨过程的物理机制分析.气象,38(7):795-803.

马中元,刘照明,吴琼,等.2011.江西强冻雨天气形成特征分析.气象,37(1):66-74.

普布卓玛,周振波,何小红,等.2001.西藏干旱过程的气候及主要环流特征.西藏科技,9(6):35-41.

普贵明,鲁亚斌,海云莎.2002.2001年5月云南罕见强降水天气过程的成因.气象,28(6):48-51.

司东,柳艳菊,马丽娟,等.2012.2011年初夏我国长江中下游降水的气候特征及成因.气象,38(5):601-607.

孙蕾,屈信军,芦阿咪,等.2011.阿拉山口地区高温天气的气候特征及典型个例分析.贵州气象,35(1):10-14.

王丽娟,邓方俊.2010.2007年6—7月西太平洋副热带高压的异常特征及其成因分析.气象,36(9):36-41.

王晓芳,黄华丽,黄治勇.2011.2010年5—6月南方持续性暴雨的成因分析.气象,37(10):1206-1215.

王玉佩.1984.1979年夏季高原季风系统的环流分型.高原气象,3(4):84-91.

吴国雄,丑纪范,刘屹岷,等.2002.副热带高压形成和变异的动力学问题.北京:科学出版社:43-50.

许爱华,马中元,叶小峰.2011.江西8种强对流天气形势与云型特征分析.气象,37(10):1185-1195.

徐祥德,王寅钧,赵天良,等.2014.高原东南缘大气近地层湍能特征与边界层动力、热力结构相关特征.气象,40(10):1165-1173.

尹红萍,曹晓岗.2010.盛夏上海地区副热带高压型强对流特点分析.气象,36(8):19-25.

周顺武,假拉.2003.印度季风的年际变化与高原夏季旱涝.高原气象,22(4):410-415.

朱福康,陆龙骅,陈咸吉,等.1980.南亚高压.北京:科学出版社:26-46.

朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.2009.天气学原理和方法(第四版).北京:气象出版社:475-484.

Duan Meicheng, Yu Shihua.1996. The simulation of intraseasonal anomalously advancing and retreating of western Pacific subtropical high. 3(2):168-176.