

刘扬, 刘屹岷. 2017. 斯堪的纳维亚遥相关对我国西南西部深秋降水的影响 [J]. 气候与环境研究, 22 (1): 80–88. Liu Yang, Liu Yimin. 2017. The impact of the Scandinavian teleconnection pattern on late autumn rainfall in the western region of southwest China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 22 (1): 80–88, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2016.16029.

斯堪的纳维亚遥相关对我国西南西部 深秋降水的影响

刘扬^{1, 2, 3} 刘屹岷¹

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 国家气象中心, 北京 100081

摘 要 使用中国台站降水数据和 NCEP/NCAR 再分析资料, 分析了 1961~2012 年深秋斯堪的纳维亚遥相关类型 (SCA) 与同期我国西南西部降水的关系, 以及 SCA 型环流异常影响西南西部降水的具体物理过程。结果表明: SCA 型遥相关与西南西部降水存在显著的负相关关系, 且具有非对称性: SCA 正位相时西南西部降水偏少, 而 SCA 负位相与西南西部降水的关系不显著。SCA 正位相年西南西部的降水偏少与该地区对流层中下层的异常下沉运动有关。垂直运动方程诊断结果表明该异常下沉运动主要是由冷平流异常维持。气候态风场对温度异常场的平流在西南西部的冷平流异常中起主要作用。SCA 正位相时, 西南西部地区的东侧有暖异常, 而其西侧的印度半岛北部及伊朗高原地区为冷异常, 在平均西风作用下, 西南西部有冷平流异常, 造成该地区的异常下沉运动, 从而降水偏少。

关键词 斯堪的纳维亚遥相关 西南 深秋 降水

文章编号 1006-9585 (2017) 01-0080-09

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2016.16029

The Impact of the Scandinavian Teleconnection Pattern on Late Autumn Rainfall in the Western Region of Southwest China

LIU Yang^{1, 2, 3} and LIU Yimin¹

1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 National Meteorological Center, Beijing 100081

Abstract Based on rainfall datasets obtained from meteorological stations in China and the NCEP/NCAR reanalysis data, the simultaneous relationship between the Scandinavian teleconnection pattern (SCA) and late autumn precipitation over the western region of Southwest China (WSWC) during 1961–2012 is investigated. Results show that there is a significant negative correlation between the SCA index and the rainfall over WSWC. The negative correlation is

收稿日期 2016-01-27; 网络预出版日期 2016-03-30

作者简介 刘扬, 女, 1988 年出生, 博士研究生, 主要从事气候动力学研究。E-mail: liuyang@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 刘屹岷, E-mail: lym@lasg.iap.ac.cn

资助项目 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY201406001, 国家自然科学基金项目 91437219、41275088, 中国科学院战略性先导科技专项 XDA11010402, NSFC-广东联合基金超级计算科学应用研究专项资助 (国家超级计算广州中心支持)

Funded by Special Scientific Research Fund of Meteorological Public Welfare Profession of China (Grant GYHY201406001), National Natural Science Foundation of China (NSFC, Grants 91437219 and 41275088), Chinese Academy of Sciences Strategic Priority Program (Grant XDA11010402), Special Program for Applied Research on Super Computation of the NSFC-Guangdong joint fund (the second phase)

asymmetric. During the positive SCA years, the rainfall in WSWC is less than that in normal years. However, during the negative SCA years, the relationship between the SCA index and the rainfall over WSWC is not significant. The negative rainfall anomaly over WSWC during positive SCA years is consistent with local anomalous descending motion in the lower and middle troposphere. The diagnostic analysis of the vertical motion equation indicates that the local descending motion is primarily maintained by anomalous cold temperature advection. The advection of anomalous temperature by mean westerlies contributes most to the anomalous cold temperature advection in WSWC. The downstream Rossby wave propagation triggered by the positive SCA pattern weakens the East Asian trough. Consequently, the eastern part of Southwest China becomes warmer. The climatological westerly wind brings anomalously cold air into the WSWC area, resulting in local descending motion and drought.

Keywords Scandinavian teleconnection, Southwest China, Late autumn, Rainfall

1 引言

斯堪的纳维亚 (Scandinavian, 简称 SCA) 环流型是欧亚中高纬的一个重要的大气遥相关型, 最早由 Barnston and Livezey (1987) 发现, 当时被称为欧亚遥相关 1 型 (EU1), 东西走向, 有 3 个活动中心, 一个显著的中心位于斯堪的纳维亚半岛附近 ($60^{\circ}\text{N}\sim 70^{\circ}\text{N}$, $25^{\circ}\text{E}\sim 50^{\circ}\text{E}$), 另两个活动中心的位势高度异常符号与之相反, 强度较弱, 分别位于北大西洋 ($35^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $10^{\circ}\text{E}\sim 20^{\circ}\text{W}$) 和贝加尔湖西南 ($30^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$)。后来美国国家海洋大气局气候预测中心 (CPC/NOAA) 将其命名为 SCA 型。Bueh and Nakamura (2007) 分析了 SCA 型的季节变化和维持机理, 指出 SCA 型在夏季较弱, 在秋季和冬季比较明显; SCA 型位于北大西洋的活动中心主要由沿着北大西洋风暴轴移动的瞬变波的反馈作用强迫和维持, 位于斯堪的纳维亚半岛及其下游的活动中心则主要由北大西洋活动中心向下游的 Rossby 波频散造成, 瞬变波反馈的贡献较弱。Liu et al. (2014) 通过动力诊断得出热带印度洋海温对 SCA 型有重要的强迫作用。

SCA 型是北半球中高纬大气环流异常的一个主要模态, 对欧洲地区的气温和降水有显著的影响 (Bueh and Nakamura, 2007; Liu et al., 2014)。SCA 型也对我国气候有影响。布和朝鲁等 (2008) 分析了 2000/2001 年冬季 SCA 型正位相对我国北方地区天气气候的影响: 与正位相 SCA 环流型对应, 冷空气在西、中西伯利亚堆积, 并在其南侧的西风气流区中平流, 使我国华北部分地区和东北地区比常年冷, 新疆北部地区、内蒙古东部及东北地区降雪量显著增强。冬季/春季正 (负) 位相 SCA 型环流异常, 通过影响水汽输送, 造成冬季/春季新疆降水异

常偏多 (少) (杨莲梅等, 2010a, 2010b)。王林和冯娟 (2011) 指出我国冬季降水的第二模态与 SCA 型环流异常有关, SCA 的负位相在一定程度上有利于我国华南冬季降水增加而新疆北部和长江中下游地区降水减少。韦玮等 (2014) 指出 SCA 型在整个冬季的持续性同号异常, 是前冬到后冬我国气温同相演变的主要原因。最近研究发现, 深秋 (11 月) SCA 型环流异常与我国西南西部降水有显著负相关关系 (刘扬和刘屹岷, 2016), 那么该遥相关型影响西南西部降水的具体物理过程是怎样的呢? 本文对这一问题进行分析。

2 资料和方法

使用的降水数据是中国地面降水日值 0.5° (纬度) $\times 0.5^{\circ}$ (经度) 格点数据集 (V2.0), 该套资料是基于中国地面高密度台站 (2472 个国家级气象观测站) 的降水资料进行空间插值生成的, 资料时段为 1961~2012 年, 这里将其处理成月平均资料使用。大气资料为 NCEP/NCAR 月平均再分析资料 (Kalnay et al., 1996), 包括等压面的温度、位势高度、水平风场和垂直速度场等变量, 水平分辨率为 2.5° (纬度) $\times 2.5^{\circ}$ (经度), 垂直方向从 1000 hPa 到 10 hPa 共 17 层, 资料时段为 1948~2012 年。使用了 CPC/NOAA (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/scand.shtml>[2016-01-27]) 提供的逐月 SCA 指数, 资料时段为 1950~2014 年。本文研究时段为 1961~2012 年深秋 (11 月)。主要关注年际变化, 对所有变量均先去除了线性趋势。

降水异常与对流层中层的垂直运动异常密切相关, 常用 ω 方程诊断垂直运动异常的原因 (Feng et al., 2014; Wei et al., 2014)。若不考虑非绝热加热的作用, 准地转 ω 方程写为

$$\left(\sigma \nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right) \omega = f_0 \frac{\partial}{\partial p} [V_g \cdot \nabla (\zeta_g + f)] + \frac{R}{p} \nabla^2 (V_g \cdot \nabla T), \quad (1)$$

其中, 左端项为垂直速度 ω 的三维拉普拉斯 (记为 A 项), 正比于 $-\omega$; 右端第一项为绝对涡度平流随高度的变化 (记为 B 项), 第二项为负温度平流的拉普拉斯 (记为 C 项), 正比于温度平流。可见, 绝对涡度平流随高度减小 ($B < 0$) 以及冷平流 ($C < 0$), 有利于产生下沉运动 ($A < 0$); 反之, 绝对涡度平流随高度增加以及暖平流, 有利于产生上升运动。

计算 Plumb 三维波作用通量 (Plumb, 1985) 来考察 Rossby 波的传播, 其纬向和经向分量分别为

$$F_\lambda = \frac{p}{2000a^2 \cos \phi} \left[\left(\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda^2} \right], \quad (2)$$

$$F_\phi = \frac{p}{2000a^2} \left(\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \phi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \phi} \right), \quad (3)$$

其中, ψ' 为扰动流函数, p 为气压, λ 为经度, ϕ 为纬度, a 为地球半径。

3 SCA 遥相关与西南西部降水的统计关系

图 1a 为深秋 SCA 指数与同期降水的相关系数分布, 可见, 我国西南西部地区为显著的负相关区, 新疆北部、华北及我国东部地区为显著正相关区。对西南西部 ($20^\circ\text{N} \sim 30^\circ\text{N}$, $97.5^\circ\text{E} \sim 105^\circ\text{E}$) 降水进行区域平均及标准化得到降水指数, 与同期的 SCA 指数标准化序列进行比较 (图 1b), 可以看出两者有显著的反位相变化, 相关系数为 -0.49 , 通过 99% 置信水平检验。

从 SCA 指数与降水指数的散点分布 (图 1c) 可以看出, SCA 遥相关与西南西部降水的负相关关系存在不对称性。当 SCA 指数为正时, 它与降水有显著负相关, 相关系数为 -0.68 , 远超过 99% 置信水平。而当 SCA 指数为负时, 它与降水的负相关较弱, 相关系数仅为 -0.24 。对 1961~2012 年的标准化 SCA 指数, 将大于 0.85 个标准差的年定义为 SCA 型正位相年, 小于 -0.85 个标准差的年定义为 SCA 型负位相年。从 SCA 正、负位相年合成的降水异常场 (图 2) 可以看出: 当 SCA 为正位相时, 我国西南西部地区有显著的降水负异常 (图 2a); 当 SCA 为负位相时, 我国西南西部地区的异

常信号不显著 (图 2b)。

可见, SCA 型环流异常与西南西部降水的负相关关系存在非对称性: SCA 正位相对应西南西部降水偏少, 而 SCA 负位相时西南西部降水多寡并不明确。因此, 本文主要分析 SCA 正位相情况下西南西部降水偏少的机理。

4 SCA 型正位相年的环流异常对西南西部降水的影响

在 12 个 SCA 正位相年中, 有 11 年西南西部降水偏少, 对这 11 年 (1962 年、1966 年、1968 年、1974 年、1984 年、1989 年、1993 年、1997 年、2000 年、2003 年、2009 年) 进行合成分析, 研究 SCA 型正位相环流异常影响西南西部降水的物理过程。

从合成的 500 hPa 垂直速度异常场 (图 3a) 可以看到: 西南西部地区有显著正异常, 即下沉运动, 对应该地区的降水偏少 (图 2a); 同时, 在我国东部有显著负异常, 即上升运动, 对应该地区降水偏多 (图 2a)。垂直速度异常与降水异常的空间分布很一致。从 $20^\circ\text{N} \sim 30^\circ\text{N}$ 平均的垂直剖面上看出, 西南西部 ($97.5^\circ\text{E} \sim 105^\circ\text{E}$) 的对流层中下层为一致的下沉运动。由此可见, SCA 正位相年西南西部的降水偏少与局地异常下沉运动有关。

那么该异常下沉是如何产生的呢? 通过诊断 ω 方程来分析。在降水较少时, 可以不考虑局地非绝热加热对垂直运动的影响 (Feng et al., 2014)。计算公式 (1) 右端的 B 项和 C 项, 比较两者对垂直运动的贡献大小。图 4a、4b 为 SCA 正位相年合成的 B 项、C 项异常, 在西南西部 ($97.5^\circ\text{E} \sim 105^\circ\text{E}$) 对流层中下层, B 项和 C 项异常均为负值, 说明有绝对涡度平流随高度减小以及冷平流异常, 均有利于产生下沉运动。而 C 项异常的绝对值远大于 B 项, 且 C 项异常与垂直速度异常的空间分布 (图 3b) 对应更好, 说明冷平流异常起主要作用。图 4c 给出了各 SCA 正位相年 500 hPa 西南西部区域平均的 B 项、C 项大小, 在大部分年 C 项异常的绝对值大于 B 项。可见, SCA 正位相年西南西部的异常下沉运动主要是由冷平流异常贡献。

为了分析 SCA 正位相年西南地区上空冷平流异常的原因, 采用小扰动法, 将温度平流异常分解为 3 项:

$$(-\mathbf{V} \cdot \nabla T)' = -\bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla T' - \mathbf{V}' \cdot \nabla \bar{T} - \mathbf{V}' \cdot \nabla T', \quad (4)$$

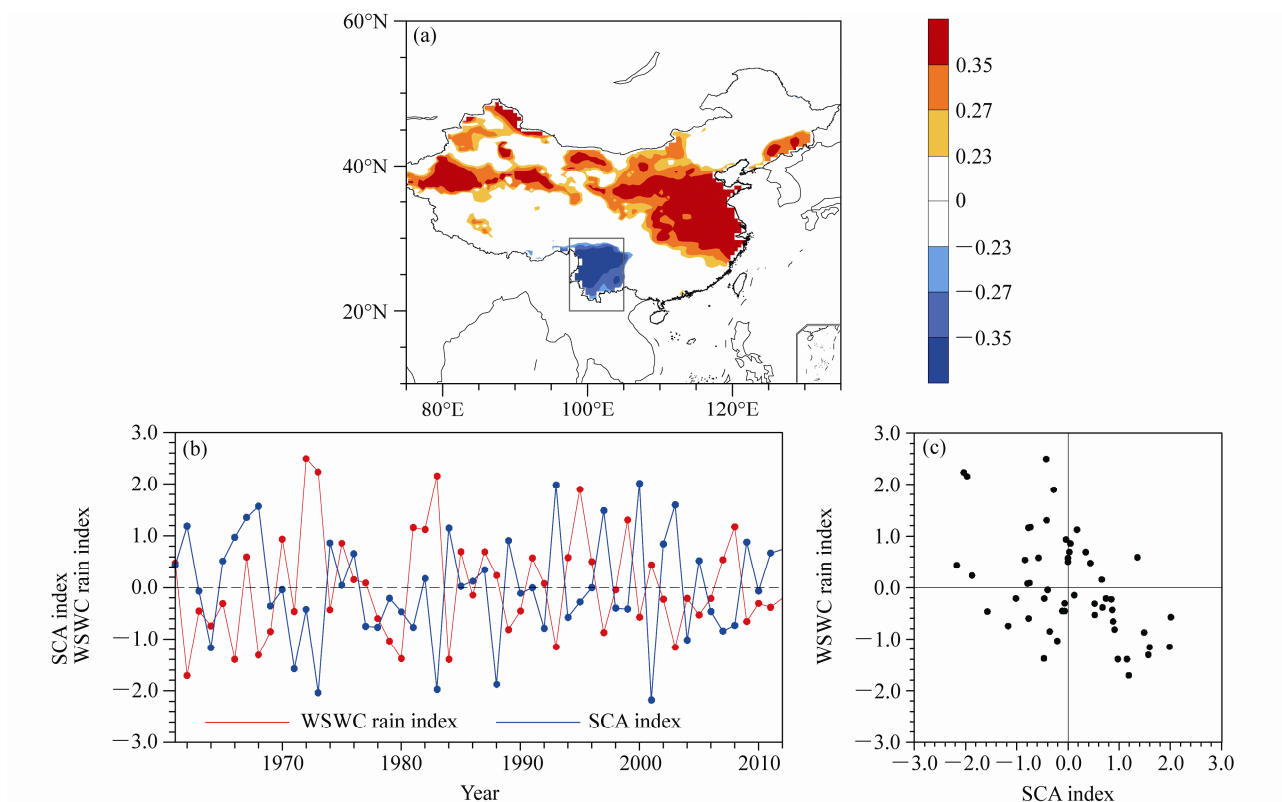


图1 1961~2012年深秋(11月)去除线性趋势的(a)SCA指数与中国同期降水的相关系数分布[阴影表示通过90%置信水平检验,灰色方框表示西南西部区域(20°N~30°N, 97.5°E~105°E)],(b)标准化SCA指数和西南西部降水指数的时间序列、(c)标准化SCA指数与西南西部降水指数的散点图

Fig. 1 (a) Correlation coefficient distribution between the SCA index and late autumn (Nov) precipitation in China during 1961–2012 [shaded areas are for values significant above the 90% confidence level; the grey-line rectangular box represents the western area of Southwest China (WSWC, 20°N–30°N, 97.5°E–105°E)]; (b) time series of the normalized SCA index and WSWC rain index for 1961–2012; (c) scatter plot of the WSWC rain index against the normalized SCA index (the linear trends of indices and rainfall have been removed)

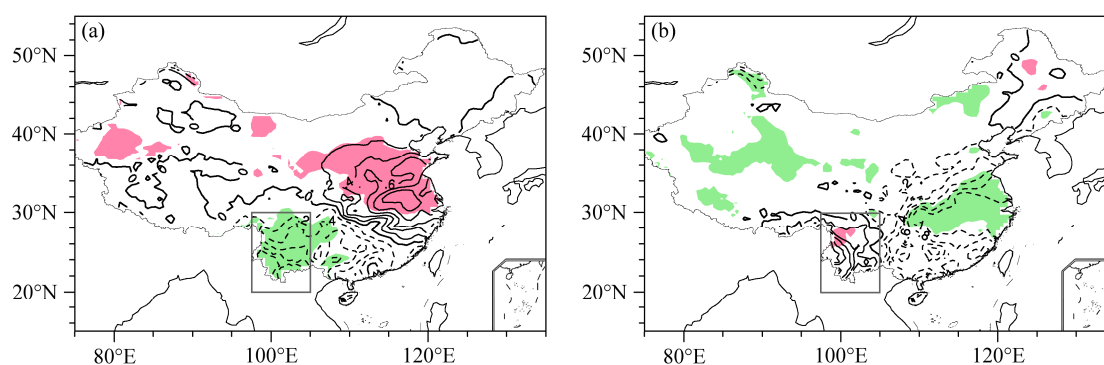


图2 SCA (a)正位相年和(b)负位相年合成的降水异常场(单位: mm/d, 等值线间隔为0.2, 实/虚线表示正/负值, 阴影表示通过90%置信水平检验)

Fig. 2 Composite anomalies of precipitation (units: mm/d) for the (a) positive and (b) negative SCA years (contour interval is 0.2, and solid/dashed lines are for positive/negative values; shaded areas are for values significant above the 90% confidence level)

其中“—”表示气候态, “'”表示相对于气候态的扰动即异常。公式(4)右端的第一项为气候态风场对异常温度的平流(记为 $T\text{-adv1}$), 第二项为异常风场对气候态温度的平流(记为 $T\text{-adv2}$), 第三

项为异常风场对异常温度的平流(记为 $T\text{-adv3}$)。图5为SCA正位相年合成的方程各项。图5a为温度平流异常, 即方程左端项, 负(正)值表示冷(暖)平流异常, 西南西部地区为冷平流异常中心, 我国

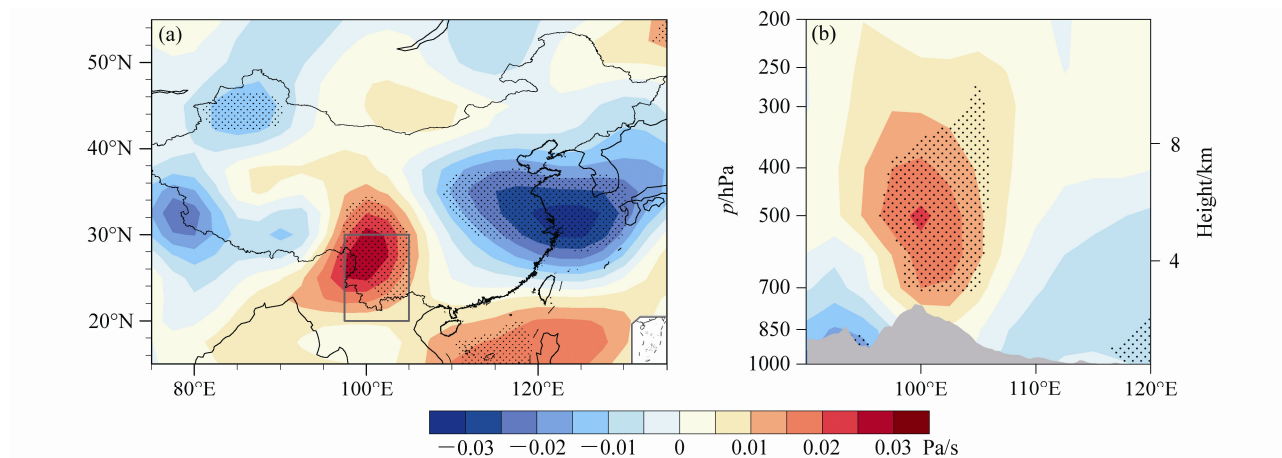


图3 SCA 正位相年合成的 (a) 500 hPa 垂直速度异常场, (b) 20°N~30°N 平均的垂直速度异常的经度—高度剖面。带点区域表示通过 90%置信水平检验

Fig. 3 Composite vertical velocity anomalies (a) at 500 hPa and (b) in the zonal-vertical cross section averaged over 20°N~30°N for the positive SCA years. Areas with dots are significant at the 90% confidence level

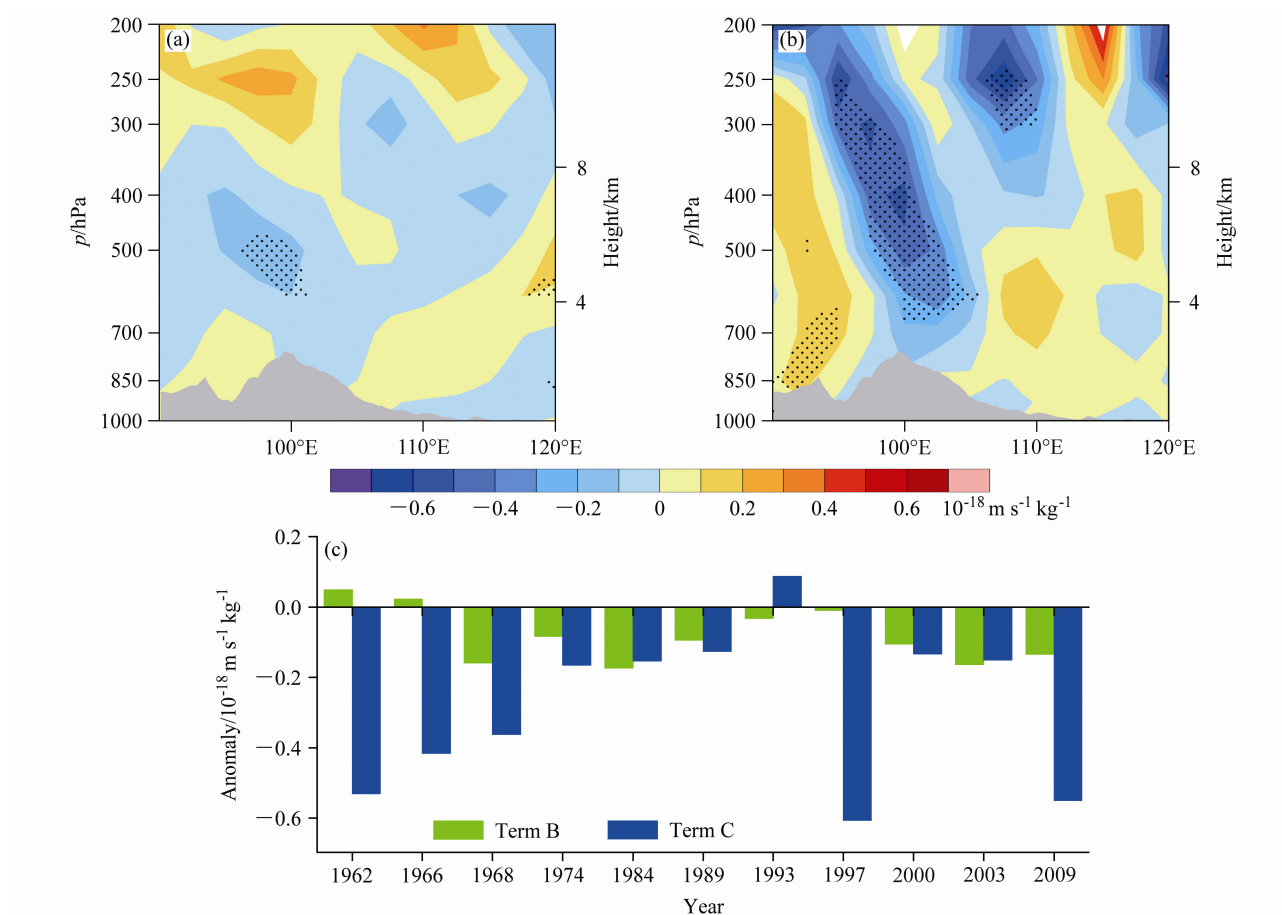


图4 SCA 正位相年合成的 20°N~30°N 平均的垂直运动方程中 (a) B 项异常、(b) C 项异常的经度—高度剖面 (带点区域表示通过 90%置信水平检验), (c) 各个 SCA 正位相年西南西部区域平均的 500 hPa B 项异常和 C 项异常

Fig. 4 The zonal-vertical cross sections of composite (a) term B and (b) term C anomalies averaged over 20°N~30°N for the positive SCA years (areas with dots are significant at the 90% confidence level), (c) the anomalies of term B and term C averaged over WSWC at 500 hPa for each of the positive SCA years

东部为暖平流异常中心，与垂直速度异常中心的分布（图 3a）及降水异常中心的分布（图 2a）一致，再次说明温度平流异常对垂直运动和降水异常的作用。比较公式（4）右端 3 项量值大小（图 5b、5c、5d）可以看出，在 SCA 正位相时期，西南西部地区的这 3 项均为负值，对方程左端项为正贡献，T-adv1 绝对值最大，T-adv2 和 T-adv3 大小相当，均比 T-adv1 小 1 倍以上，说明在 SCA 正位相年，西南西部地区 500 hPa 的温度平流异常，主要是由气候态风场对异常温度的平流造成。表 1 是 SCA 正位相年平均的 600~400 hPa 各层西南西部区域平均的公式（4）右端各项对方程左端项的贡献率。可以看出：各层上都是 T-adv1 的贡献率最大，均在 70%以上，且随着高度增加而增大；T-adv2 的贡献次之，随着高度增加而减少，到了 400 hPa 为负贡献；T-adv3 的贡献在低层很小，比前两项小一个量级，随着高度增加而增加，在对流层中上层的贡献超过 T-adv2，但仍远小于 T-adv1。总之，在 SCA 正位相年，对西南西部上空的温度平流异常起主要作用的是 T-adv1，即气候态风场对异常温度的平流。

从 SCA 正位相年合成的异常温度场（图 6a）看出，在 SCA 正位相年，我国东南大部分区域为

暖异常，西南东侧有暖异常中心，而其西侧的印度半岛北部和伊朗高原地区为冷异常，气候态的西风气流（图 6b）将相对冷的空气输送到西南西部，形成冷平流异常。气候态温度场（图 6c）为纬向均匀分布，温度随纬度增加而降低；在 SCA 正位相年，西南西部地区的异常风场（图 6d）不显著，且基本为西风气流，与气候态的温度梯度垂直，因此T-adv2 几乎为 0。温度场、风场的异常（图 6a、6d）均比气候态小一个量级，因此 T-adv3 也是小量。可见，SCA 正位相年西南西部的冷平流异常，主要是气候态西风对该地区西冷东暖的温度场异常的平流造成。

表 1 SCA 正位相年合成的 600~400 hPa 各层西南西部平均的公式（4）右端各项对温度平流异常的贡献率及其平均

Table 1 Percentage contributions of individual terms on the right hand side of Equation (4) to the temperature advection anomalies averaged over WSWC at each pressure level between 600–400 hPa and the average

高度层/hPa	对温度平流异常的贡献率		
	T-adv1	T-adv2	T-adv3
600	70%	24%	6%
500	85%	7%	8%
400	99%	−12%	13%
平均	75%	17%	8%

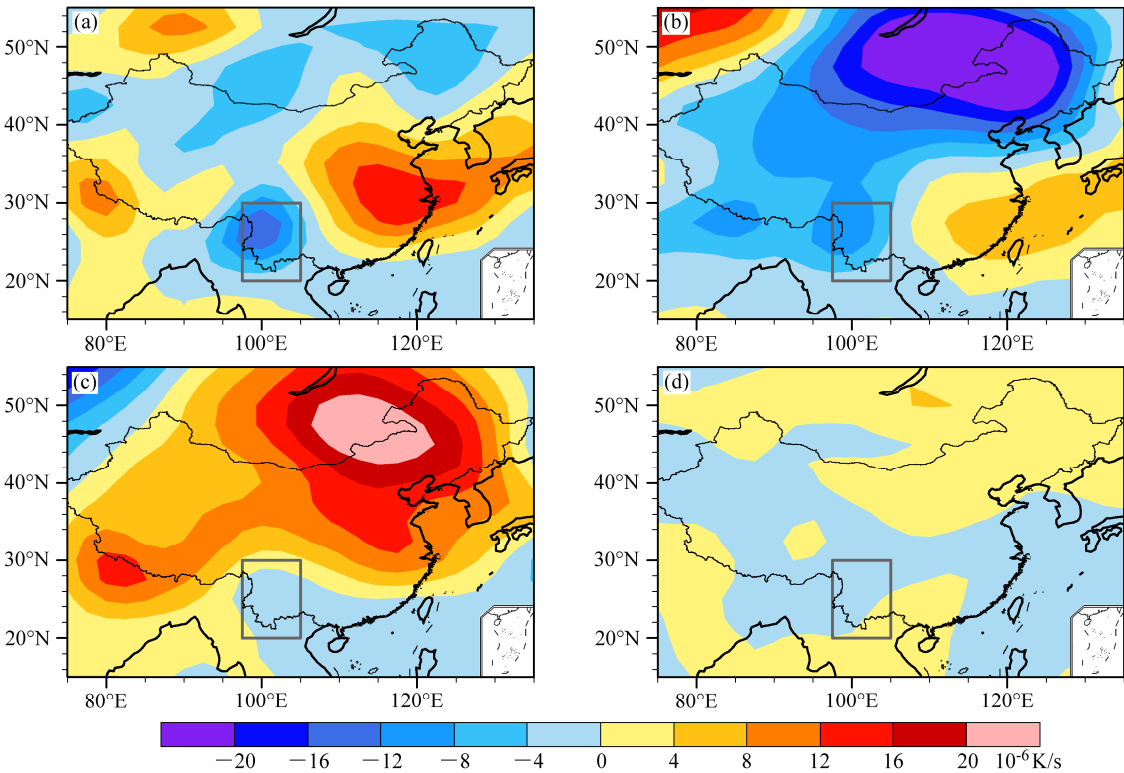


图 5 SCA 正位相年合成的 500 hPa (a) 温度平流异常、(b) T-adv1、(c) T-adv2、(d) T-adv3

Fig. 5 The composite (a) anomalous temperature advection, (b) T-adv1, (c) T-adv2, and (d) T-adv3 at 500 hPa for the positive SCA years

SCA 正位相年的北半球大范围温度异常场(图 7a)与位势高度异常场(图 7b)的空间分布相当一致。一方面, 斯堪的纳维亚半岛及其东侧高压脊的加强使极涡向巴尔喀什湖和贝加尔湖一带伸展, 不

断向这一带输送冷空气(布和朝鲁等, 2008), 使贝加尔湖西侧出现冷异常中心, 冷异常的范围包括我国西北、印度北部及伊朗高原地区。另一方面, 由公式(2)和(3)计算得到的波活动通量(图 7b)

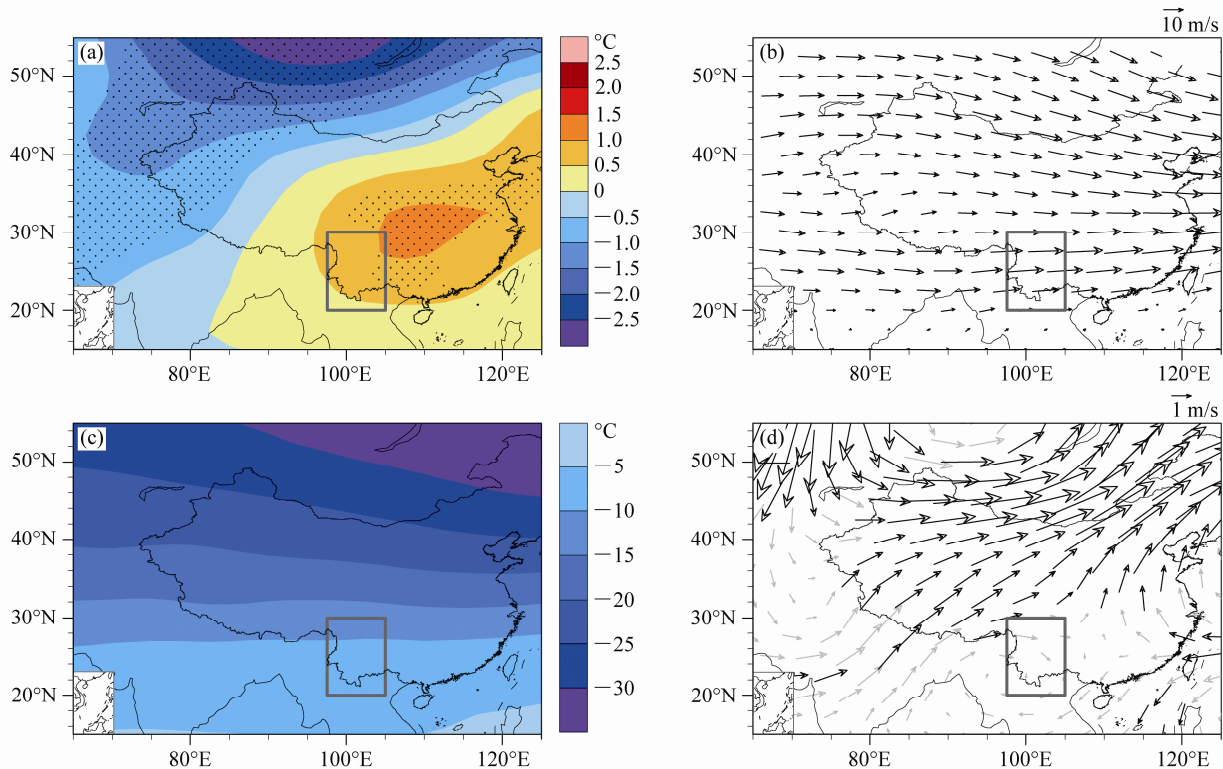


图 6 500 hPa 的 (a) SCA 正位相年合成的异常温度场(带点区域通过 90%置信水平检验)、(b) 气候态风场、(c) 气候态温度场、(d) SCA 正位相年的合成的异常风场(黑色矢量表示通过 90%置信水平检验)

Fig. 6 (a) The anomalous temperature composited for the positive SCA years (areas with anomalies are significant at the 90% confidence level), (b) the climatological mean wind, (c) the climatological mean temperature, and (d) the anomalous wind composited for the positive SCA years (black vectors denote the anomalies are significant at the 90% confidence level) at 500 hPa

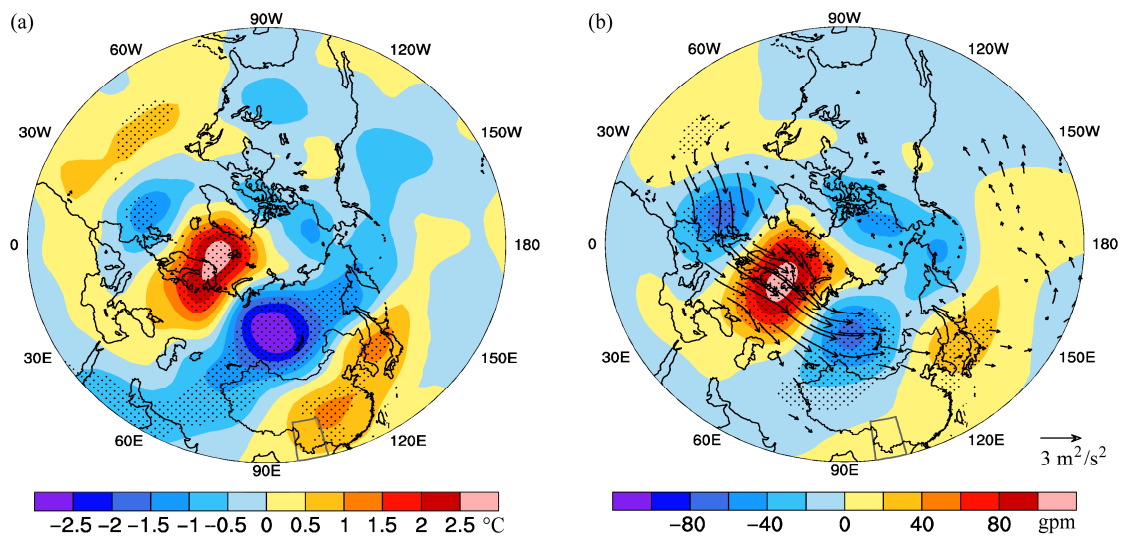


图 7 SCA 正位相年合成的北半球 500 hPa (a) 温度异常场, (b) 位势高度异常场(阴影)和异常波活动通量(矢量, 略去值小于 0.4 个单位的矢量)。带点区域表示通过 90%置信水平检验

Fig. 7 Composite anomalies of (a) temperature and (b) geopotential height (shaded) and wave activity fluxes (vectors, values less than 0.4 units are omitted) at 500 hPa for the positive SCA years. Areas with dots are significant at the 90% confidence level

上看出, SCA 型环流异常通过 Rossby 波向下游传播, 产生日本附近的位势高度正异常中心, 使东亚大槽减弱, 不利于槽后西北冷空气南下, 我国东南大部分区域为暖异常。于是, 西南西部地区的东侧有暖异常, 而其西侧的印度半岛北部及伊朗高原地区为冷异常, 即出现西冷东暖的温度场异常, 气候态的西风气流将相对冷的空气输送到西南西部, 形成冷平流异常, 从而产生局地的异常下沉运动, 使西南西部降水偏少。

5 结论和讨论

使用中国台站降水数据和 NCEP/NCAR 再分析资料, 分析了深秋 SCA 型环流异常与同期我国西南西部降水年际变化的关系, 得到以下结论:

(1) SCA 型遥相关与西南西部降水存在显著负相关关系, 且这种相关有非对称性: SCA 正位相时西南西部降水偏少, 而 SCA 负位相时西南西部降水多寡并不明确。

(2) SCA 正位相年西南西部的降水偏少是由该地区的异常下沉运动造成, 垂直运动方程诊断结果表明异常下沉运动主要是由冷平流异常维持。

(3) 对温度平流异常的小扰动法分解表明, 西南西部上空的冷平流异常主要是气候态风场对异常温度场的平流造成。

(4) SCA 正位相造成西南西部降水偏少的物理过程可以总结为: SCA 正位相时, 西南西部地区的东侧有暖异常, 而其西侧的印度半岛北部及伊朗高原地区为冷异常, 在平均西风作用下, 西南西部有冷平流异常, 造成该地区的异常下沉运动, 从而降水偏少。

在 1961~2012 年的 SCA 正位相年中, 大部分年份西南西部降水偏少, 但有一年(1967 年)西南西部降水偏多, 分析发现, 这一年 SCA 型中的贝加尔湖西侧的负位势高度异常中心较一般 SCA 型正位相年的位置偏南, 导致我国西南西部地区上空盛行西南气流, 有利于产生降水, 同时降水增加释放的凝结潜热又进一步增强了上升运动, 抵消了该地区上空冷平流异常的影响, 形成正反馈, 使西南西部地区降水偏多。因此, 在考虑 SCA 型环流异常对西南西部降水的影响时, 需结合 SCA 型东部极子的具体位置。另外, 文中指出 SCA 型环流异常与西南西部降水的相关关系存在非对称性, 造成

这种非对称的原因还有待进一步研究。本文关注的是年际时间尺度, 已有研究指出 SCA 型存在显著的年代际变化(刘毓赟和王林, 2014), 这是否会对西南降水的年代际变化产生影响还有待分析。

致谢 感谢两位审稿人提出有帮助性的修改意见。

参考文献 (References)

- Barnston A G, Livezey R E. 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115 (6): 1083–1126, doi: 10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2.
- 布和朝鲁, 施宁, 纪立人. 2008. 2000/2001 年冬季北欧异常流型形成机理及其对我国北方天气的影响 [J]. *高原气象*, 27 (1): 76–83.
- Bueh Cholaw, Shi Ning, Ji Liren. 2008. Maintenance mechanism of the Scandinavian pattern in its positive phase during 2000/2001 winter and its influence on the weather over the northern part of China [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 27 (1): 76–83.
- Bueh C, Nakamura H. 2007. Scandinavian pattern and its climatic impact [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 133 (629): 2117–2131, doi: 10.1002/qj.173.
- Feng L, Li T, Yu W D. 2014. Cause of severe droughts in Southwest China during 1951–2010 [J]. *Climate Dyn.*, 43 (7): 2033–2042, doi: 10.1007/s00382-013-2026-z.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 437–471, doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- 刘扬, 刘屹岷. 2016. 我国西南地区秋季降水年际变化的空间差异及其成因 [J]. *大气科学*, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1511.15269.
- Liu Yang, Liu Yimin. 2016. Spatial patterns and causes of inter-annual variations of autumn rainfall in southwest China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1511.15269.
- 刘毓赟, 王林. 2014. 冬季斯堪的纳维亚遥相关型在 20 世纪 70 年代末的年代际变化 [J]. *气候与环境研究*, 19 (3): 371–382.
- Liu Yuyun, Wang Lin. 2014. Interdecadal changes of Scandinavian teleconnection pattern in the late 1970s [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 19(3): 371–382, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2013.13052.
- Liu Y Y, Wang L, Zhou W, et al. 2014. Three Eurasian teleconnection patterns: Spatial structures, temporal variability, and associated winter climate anomalies [J]. *Climate Dyn.*, 42 (11–12): 2817–2839, doi: 10.1007/s00382-014-2163-z.
- Plumb R A. 1985. On the three-dimensional propagation of stationary waves [J]. *J. Atmos. Sci.*, 42 (3): 217–229, doi: 10.1175/1520-0469(1985)042<0217:OTTDPPO>2.0.CO;2.
- Wei W, Zhang R H, Wen M, et al. 2014. Impact of Indian summer monsoon on the South Asian high and its influence on summer rainfall over China [J]. *Climate Dyn.*, 43 (5–6): 1257–1269, doi: 10.1007/s00382-013-1938-y.
- 王林, 冯娟. 2011. 我国冬季降水年际变化的主模态分析 [J]. *大气科学*,

- 35 (6): 1105–1116. Wang Lin, Feng Juan. 2011. Two major modes of the wintertime precipitation over China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 35 (6): 1105–1116, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.06.10.
- 韦玮, 王林, 陈权亮, 等. 2014. 我国前冬和后冬气温年际变化的特征与联系 [J]. *大气科学*, 38 (3): 524–536. Wei Wei, Wang Lin, Chen Quanliang, et al. 2014. Interannual variations of early and late winter temperatures in China and their linkage [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 38 (3): 524–536, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1401.13320.
- 杨莲梅, 史玉光, 汤浩. 2010a. 新疆北部冬季降水异常成因 [J]. *应用气象学报*, 21 (4): 491–499. Yang Lianmei, Shi Yuguang, Tang Hao. 2010a. Causes of winter precipitation anomalies in Northern Xinjiang [J]. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 21 (4): 491–499, doi: 10.11898/1001-7313.20100413.
- 杨莲梅, 史玉光, 汤浩. 2010b. 新疆春季降水异常的环流和水汽特征 [J]. *高原气象*, 29 (6): 1464–1473. Yang Lianmei, Shi Yuguang, Tang Hao. 2010b. Characteristics of atmospheric circulation and water vapor for spring precipitation anomaly in Xinjiang [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 29 (6): 1464–1473.