青藏高原大气热量源汇在海-地-气相互作用 准4年振荡中的作用

赵平^① 陈隆勋^②

(^①北京大学地球物理系, 北京 100871; ^②中国气象科学研究院, 北京 100081. Email: zhouxj@sun.ihep.ac.cn)

摘要 使用 1961~1995 年逐月的青藏高原地区大气视热量源汇 $\langle Q_1 \rangle$ 资料、英国气象局的海温资料和美国国家大气研究中心和环境预报中心(NCEP/NCAR)再分析资料, 讨论了青藏高原热状况与亚洲太平洋地区大气环流和 El Niño/La Niña 的关系, 发现: 青藏高原 $\langle Q_1 \rangle$, 高原东侧低层经向风、赤道太平洋低层纬向风、赤道东太平洋海温以及高原北侧中、高纬度环流之间存在着明显的相互作用, 其相互影响的周期大约为 4 年, 并且在该周期上它们之间存在着明显的位相差。冬季青藏高原冷源强度可以使以后几个月的高原东侧中国大陆及其沿海地区对流的低层长时间维持异常经向风, 并诱生出太平洋热带地区大范围的异常纬向风, 从而对秋、冬季 El Niño/La Niña 产生影响。而秋、冬季赤道东太平洋海表温度(SST)变化又可以影响下一个冬季的东亚大槽位置和冷空气移动路径, 从而对青藏高原冬季冷源起作用。

关键词 青藏高原 热力作用 年际变化 海-地-气相互作用

研究表明, 异常的赤道太平洋地区的西风、Walker 环流和赤道中太平洋对流活动可以通过海气相互作用激发出海洋扰动, 导致 El Niño 或者 La Niña 发生。Yasunari^[1]提出了季风准两年周期循环的设想。吴国雄等人^[2]的数值试验结果表明, ENSO 循环和东亚冬季风之间有准两年循环。李崇银^[3]指出, 持续的冬季强寒潮活动能够通过 30~60 d 振荡不断把欧亚地区中、高纬度的扰动能量输送到赤道中、西太平洋地区, 减弱赤道太平洋信风, 增强该地区的对流活动和 30~60 d 振荡, 产生 ENSO 循环。黄荣辉等人^[4]提出 ENSO 循环可能是亚洲季风区与 Hadley 环流之间存在的甚低频振荡的产物, 而太平洋赤道附近的西风异常是 ENSO 循环发生的一个必要条件。Li 等人^[5]用 1979~1992 年的资料研究了陆地和海洋热力差异与亚洲季风、赤道太平洋海温的关系。

由此可见, 国内外研究主要集中在亚洲季风和 El Niño/La Niña 关系上, 而对于青藏高原热力作用与 ENSO 循环的关系则研究很少。因此有必要研究青藏高原热状况与 ENSO 循环的关系。本文讨论青藏高原热力作用通过影响亚洲冬夏季风来影响 El Niño/La Niña 的机理, 以及 ENSO 循环影响青藏高原热力状况的过程。

1 计算方法和资料

某地大气柱内的冷热源定义为

$$\langle Q_1 \rangle = SH + R_{\text{net}} + LP.$$

如果 $\langle Q_1 \rangle > 0$, 大气为热源; 反之 $\langle Q_1 \rangle < 0$ 为冷源。这里 SH 为地面感热加热, R_{net} 为大气净辐射, LP 为凝结潜热。

用 Zhao 等人^[6,7]和赵平^[1]的方法, 我们计算了 1961~1995 年逐月的青藏高原地区地面感

1) 赵平. 青藏高原热源状况及其与海气关系的研究. 中国气象科学研究院博士论文, 1999

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/csb2000-45-15-1666>

热加热、大气净辐射加热和凝结潜热加热,然后用上式计算青藏高原平均的大气视热量源汇 $\langle Q_1 \rangle$,本文中青藏高原 $\langle Q_1 \rangle$ 是指 3 000 m 地形等高线以上范围的平均值,其中没有包括 90°E 以西, 33°N 以北的青藏高原西北部. 此外我们还用到了 1961~1994 年 1°×1° 的英国气象局逐月海温资料和 1961~1995 年 NCEP/NCAR 2.5°×2.5° 的逐月再分析资料. 在下面的讨论中,如未特别说明,所有统计方法的显著性检验都是指通过 95% 的置信度.

2 赤道太平洋海温和青藏高原 $\langle Q_1 \rangle$ 的年际变化特征以及它们的凝聚谱分析

对 1961~1994 年的 408 个月赤道太平洋海温距平值时间序列以及 1961~1995 年的 420 个月青藏高原平均 $\langle Q_1 \rangle$ 距平值序列进行功率谱分析(图略),发现赤道太平洋海温最显著周期是 3.5~4.4 年,青藏高原 $\langle Q_1 \rangle$ 的功率谱极大值落在 3.5~5 年以及 0.5 年周期上,说明青藏高原 $\langle Q_1 \rangle$ 也有准 4 年周期变化.

我们计算了青藏高原 $\langle Q_1 \rangle$, Niño 3 区(150°~90°W, 5°S~5°N) SST, 青藏高原东侧(115°~135°E, 25°~45°N) 850 hPa 经向风、赤道太平洋(120°E~120°W, 10°S~10°N)850 hPa 纬向风和贝加尔湖地区(95°~115°E, 45°~60°N)500 hPa 位势高度之间的凝聚谱. 从凝聚谱结果(图略)可知: 在 $\langle Q_1 \rangle$ 与 SST、高原东侧经向风、赤道太平洋纬向风之间的凝聚谱峰值分别在 3.5, 4.4 和 3.5 年上,并且高原 $\langle Q_1 \rangle$ 的变化分别超前 SST, 经向风和纬向风 1.2, 0.7 和 0.9 年; Niño 3 区 SST 与贝加尔湖位势高度之间的凝聚谱峰值所对应的周期是 4.4, 1.9 和 1.5 年,其中位势高度在 4.4 年周期上超前 SST 1.4 年.

3 青藏高原冬季冷源年际变化与赤道太平洋海温的关系

通过分析 1961~1994 年 1 月份青藏高原 $\langle Q_1 \rangle$ 与随后各月太平洋地区 SST 的相关系数分布可知: 2~3 月份(图略)赤道太平洋地区没有大范围的显著相关区, 4 月份(图略)在 150°~160°E 之间的 10°N 和 10°S 附近出现一对正相关中心,而赤道中太平洋的 5°N 和 5°S 附近为一对负相关中心,到 7 月份(图略)显著负相关区主要位于 150°W 以西的中太平洋地区,而正相关中心出现在 150°E 的赤道附近,此后该负相关区向东扩展,到 10 月份(图 1)整个赤道中、东太平洋地区都是显著负相关区,其中大部分地区相关系数通过 98% 的置信度检验,其中心值通过 99% 置信度检验,这种特征维持到 12 月(图略);到第 2 年 1 月(图略),负相关区明显缩小,相关性也显著减弱. 在中、东太平洋赤道地区出现显著负相关时,西太平洋(如澳洲大陆北部、东北部附近海域)6~12 月存在着较大范围的显著正相关区.

根据 1961~1994 年青藏高原 1 月份的 $\langle Q_1 \rangle$ 值(图略),我们分别选取 6 个 $\langle Q_1 \rangle$ 最小值和最大值的年份来代表冷源强弱年份,这些年份分别是: 弱冷源年: 1961, 1962, 1964, 1981, 1983 和 1989 年; 强冷源年: 1969, 1972, 1977, 1979, 1990 和 1994 年.

图 1 青藏高原 1 月份 $\langle Q_1 \rangle$ 和 10 月份太平洋 SST 的相关系数($\times 100$)

阴影区的相关系数通过 95% 的统计置信度检验

从1月份高原冷源强弱年合成的各月太平洋海温距平值分布图(图略)可以看出:在强冷源年的2~3月份赤道太平洋 SST 属于正常情况;4月份在赤道中太平洋附近开始出现 0.5°C 以上的正距平区,随后其范围逐渐向东扩大,到12月赤道中、东太平洋地区 SST 正距平的范围达到最大,中心值在 1.2°C 以上.另外,强冷源年从7月份起在西太平洋始终维持着较弱的负距平值.弱冷源年情况与此相反,到12月中、东太平洋赤道大部分地区的 SST 为负距平,其中心低于 -1.0°C .

由此可见,1月份青藏高原 $\langle Q_1 \rangle$ 强、弱年,分别对应着随后的秋冬季赤道中、东太平洋 SST 负、正距平值,海温的这种变化大致开始于春季4月.那么青藏高原冬季大气热状况是通过什么过程影响赤道中、东太平洋海温的呢?

4 青藏高原冷源与 ENSO 的准4年循环

(1) 青藏高原冬季冷源对太平洋地区大气环流的影响. 用1961~1995年青藏高原 $\langle Q_1 \rangle$ 和 NCEP/NCAR 再分析资料,我们计算了1月份 $\langle Q_1 \rangle$ 分别与后期850 hPa 月平均经向风和纬向风的相关系数(图略),发现1月份

$\langle Q_1 \rangle$ 和春、夏、秋季高原东侧中国大陆及其沿海地区的经向风之间有明显正相关,而和这3个季节的赤道太平洋纬向风之间有显著负相关.这种特征在根据1月份青藏高原冷源强弱年合成的850 hPa 偏差风场上也可见.在强冷源年,1月份(图略)高原东侧为弱的异常偏南风,从2月份起该地区开始出现异常北风,此后异常北风加强,范围逐渐向东扩展,到5月份(图2(a))青藏高原东侧的中国大陆为大范围的异常偏北风,这种偏北风在中南半岛、南海以及印度尼西亚一带与来自南半球的偏差南风相遇而转向,产生向东的分量,使中、西太平洋热带地区异常西风加强并向东扩展.7月份(图略),西太平洋出现距平气旋,使西太平洋副热带高压减弱.9月份(图略)距平气旋分裂成两部分,主体东移到日界线附近.这些特征是有利于 El Niño 形成的.值得注意的是,9月份在 150°E , 40°N 附近出现了一个距平反气旋,到11月份(图略)时该距平反气旋已经变得十分明显, 150°E 以西赤道

图2 6个青藏高原1月份 $\langle Q_1 \rangle$ 强弱年合成的5月850 hPa 偏差风场

(a) 强冷源年, (b) 弱冷源年. 单位: m/s; 阴影区为青藏高原

地区已由距平西风变为距平东风, 此时高原以东的异常北风明显减弱, 部分地区开始出现距平南风. 这种流场特征是不利于 El Niño 持续的. 弱冷源年则相反, 从 2 月份(图略)起在高原以东地区出现异常南风, 随后逐渐加强, 从 5 月(图 2(b))到 10 月(图略)高原东侧的这支异常南风基本维持, 从而导致中、西太平洋热带地区出现异常东风, 有利于 La Niña 形成.

由此可见: 1 月份青藏高原冷源的强弱可以诱生出高原东侧的异常经向风、赤道太平洋地区的异常纬向风, 并在太平洋副热带地区形成偏差气旋或反气旋, 从而有助于 El Niño 或 La Niña 发生. 从这种意义上说, 青藏高原热力作用起一种朝南或朝北抽气的作用, 使青藏高原东南侧的南海和菲律宾一带出现异常经向风辐合或辐散, 并造成纬向风出现相应的辐散或辐合, 从而引起中、西太平洋热带地区纬向风发生变化. 青藏高原冬季 $\langle Q_1 \rangle$ 的这种作用可以看成是脉冲式的, 它可以影响到随后的秋季.

(2) 赤道东太平洋海温对青藏高原冬季冷源的影响. 图 3(a)和(b)分别给出了在 1961 ~ 1994 年期间 Niño 3 区 10 ~ 12 月份平均的 SST 和同期冬季(当年 12 月 ~ 次年 1 月)以及第 2 个冬季(第 2 年 12 月 ~ 第 3 年 1 月)平均 1 000 hPa 温度场之间的相关系数, 从图中可以看出: SST 和同期冬季中国大陆东南侧洋面上的温度之间存在着明显正相关, 和亚洲大陆中、高纬度的相关性不显著(图 3(a)), 然而 SST 和第 2 个冬季高原北侧中、高纬度地区的温度之间有明显正相关, 其中心值通过 99% 以上的置信度检验(图 3(b)). 由此可见, 当 El Niño(或 La Niña)发生时, 第 2 个冬季的亚洲大陆中、高纬度近地层气温增加(或减小), 这对应着亚洲冬季风弱(或强), 这是明显不同于图 3(a)所揭示的现象. 说明, 赤道东太平洋海温和亚洲冬季风之间的关系在隔年的影响上更显著. 那么在上述两个冬季中, 究竟哪一个和青藏高原冬季冷源关系紧密呢?

图 3(c)给出了在 1961 ~ 1995 年期间冬季 12 月 ~ 1 月平均的 1 000 hPa 温度距平与该冬季 1 月份青藏高原 $\langle Q_1 \rangle$ 距平值之间的相关系数, 从图中可以看到: 1 月份的 $\langle Q_1 \rangle$ 与其北

图 3 Niño 3 区的 10~12 月平均 SST, 1 月份青藏高原 $\langle Q_1 \rangle$ 和 12~1 月平均 1 000 hPa 温度的相关系数($\times 100$)

(a) SST 和同期冬季, (b) SST 和第 2 个冬季, (c) $\langle Q_1 \rangle$ 和同期冬季. 阴影区的相关系数通过 95% 的统计置信度检验

侧中、高纬度地区温度也存在着显著正相关，其中心值通过 99.9% 的置信度检验。这是和图 3(b) 所给出的在高原北侧中、高纬度地区的分布特性基本一致，说明赤道中、东太平洋海温异常变化可能通过第 2 个冬季的亚洲季风对青藏高原冬季 $\langle Q_1 \rangle$ 产生影响。进一步分析表明(图略): 当年 10~12 月份 Niño 3 区平均 SST 和第 2 个冬季 12 月份的贝加尔湖附近 500 hPa 位势高度之间存在着明显正相关，其中心通过 99% 的置信度检验，而和日本群岛南部的 500 hPa 位势高度之间有显著负相关，这对应着东亚大槽位置的异常。

由此可见，秋冬季赤道东太平洋 SST 正(或负)距平可以通过海气相互作用使第 2 个冬季的贝加尔湖附近 500 hPa 位势高度出现正(或负)距平、日本群岛南部的位势高度出现相反变化，有助于东亚大槽位置偏东(或西)，从而使冷空气从偏东(或西)路径影响东亚，造成高原北侧中、高纬度近地层温度偏高(或低)以及青藏高原冬季冷源偏弱(或强)。

5 讨论

青藏高原大气热量源汇和赤道中、东太平洋海温都表现出准 4 年的周期变化，并且在该

图 4 青藏高原冬季大气冷源和 ENSO 准 4 年循环关系

周期上它们之间有明显位相差异，说明它们在该周期上存在着相互作用。图 4 给出了该过程的一种概念模式，在该过程中青藏高原冬季冷源的异常变化可能改变青藏高原与其东侧大陆及其附近海域上空大气之间的热力差异，诱生出青藏高原东侧的异常经向风和赤道太平洋地区的异常纬向风，有利于赤道太平洋海温发生异常；另一方面，海温的变化可能通过中、低纬海-气相互作用造成次年冬季东亚大槽位置和青藏高原冬季冷源变化。因此对实际气候系统的描写必须是海-陆-气耦合系统，只有海-气耦合是不行的；青藏高原热力作用在 El Niño/La Niña 形成中是不可缺少的，改进青藏高原地-气物理过程可能使气候模式更好地描述亚洲季风和全球气候变化，最终有助于提高气候模式对于 ENSO 循环的预报水平。

致谢 本工作为国家重点基础研究发展规划(G1998040800)和中国科学院青藏高原研究(KZ951-A1-204; KZ95T-06)资助项目。

参 考 文 献

1 Yasunari T. The monsoon year —— a new concept of climate year in the tropics. Bull Amer Meteor Soc, 1991, 72(9): 1331~1338

- 2 吴国雄, Cubasch U. El Niño 海温异常对纬向平均经向环流及大气输送特征的影响. 中国科学, B 辑, 1986, (10): 1109~1120
- 3 李崇银. 频繁的强大东亚槽活动与 El Niño 的发生. 中国科学, B 辑, 1988, (6): 667~674
- 4 黄荣辉, 吴仪芳. 关于 ENSO 循环动力学的研究. 见: 海洋环流研讨会论文集. 北京: 海洋出版社, 1992. 41~51
- 5 Li C F, Yanai M. The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast. *Journal of Climate*, 1996, 9(2): 358~375
- 6 Zhao P, Chen L X. The climate characteristics of surface turbulent exchange coefficients and surface heat source over the Qinghai-Tibetan plateau. *Acta Meteorologica Sinica*, 2000, 14(1): 13~29
- 7 Zhao P, Chen L X. The calculation of solar albedo and radiation balance and the analysis of their climate characteristics over the Qinghai-Tibetan plateau. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2000, 17(1): 140~156

(1999-11-22 收稿, 2000-04-24 收修改稿)