

左群杰, 张万诚, 高守亭. 2020. 青藏高原大地形高度变化对东亚地区定常扰动能源转换的影响 [J]. 气候与环境研究, 25(4): 345–352. ZUO Qunjie, ZHANG Wancheng, GAO Shouting. 2020. Effect of Tibetan Plateau Orography Height Change on Stationary Disturbance Energy Conversion in East Asia [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 25 (4): 345–352. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2019.19046

青藏高原大地形高度变化对东亚地区定常扰动 能源转换的影响

左群杰¹ 张万诚² 高守亭^{1,3}

¹ 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室, 北京 100029

² 云南省气象科学研究所, 昆明 650034

³ 中国科学院大学, 北京 100049

摘 要 利用 CAM3 (Community Atmosphere Model version 3) 模式和 ERA-Interim 再分析数据研究了对流层中青藏高原大地形对东亚地区定常扰动能量源的影响。在冬季对流层中东亚地区的定常扰动的能量源地主要有两个, 分别是高原北部的东亚地区和高原下游的西太平洋地区。高原高度增加时, 对流层整层东亚地区斜压发展随高原高度增高而减弱, 西太平洋地区斜压发展增强。定常扰动的正压发展与斜压发展的位置相似, 但是明显的要比定常扰动的斜压发展弱。随着高原高度升高, 在对流层中高原北部的东亚地区正压发展先减弱后增强, 而在高原下游的西太平洋地区随高原高度增高正压发展一直增强。在冬季对流层中定常扰动的总能量发展与定常扰动的斜压发展一致, 这样的发展趋势说明了冬季东亚地区和西太平洋地区定常扰动在对流层中的能量发展主要是斜压性引起的。

关键词 高原大地形 定常扰动能量 热量和动量通量

文章编号 1006-9585(2020)04-0345-08

中图分类号 P433

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2019.19046

Effect of Tibetan Plateau Orography Height Change on Stationary Disturbance Energy Conversion in East Asia

ZUO Qunjie¹, ZHANG Wancheng², and GAO Shouting^{1,3}

¹ Key Laboratory of Cloud–Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

² Yunnan Meteorological Research Institute, Kunming 650034

³ University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract Using the National Center for Atmospheric Research Community Atmosphere Model version 3 (CAM3) outputs and European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Interim Reanalysis (ERA-Interim) data, the role of the orography of the Tibetan and Iranian Plateaus in modulating the sources of stationary wave energy is investigated in this study. The sources of stationary wave energy in the troposphere during winter are located in two areas, i.e., East Asia north of the plateau and western Pacific downstream of the plateau. When orographic uplift occurs, the baroclinic

收稿日期 2019-03-28; 网络预出版日期 2019-12-18

作者简介 左群杰, 男, 1982 年出生, 副研究员, 主要从事波流相互作用、大尺度天气动力等方面的研究。E-mail: zqj@mail.iap.ac.cn

通讯作者 张万诚, E-mail: wanzhangcheng@163.com

资助项目 国家自然科学基金项目 41875056、41665005、41765003

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41875056, 41665005, and 41765003)

development weakens over East Asia north of the plateau and enhances over western Pacific downstream of the plateau in the troposphere. The location of the barotropic development of stationary wave energy is similar to that of baroclinic development. Meanwhile, the intensity of the barotropic development of stationary wave energy is weaker than that of baroclinic development in the troposphere. When orographic height uplift occurs, the barotropic development of stationary wave energy first weakens and then enhances over East Asia north of the plateau, whereas it enhances over Western Pacific downstream of the plateau in the troposphere. In the troposphere during winter, the total stationary wave energy development is consistent with the baroclinic development of stationary wave energy, which indicates that the baroclinic development of stationary wave energy plays an important role in the development of stationary wave.

Keywords Plateau, Stationary wave energy, Heat and momentum flux

1 引言

青藏高原大地形是激发定常扰动的一个重要因素 (Inatsu et al., 2002), 许多学者对此进行了研究。冬季定常扰动在东亚地区主要表现为东亚大槽。顾震潮 (1951) 首先指出冬季当西风槽掠过青藏高原的两边, 波动的幅度会减小。罗四维 (1957) 诊断分析了槽过高原的几个个例, 指出冬季西风槽过高原时会发生轴转向、切断等现象。焦彦军和钱正安 (1994) 统计分析了冬季大槽东移过程, 指出大槽出现的最高频区位于青藏高原西侧的中亚细亚地区。掠过高原的大槽, 因地形的阻挡和减弱作用, 移速减慢, 强度明显减弱甚至消失。高原南部的槽在移至高原西侧时移速减慢, 强度减弱, 槽轴线转向。陈忠明和卢敬华 (1987) 通过对地形作理想化处理研究了西风气流绕过高原北侧时地形强迫对东亚大槽的影响, 指出由于地形强迫作用在距离高原半波长的东亚沿海地区形成一个长波大槽。王安宇和王谦谦 (1985) 利用有限区域的 $p-\sigma$ 3 层原始方程模式探讨了青藏高原大地形对冬季东亚大气环流的影响指出冬季东亚加热场的热力作用主要表现在通过动力作用加强东亚大槽。Murakami (1981) 通过经验正交函数分析认为青藏高原不仅对冬季对流层中低层槽脊有影响, 而且还能影响到对流层高层的槽脊。

在中纬度地区, 地形通过影响定常扰动来对大尺度气候产生作用。早在 20 世纪 50 年代 Charney and Eliassen (1949) 利用一维正压模式研究了中纬度大尺度准地转扰动, 他们认为西风带在大陆抬升能引起大尺度定常波扰动。Hoskins and Karoly (1981) 利用线性化的 5 层斜压模式分析了全球大气对高原地形强迫的响应, 再现了 Charney and Eliassen (1949) 的结论。Manabe and Terpstra (1974) 利

用大气环流模式 (General Circulation Model, GCM) 进行了地形有无的对比试验, 指出高原大地形直接控制着冬季西伯利亚高压的位置和强度。Ringler and Cook (1995) 利用 GCM 模式分析了高原位置南北变化时高原对定常扰动的影响。高原位置的南北变化对大尺度定常扰动的影响要比高原高度变化产生的影响要大 (White et al., 2017)。

国内外学者从统计、模式还有理论等方面对青藏高原大地形对定常扰动的影响做了详细的研究。本文主要研究青藏高原高度的变化对定常扰动源地的影响。当高原高度变化时, 扰动与基本流之间的斜压和正压能量转化有什么样的变化? 文章所用到的模式和数据将在第二部分介绍, 青藏高原高度变化对扰动能量转化过程的影响在第三部分中说明, 最后一部分是讨论。

2 模式和数据

本文所采用的模式是美国国家大气研究中心大气模型 (第三版, CAM3) (Collins et al., 2004)。模式水平有效分辨率为 1.12° (纬度) $\times 1.125^\circ$ (经度), 垂直方向有 26 层, 在本文中插值到 1000 hPa 到 10 hPa, 共 32 个气压层。从 20 年月平均海表面温度得到的日平均海表面温度作为本次研究的下边界。为了说明高原地形高度变化对定常扰动的作用, 本文中试验采取了 3 种下边界条件不相同的地形高度, 分别是正常高度的 150% (TP15)、100% (TP, 控制试验) 和 50% (TP05)。在 TP15 和 TP05 试验中, 地形高度变化的水平范围是 60°E 到 105°E , 23°N 到 55°N 。每一组试验运行 20 年, 从 1989 年到 2008 年。为了对比试验的准确性, 本文采用了欧洲中期天气预报中心 1989~2008 年的再分析数据 (ERA-Interim), 该数据水平有效分辨率为 1°

(纬度) $\times 1^\circ$ (经度), 垂直方向上从 1000 hPa 到 1 hPa 有 37 个气压层 (Dee et al., 2011)。几乎每年冬季对流层都会有定常波从高原上空向下游传播, 为了说明定常波源地, 本文还采用了欧洲中期天气预报中心 2014 年和 2015 年冬季的再分析数据。

3 地形与定常扰动能量

图 1 是 2014 年和 2015 年冬季 500 hPa 定常波活动通量矢量和扰动位势的分布。从图 1 中可以看出, 在东亚地区定常波源地主要位于青藏高原北部的东亚地区以及青藏高原下游西太平洋沿岸地区。从这些地区定常波向日本和西太平洋传播。这两个定常波源的能量转换是正压的还是斜压的? 青藏高原高度变化对波源区能量转换有什么样的作用? 本文主要讨论这两个问题。

为了理解地形对定常扰动能量的影响, 本文首先在不同的试验中说明定常扰动的位置和振幅。图 2 是 1989~2008 年北半球 1 月平均的 500 hPa 扰动流函数, 其中包含 ERA-Interim 结果 (图 2a) 和 CAM3 输出的结果 (图 2b~2d)。对比图 2a 和图 2b, 扰动流函数负中心都位于日本海北部上空, 但是 CAM3 得到的扰动流函数负中心值 ($-20 \times$

$10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 要比 ERA-Interim ($-25 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 得到的大 20%。负中心所在的位置正是东亚大槽所在位置, 高原高度变化对负中心的影响也可用来说明其对东亚大槽的影响。随着高原高度的增加, 500 hPa 定常扰动型一直维持在东亚地区, 扰动中心值几乎不变, 但是负扰动的范围变大 (图 2c 和 2d)。本文将高度变化试验 (TP05 和 TP15) 与控制试验 (TP) 进行了对比, 分别用 TP-TP05 (图 2e) 和 TP15-TP 表示 (图 2f)。高原高度从原高度的一半 (TP05) 增加到原高度 (TP) 时, 我国东北部地区负扰动降低 (图 2e)。高原高度从原高度 (TP) 增加到原高度 1.5 倍 (TP15) 时, 白令海附近和我国西南部上空负扰动降低, 青藏高原周围流函数 (位势) 增加 (图 2f)。这也说明了当高原高度增加时, 东亚地区负扰动向东、向南发展, 同时也说明了东亚大槽向南加深, 并向东扩展。

从图 2a 和图 2b 可以看到, 扰动流函数正中心强度在 500 hPa 有很大的差异, CAM3 得到的扰动流函数正中心值为 $5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 而从 ERA-Interim 数据得到的正中心值为 $20 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。在对流层中高层, 这两个正中心值越来越接近 (图形未给出)。当高原高度增加时, 500 hPa 上高原下游地区扰动流函数变化很小 (图 2e~2f)。

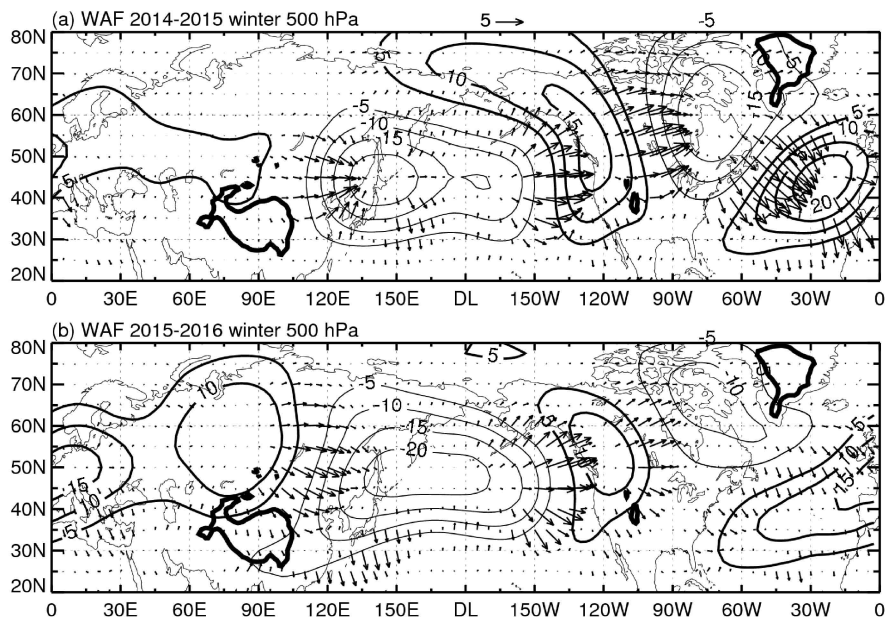


图 1 (a) 2014 年和 (b) 2015 年冬季 500 hPa 定常波活动通量 (矢量, 单位: $5 \times 10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) 和扰动位势 (等值线, 零线省略, 间隔: $5 \times 10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) 分布。加粗的黑实线表示高原所在位置 (海拔高度高于 2000 m)

Fig. 1 Distributions of wave activity flux vector (units: $5 \times 10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) and eddy geopotential (contour, the zero contours are omitted, intervals: $5 \times 10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) at 500 hPa in the winter seasons of 2014 and 2015. The thick black contours denote where the plateau is higher than 2000 m

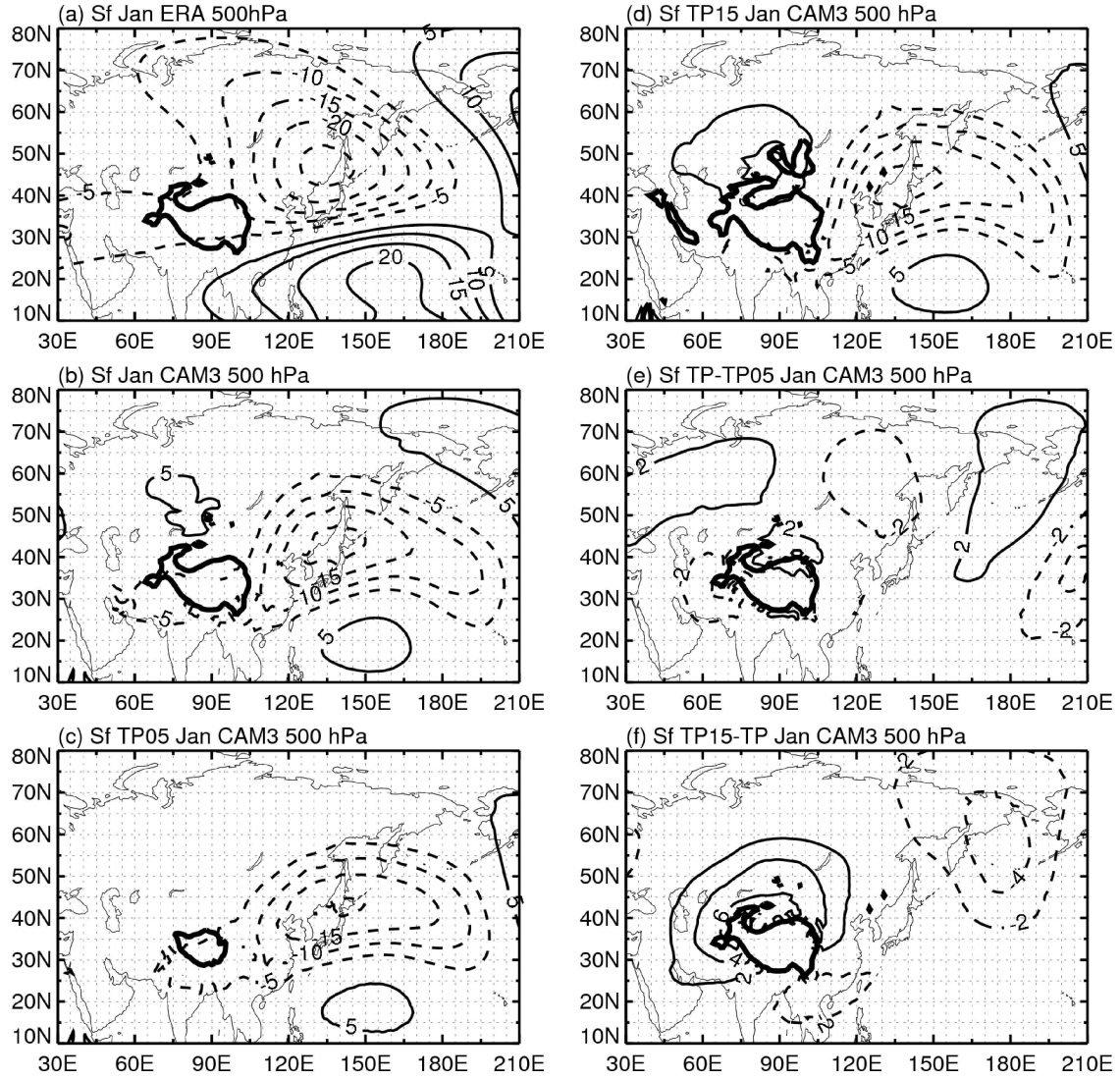


图 2 1989~2008 年平均 1 月 500 hPa 定常扰动流函数分布 (等值线, 零线省略, 间隔: $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$): (a) ERA-Interim 数据; (b) CAM3 控制试验 (TP); (c) 地形高度是正常高度 50% 的 CAM3 试验 (TP05); (d) 地形高度是正常高度 150% 的 CAM3 试验 (TP15); (e) TP 与 TP05 差值; (f) TP15 与 TP 差值。粗黑实线表示高原所在位置 (海拔高度高于 2000 m)

Fig. 2 Distribution of the stationary streamfunction at 500 hPa in January during 1989–2008 (contour, the zero contours are omitted, intervals: $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$): (a) ERA-Interim (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Interim Reanalysis) data; (b) CAM3 (National Center for Atmospheric Research Community Atmosphere Model version 3) experiment with original plateau altitude (TP); (c) CAM3 experiment with half original plateau altitude (TP05); (d) CAM3 experiment with 1.5-time original plateau altitude (TP15); (e) difference between TP and TP05; (f) difference between TP15 and TP. The thick black contours denote where the plateau is higher than 2000 m

下面我们从整个对流层与热量通量和动量通量有关的定常扰动能量方面来讨论高原高度变化对定常扰动能量源转换的影响。与定常扰动有关的感热通量和动量通量定义为 (Plumb, 1985; 段安民和吴国雄, 2005)

$$\int_{1000\text{hPa}}^{300\text{hPa}} \frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial U}{\partial z} \overline{v'T'} dp, \quad (1)$$

$$\int_{1000\text{hPa}}^{300\text{hPa}} -\frac{\partial U}{\partial y} \overline{u'v'} dp, \quad (2)$$

其中, $U(y, z)$ 是基本纬向气流, y 表示南北方向的距离, f_0 是科氏参数, $\sigma = \partial T_0 / \partial z + \kappa T_0 / H$ 表示静力稳定参数, $\kappa = R/c_p$, R 和 c_p 分别表示干空气气体常数和定压比热, H 大气标高, z 是对数气压高度, $T_0(z)$ 是参考温度。上划线表示 1989~2008 年所有的 1 月的平均, 撇表示叠加在纬向平均上的扰动。在公式 (1) 和公式 (2) 中, 变量纬向平均上的扰动取时间平均, 然后乘积, 最后从 1000 hPa 到 300 hPa 积分。1000 hPa 为地面所在高度, 300 hPa 为

对流层顶所在高度。在垂直积分过程中本文略掉了高原所在高度的数据, 这并不影响我们分析高原下游地区的能量转换。

图 3 是 1 月 700 hPa 定常经向风扰动、定常温度扰动和定常扰动热量通量分布。从图 3a–3c 可以看出在东亚地区低层存在明显北风, 最大风速中心位于 45°N 附近。随着高原高度升高, 风速从 6 m s^{-1} (图 3b) 增至 8 m s^{-1} (图 3c)。定常温度扰动在东亚地区明显为负 (图 3d–3f), 相对冷的空气控制东亚地区。随着高原高度升高, 东亚地区温度从 -7 K (图 3e) 降至 -9 K (图 3f)。经向风

变化与温度变化在空间上具有一致性, 这说明温度的变化很大部分是由于热量的经向平流引起, 这与 Park et al. (2013) 的结论是一致的。经向风定常扰动将西伯利亚的冷空气输送到东亚地区, 使得该地区温度降低。图 3g–3i 表示经向热量输送, 从图中可以看出东亚地区明显的向极地的定常热量输送, 这样的热量输送使得南北温度梯度调整。在东亚地区向极地的定常热量输送 ($\bar{v}' < 0, \bar{T}' < 0$) 使得东亚地区变冷, 因此有利于流函数(位势)降低, 特别是再 40°N~50°N 附近 (图 2b–2d)。当高原高度升高时, 东亚地区向极地的热量输送增强

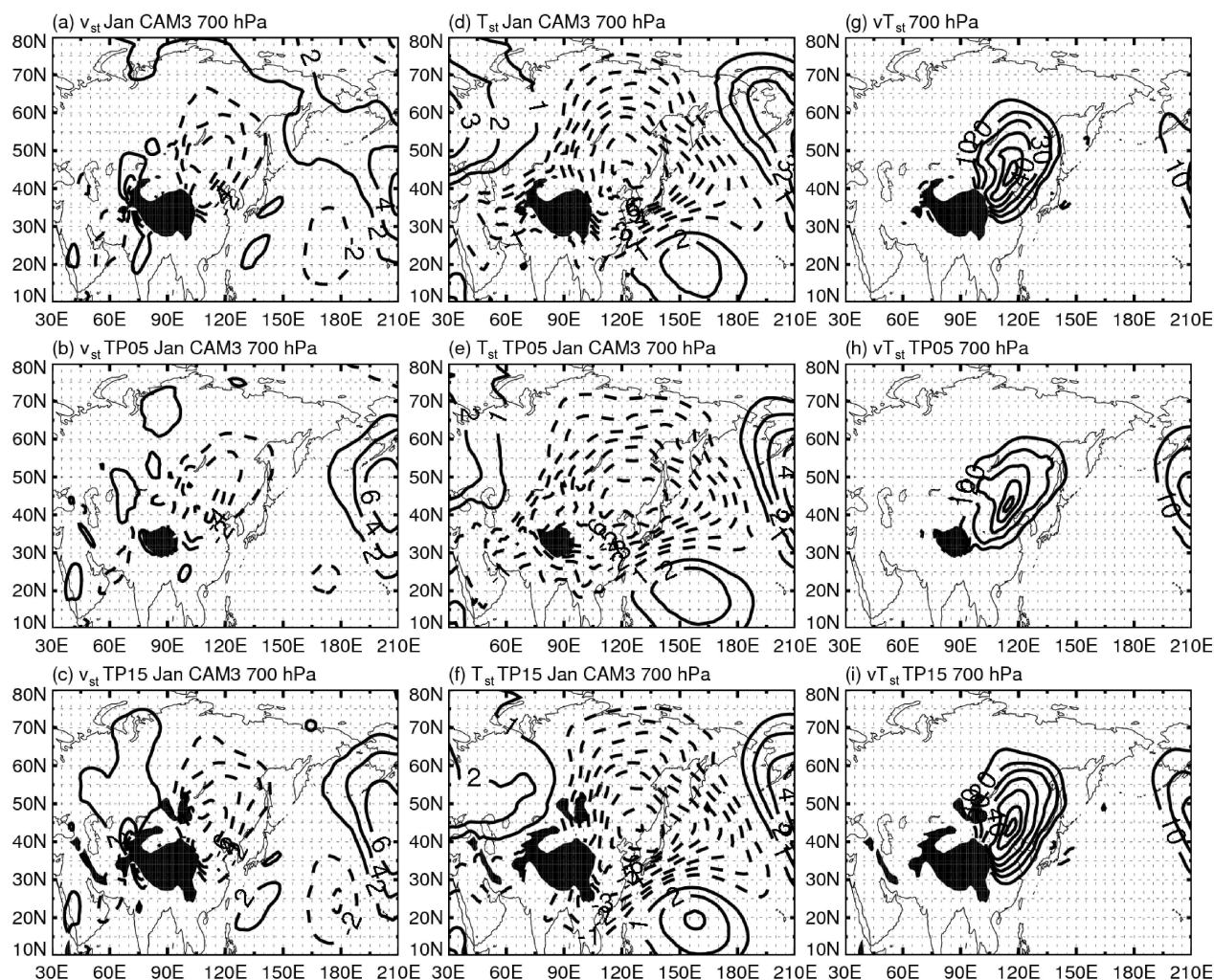


图 3 1989~2008 年平均 1 月 700 hPa (a、b、c) 定常经向风扰动 (等值线, 零线省略, 间隔: 2 m s^{-1})、(d、e、f) 定常温度扰动 (等值线, 零线省略, 间隔: 1 K)、(g、h、i) 定常扰动热量通量 (等值线, 零线省略, 间隔: 10 K m s^{-1}): (a、d、g) TP; (b、e、h) TP05; (c、f、i) TP15。阴影表示高原所在位置 (海拔高度高于 2000 m)

Fig. 3 Distribution of CAM3 simulated (a, b, c) stationary meridional winds (contour, the zero contours are omitted, intervals: 2 m s^{-1}), (d, e, f) stationary temperature (contour, the zero contours are omitted, intervals: 1 K), and (g, h, i) stationary eddy heat fluxes (contour, the zero contours are omitted, intervals: 10 K m s^{-1}) at 700 hPa in January during 1989–2008: (a, d, g) TP; (b, e, h) TP05; (c, f, i) TP15. The black shadows denote where the plateau is higher than 2000 m

(图 3g–3i), 这有利于东亚地区定常流函数扰动振幅增加, 定常扰动流函数负中心减小 (图 2b–2d)。

利用公式 (1), 我们给出了与感热通量有关的定常扰动能量分布, 如图 4 所示。公式 (1) 表示基本流的有效位能向定常扰动能量转化 (段安民和吴国雄, 2005), 也可以表示为定常扰动的斜压发展。在冬季对流层中定常扰动的斜压发展主要发生在高原北部的东亚地区 (斜压能量变化最高约 $4 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$) 和高原下游的西太平洋地区 (斜压能量变化最高约 $6 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$) (图 4a)。东亚地区的定常扰动斜压发展主要是由于热量的极向输送引起的, 西太平洋地区的斜压发展位于副热带急流区, 该区域的定常扰动发展主要是纬向基本流的

垂直切变引起的 (图 4a)。随着高原高度升高, 在对流层中高原北部的东亚地区斜压发展减弱, 但是高原下游的西太平洋地区斜压发展增强 (图 4a–4c)。当高原高度增加时, 东亚地区对流层上空纬向基本流在垂直方向上分布变得均匀, 垂直切变降低 (图 4a–4c)。对流层整层东亚地区斜压发展随高原高度增高而减弱主要归因于纬向基本流的垂直切变降低, 而西太平洋地区斜压发展随高原高度增高而增强主要归因于纬向基本流的垂直切变增加。

根据公式 (2), 图 5 给出了与动量通量有关的定常扰动能量分布。公式 (2) 表示基本流的动能向定常扰动能量转化 (段安民和吴国雄, 2005), 也可以表示为定常扰动的正压发展。在冬季对流层中定常扰动的正压发展主要发生在高原北部的东亚

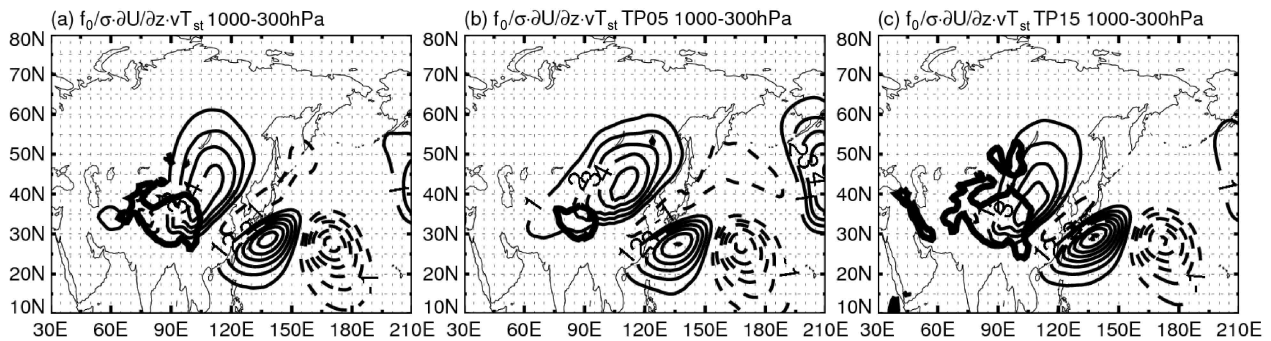


图 4 1989~2008 年平均 1 月对流层中与定常扰动热量通量有关的定常扰动能量分布 (等值线, 零线省略, 间隔: $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$): (a) TP; (b) TP05; (c) TP15。粗黑实线表示高原所在位置 (海拔高度高于 2000 m)

Fig. 4 Distribution of CAM3 simulated wave energy associated with eddy heat fluxes in the troposphere in January during 1989–2008 (contour, the zero contours are omitted, intervals: $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$): (a) TP; (b) TP05; (c) TP15. The thick black contours denote where the plateau is higher than 2000 m

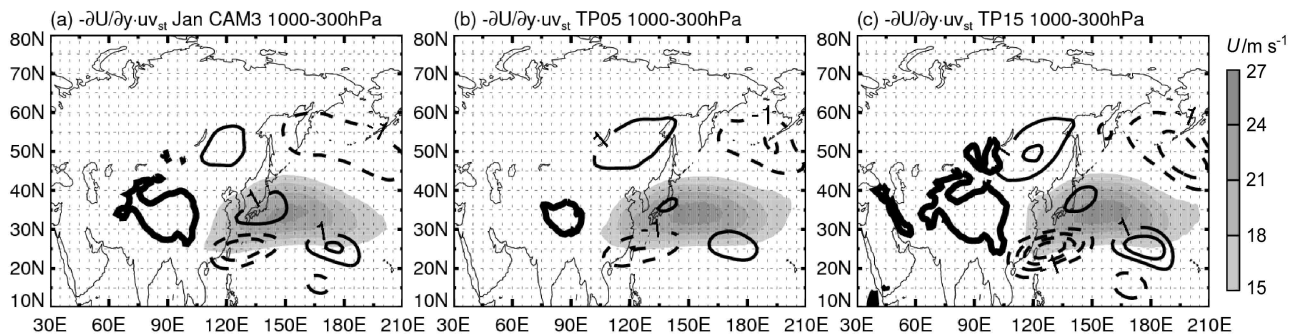


图 5 1989~2008 年平均 1 月对流层中与定常扰动动量通量有关的定常扰动能量分布 (等值线, 零线省略, 间隔: $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$): (a) TP; (b) TP05; (c) TP15。粗黑实线表示高原所在位置 (海拔高度高于 2000 m), 阴影表示急流区 (300~1000 hPa 平均水平风速大于 15 m s^{-1})

Fig. 5 Distribution of CAM3 simulated wave energy associated with eddy momentum fluxes in the troposphere in January during 1989–2008 (contour, the zero contours are omitted, intervals: $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$): (a) TP; (b) TP05; (c) TP15. The thick black contours denote where the plateau is higher than 2000 m, the shadow denotes the subtropical jet stream (300–1000 hPa mean horizontal wind speed $> 15 \text{ m s}^{-1}$)

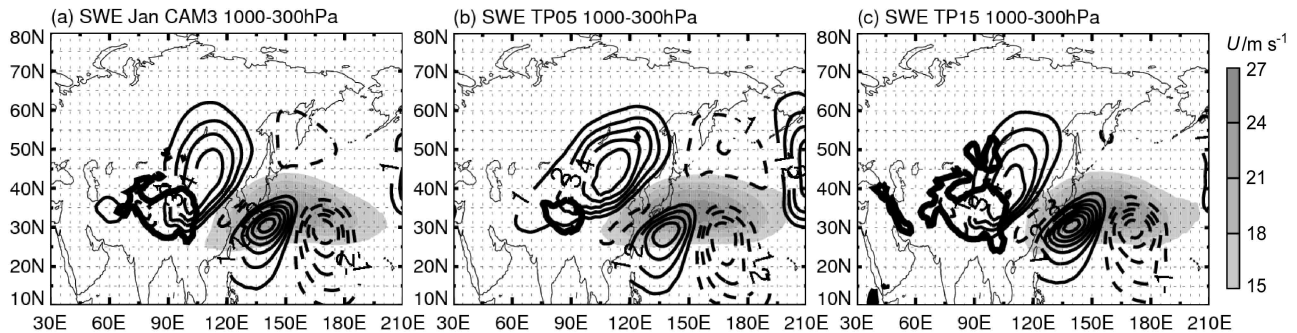


图 6 1989~2008 年平均 1 月对流层中定常扰动能量的正压与斜压发展的总分布 (等值线, 零线省略, 间隔: $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$): (a) TP; (b) TP05; (c) TP15。粗黑实线表示高原所在位置 (海拔高度高于 2000 m), 阴影表示急流区 (300~1000 hPa 平均水平风速大于 15 m s^{-1})

Fig. 6 Distribution of CAM3 simulated barotropic and baroclinic generation/dissipation of stationary wave energy in the troposphere in January during 1989–2008 (contour, the zero contours are omitted, intervals: $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$): (a) TP; (b) TP05; (c) TP15. The thick black contours denote where the plateau is higher than 2000 m, the shadow denotes the subtropical jet stream (300–1000 hPa mean horizontal wind speed $> 15 \text{ m s}^{-1}$)

地区和高原下游的西太平洋地区 (图 5a), 这与定常扰动的斜压发展的位置相似, 定常扰动的正压发展只有 $\pm 2 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$, 这明显比定常扰动的斜压发展 (达到 $\pm 6 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$) 弱。随着高原高度升高, 在对流层中高原北部的东亚地区正压发展先减弱后增强, 但是高原下游的西太平洋地区正压发展一直增强 (图 5a–5c)。对流层整层东亚地区定常扰动的正压发展随高原高度增高出现先减后增的变化, 这可能与急流在高原高度增高的过程中的南北形态的变化有关, 而西太平洋地区正压发展随高原高度增高而增强主要归因于高原高度增高时纬向基本流的南北切变增加。

东亚地区冬季定常扰动同时包含正压发展和斜压发展。图 6 给出了对流层中定常扰动能量的正压和斜压发展的总分布。在冬季对流层中定常扰动的能量发展主要发生在高原北部的东亚地区和高原下游的西太平洋地区 (图 6a), 这与定常扰动的斜压发展一致 (图 4a)。随着高原高度升高, 在对流层中高原北部的东亚地区的能量发展减弱, 但是高原下游的西太平洋地区能量发展增强 (图 6a–6c), 从图 4 和图 5 对比以及图 6 可知, 在对流层中东亚地区冬季定常扰动的能量发展主要是斜压性引起的。

4 总结与讨论

定常扰动的源主要有 3 个: 海陆热力差异、热带非绝热加热和大尺度地形 (Inatsu et al., 2002)。青藏高原是世界上的主要大地形之一。本文利用

CAM3 模式研究了对流层中高原大地形对东亚地区定常扰动能量源的影响。

在冬季对流层中定常扰动的斜压与正压发展主要发生在高原北部的东亚地区和高原下游的西太平洋地区。定常扰动斜压能量发展中心变化约在 $6 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ 而正压能量发展变化约在 $2 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$, 东亚、西太平洋地区冬季定常扰动主要由斜压能量发展引起。

定常扰动能量的发展与急流垂直切变和南北切变有很大的关系。当高原高度增加时, 在东亚地区纬向基本流的垂直切变降低, 东亚地区斜压发展随高原高度增高而减弱, 而在西太平洋地区纬向基本流的垂直切变增加使该地区斜压发展增强。随着高原高度升高, 在对流层中高原北部的东亚地区正压发展先减弱后增强, 这可能与急流在高原高度增高的过程中的南北形态的变化有关。在高原下游的西太平洋地区随高原高度增高, 纬向基本流的南北切变增加使该地区正压发展增强。

高原下游, 在东亚地区冬季存在明显的东亚大槽, 在副热带地区冬季存在明显的高空急流, 这些区域的扰动的发展能够引起东亚大槽的变化, 使得槽前垂直运动以及槽后南下冷空气发生变化, 从而影响到我国中东部地区天气的变化。高原下游副热带急流中扰动能量的发展, 能够引起我国南方上空短波槽的发展, 从而触发我国南方雨雪天气。

参考文献 (References)

- Charney J G, Eliassen A. 1949. A numerical method for predicting the perturbations of the middle latitude westerlies [J]. *Tellus*, 1(2):

- 38–54. doi:10.3402/tellusa.v1i2.8500
- 陈忠明, 卢敬华. 1987. 青藏高原大地形对东亚大槽影响的动力学分析 [J]. 高原气象, 6(2): 130–140. Chen Zhongming, Lu Jinghua. 1987. Dynamical analysis of effect of the Qinghai–Xizang Plateau on mainly trough of East Asia [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 6(2): 130–140.
- Collins W D, Rasch P J, Boville B A, et al. 2004. Description of the NCAR community atmosphere model (CAM3.0) [R]. Tech. Rep. NCAR/TN-464+STR, 226pp. doi: 10.5065/D63N21CH
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137(656): 553–597. doi:10.1002/qj.828
- 段安民, 吴国雄. 2005. 非绝热条件下的波流相互作用与大气能量循环 [J]. 中国科学 D 辑 地球科学, 48(8): 1293–1302. Duan Anmin, Wu Guoxiong. 2005. Wave-mean flow interaction and its relationship with the atmospheric energy cycle with diabatic heating [J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 48(8): 1293–1302. doi:10.1360/04yd0042
- 顾震潮. 1951. 西藏高原对东亚环流的动力影响和它的重要性 [J]. 中国科学, 2(3): 283–303. Gu Zhenchao. 1951. The dynamic effect of Tibet Plateau on East Asian circulation and its importance [J]. *Science China* (in Chinese), 2(3): 283–303.
- Hoskins B J, Karoly D J. 1981. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing [J]. *J. Atmos. Sci.*, 38(6): 1179–1196. doi:10.1175/1520-0469(1981)038<1179:TSLROA>2.0.CO;2
- Inatsu M, Mukougawa H, Xie S P. 2002. Stationary eddy response to surface boundary forcing: Idealized GCM experiments [J]. *J. Atmos. Sci.*, 59(11): 1898–1915. doi:10.1175/1520-0469(2002)059<1898:SERTSB>2.0.CO;2
- 焦彦军, 钱正安. 1994. 冬季青藏高原对东移大槽动力影响的研究 (I) 若干统计事实 [J]. 高原气象, 13(2): 153–161. Jiao Yanjun, Qian Zhengnan. 1994. Studies of dynamic influence of Qinghai–Xizang Plateau on the moving eastward trough in winter part I. Some aspects of statistical facts [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 13(2): 153–161.
- 罗四维. 1957. 一个高空低槽越过西藏高原的分析 [J]. 气象学报, 28(2): 157–165. Luo Siwei. 1957. Analysis of a trough pass through Tibet Plateau [J]. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 28(2): 157–165.
- Manabe S, Terpstra T B. 1974. The effects of mountains on the general circulation of the atmosphere as identified by numerical experiments [J]. *J. Atmos. Sci.*, 31(1): 3–42. doi:10.1175/1520-0469(1974)031<0003:TEOMOT>2.0.CO;2
- Murakami T. 1981. Orographic influence of the Tibetan Plateau on the Asiatic winter monsoon circulation. Part III. Short-period oscillations [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 59(2): 173–200. doi:10.2151/jmsj1965.59.2_173
- Park H S, Xie S P, Son S W. 2013. Poleward stationary eddy heat transport by the Tibetan Plateau and equatorward shift of westerlies during northern winter [J]. *J. Atmos. Sci.*, 70(10): 3288–3301. doi:10.1175/JAS-D-13-039.1
- 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:OTTDPO>2.0.CO;2
- Ringler T D, Cook K H. 1995. Orographically induced stationary waves: Dependence on latitude [J]. *J. Atmos. Sci.*, 52(14): 2548–2560. doi:10.1175/1520-0469(1995)052<2548:OISWDO>2.0.CO;2
- 王安宇, 王谦谦. 1985. 青藏高原大地形对冬季东亚大气环流的影响 [J]. 高原气象, 4(2): 109–120. Wang Anyu, Wang Qianqian. 1985. The effects of the Qinghai–Xizang Plateau on the mean general circulation in East Asia in winter [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 4(2): 109–120.
- White R H, Battisti D S, Roe G H. 2017. Mongolian mountains matter most: Impacts of the latitude and height of Asian Orography on Pacific wintertime atmospheric circulation [J]. *J. Climate*, 30(11): 4065–4082. doi:10.1175/JCLI-D-16-0401.1