

我国气候对北太平洋海温的 响应的模拟试验*

曹 鸿 兴

(气象科学研究院天气气候研究所)

提 要

利用联邦德国汉堡大学气象研究所大气环流模式的气候模拟的结果,就模式中我国气候对北太平洋海温异常的响应进行了分析,目的在于研究我国气候的成因。我国气候对海温的敏感性试验由异常算程和对照算程组成。异常算程是在北太平洋多年平均海温场上迭加一个“东温西凉”型的异常值,而对照算程中则为多年平均海温场。试验结果指出,1月300百帕上青藏高原两侧的南北两支急流大大增强, Hadley 环流减弱, 500百帕环流和850百帕温度场出现类似冷冬的形势,即经向环流加强,南北温度梯度加大,我国大部分地区的1月气温降低。但湿度场对北太平洋海温异常的响应甚弱,这与通常的看法一致,即冬季我国干旱主要是由于蒙古干冷高压频频入侵造成的。

一、引 言

全球气候对下垫面条件的响应的数值试验是大气环流和气候模拟研究的一个倍受重视的问题。其中,尤其是海表温度对大气环流和气候的影响的模拟试验,已用不同模式从不同角度进行了不少研究,如Kutzbach等^[1]和Chervin等^[2]用NCAR大气环流模式进行了仔细的研究, Vernekar^[3]用稳态准地转模式对太平洋冷水区等作了数值试验, Mitchell^[4]研究了英国气象局大气环流模式对二氧化碳和海温的响应性能。但这些研究大部分着眼于全球或半球环流或气候,只有个别工作考察局地环流和气候^[5]。

七十年代以来,有人就太平洋海温与我国天气和气候的关系进行了许多研究,这些研究大多着眼于海温与我国天气的长期联系,尤其注意秋冬海温与我国汛期降水、气温的相关关系,借以制作长期天气预报。本文是从我国气候成因角度出发来进行数值试验的。

二、模 式 试 验

1. 大气环流模式

试验所用模式是汉堡大学低分辨率的北半球大气环流模式,采用经纬度网格,水平格距

* 本文于1985年7月31日收到,1985年11月26日收到修改稿。本文是作者作为联邦德国洪堡基金会研究会员在汉堡大学气象研究所完成的。

$\Delta = 2.8125^\circ$ (≈ 300 公里), 三层 σ 坐标。物理变量垂直内插到这三层上, 即 300、500 和 850 百帕, 模式大气顶 $P_T = 100$ 百帕, 底为地面。地形是稍加平滑的实际地形, 以赤道为对称边界条件, 视赤道为刚性墙, 即无南北半球交换。水平用 Arakawa 差分格式, 时间积分用跳蛙格式并加以弱平滑, 用傅里叶滤波器来阻尼不稳定波。在上下边界取 $\dot{\sigma} = 0$ 。

初始地面温度分布根据 1 月气候平均值内插到格点上, 海表温度和地面相对湿度不随时间而变, 地表相对湿度在海洋上假定为 100%, 在陆地上为 70%。总之, 只有地形和地表温度的分布是真实的, 其他地表条件都是理想化地给定的。

对次网格尺度过程作了一系列参数化处理, 如采用 Storch 的数值滤波器来考虑网格尺度和次网格尺度过程间的交互作用^[6], 湿对流用郭晓岚方案, 干对流用 Manabe 方案; 太阳辐射和热辐射用 Tiedtke 和 Geleyn 格式^[7]。关于本大气环流模式的更详细的描述见文献^[8]。

2. 试验

本试验的目的在于了解 1 月气候对海表温度异常的反应。海表温度异常事先给定如图 1, 它是海表温度 1 月气候平均值分布的第一个经验正交函数 (EOF) 的 10 倍, 即 $10 \times \text{EOF}_1$ 。由图可见, 异常分布类似于“东温西凉”型^[9], 即在 45°N 、 136°W 有一中心值为 $+6^\circ \text{C}$ 的正距平区, 在 38°N 、 180° 有一中心值为 -5°C 的负距平区, 在较低纬度均为弱的正距平, 海温异常分布大体上与 1957 和 1965 年 1 月北太平洋的实测海温距平分布外形相类似, 但这两年的海温强度要弱得多。查看 1949—1975 年 1 月北太平洋海温图, 其正距平极值可达 $+3^\circ \text{C}$, 负距平极值可达 -4°C , 因此可以认为由图 1 表示的海温异常是有现实意义的。

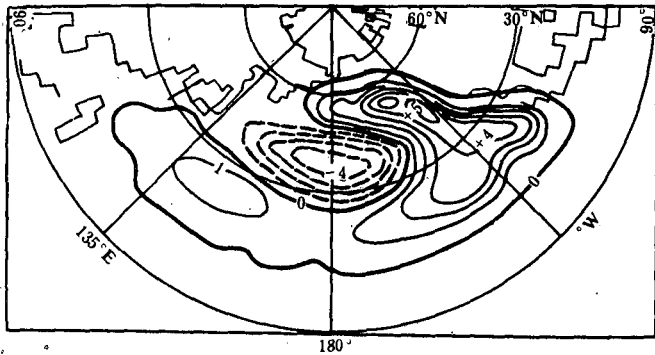


图 1 用于试验的海表温度异常分布

用 1974 年 1 月 2 日 00 GMT 的实测值作为数值试验的初始场, 整个模拟时间为 60 天。前 30 天考虑为模式达到稳定态所需要的时间, 即它们会受到初值影响, 故不是对 1 月气候的模拟, 我们的研究集中在后 30 天的平均值上。由于在试验过程中日射为 1 月平均值和边界约束为 1 月地面条件, 所以认为后 30 天的平均值是对 1 月气候的模拟值。

三、试验结果分析

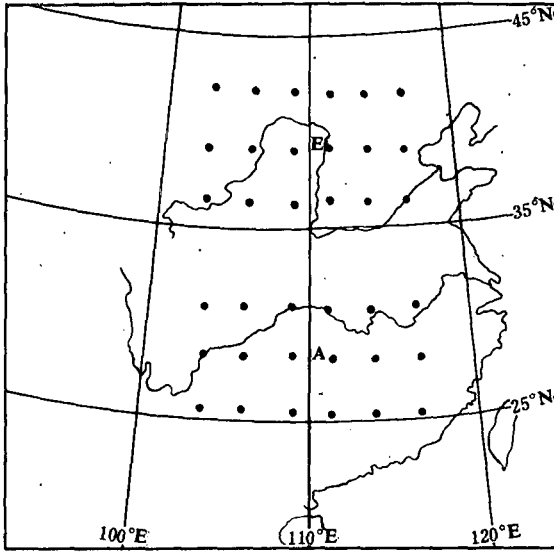


图 2 黄河区(E)和长江区(A)所取格点位置

我们把在 1 月海温平均场上叠加有海温异常分布的模拟试验称为异常算程, 把不带有海温异常分布的模拟试验称为对照算程, 试验结果分析就是比较两者间的差异。

1. 温度场

在温度场上着重分析了黄河流域和长江流域的响应情况, 为此沿黄河区(记为 E 区)和长江区(记为 A 区)各取 18 个网格点(图 2), 取 850 百帕上 18 个点的温度平均值, 分别记为 T_E 和 T_A , E 区和 A 区温度统计列在表 1。

在 850 百帕面上, 我国及其邻近地区受北太平洋海温异常的影响, 气温普遍下降, 北方的气温下降比南方大, 这就导致南北温度梯度增大。从表 1 可以清楚地看出, 黄河区

表 1 850 百帕温度异常算程与对照算程间的差别

	黄河区 T_E	长江区 T_A	$\nabla T = T_A - T_E$
异常算程 T_a	- 7.7	3.9	11.6
对照算程 T_c	- 4.7	5.6	10.3
$\Delta T = T_a - T_c$	- 3.0	- 1.7	1.4
$\Delta T / T_c (\%)$	-64	-30	14

气温下降相对百分率为 -64%, 远比长江区的 (-30%) 急剧。造成这种情况的一种可能解释为, 事先给定的海温异常(见图 1)分布中, 负距平中心区位于约 40° N 且靠近我国, 而正距平中心区位于较高纬度且在北太平洋的东侧。因此可以认为, 对我国气温场的影响将在偏北位置且以负距平占优势。

2. 高度场

在我国及其邻近地区的 500 百帕高度场异常算程与对照算程之间差值显示在图 3 上, 可以看到, 图的西半部高度增加, 东半部高度降低。这意味着受异常海温影响, 在 1 月 500 百帕高度场上, 位于 120° E 的东亚大槽将加深南伸, 而在青藏高原及其以西的副热带高压明显加强。在这一地区, 在异常算程时有 41 个网格点的高度值大于或等于 588 位势什米, 在对照算程时只有 24 个网格点。高度场的“西升东降”导致经向环流的加强, 这可以认为是形成上述我国温度普遍降低的环流背景。

根据实际经验, 可以通过考察贝加尔湖和冲绳两个地区高度场的变化来识别东亚经向环流是否发展。用每个地区 15 个网格点的高度平均值(图 3)来表征环流的变化, H_B 表示贝加尔湖地区 500 百帕高度平均, H_R 表示冲绳地区 500 百帕高度平均, 其模拟试验值见表 2。由

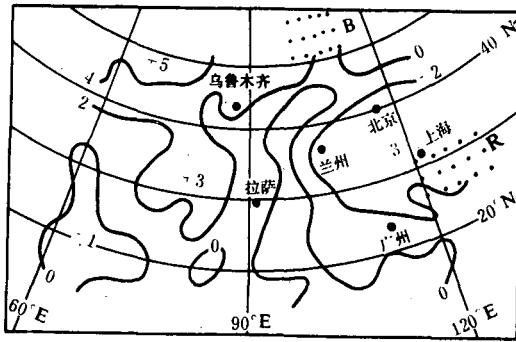


图 3 500 百帕上异常算程与对照算程间高度场之差

图中 B 处 15 个黑点表示贝加尔湖地区的高度，R 处 15 个黑点表示冲绳地区的高度

表 2 500 百帕高度异常算程与对照算程间的差别 表 3 850 百帕上异常算程与对照算程间相对湿度差值

	贝加尔湖区 H_B	冲绳区 H_R	$\nabla H = H_R - H_B$	异常算程 R_a	黄河区 R_E	长江区 R_A	$\nabla R = R_A - R_E$
异常算程 H_a	532.3	578.4	46.1	11.7	33.4	21.7	
对照算程 H_c	529.4	580.4	51.0	14.9	36.1	21.2	
$\Delta H = H_a - H_c$	2.9	-2.0	-4.9	$\Delta R = R_a - R_c$	3.2	2.7	-0.5
$\Delta H / (H_c - 500)$	10%	-3%	-10%	$\Delta R / R_c$	22%	8%	-2%

表可见，总的来说，海温异常对高度场的影响比较小，尤其在贝加尔湖地区，因受西风带影响，高度的气候变率很大，在两个算程间的高度差仅为 2.9 位势什米。贝加尔湖地区 500 百帕高度对海温异常的响应是正变高，冲绳地区则为负变高，副热带高压在太平洋西部减弱，这正是东亚冬季气候槽加深南伸的形势，也就是我国处于冷冬环流的控制。

3. 湿度场

为了对比 850 百帕温度场与湿度场的相对变化，采用了与图 2 相同的网格点，用 R_E 表示黄河区 18 点的相对湿度的平均值，用 R_A 表示长江区 18 点的相对湿度的平均值，计算所得结果列在表 3。湿度场对北太平洋海温异常的响应远比温度场弱。尤其是在南北湿度梯度上，两个算程间的差别是很小的。这一结果与通常的气候知识一致，即我国冬季干旱主要是由西伯利亚冷空气频繁入侵造成的，北太平洋海温异常对我国干旱气候的形成所起作用则甚小。

4. 风场与西风急流

图 4 给出了两个算程间 300 百帕上东西风分量 u 的差值。图中有两个 u 减弱区，一个在

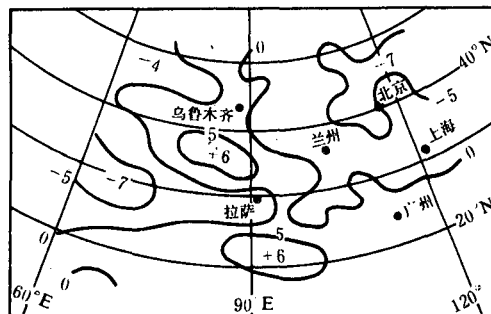


图 4 300 百帕上异常算程与对照算程间东西风分量的差值

我国的华北—东北地区，另一个在巴基斯坦并伸向印度抵达西藏，中心值两者均为 -7 米/秒；两个增强区分别位于青藏高原南北两侧，中心值达 $+6$ 米/秒。在增强区，东西风分量值在异常算程时超过 50 米/秒的格点共 10 点，在对照算程时则只有 2 点，这说明北太平洋海温异常对东西风分量场的影响是明显的。尤其值得注意的是，青藏高原两侧增强区的出现将大大加强南北两支急流的强度。这一结果提示我们，青藏高原上空急流的分支除了受地形影响外，北太平洋海温也起了一定的作用。这一点过去是很少注意的，这启示我们从海气关系来研究青藏高原急流的成因。

在 300 百帕的两个算程间南北风分量 v 的差值分布图(图5)上，可以看到一个显著的特点，就是 v 差值呈经向分布。在 115°E 以东为南北向的增强区， 80°E 以西亦为增强区，其中心位于阿拉伯海东部，中心值达 $+9$ 米/秒。减弱区则处于两者之间，呈宽广的南北向，中心位于青藏高原东部，中心值达 -11 米/秒。这一强大的负差值区表明，作为Hadley环流本应在 300 百帕上呈南风的气流受到大大削弱。

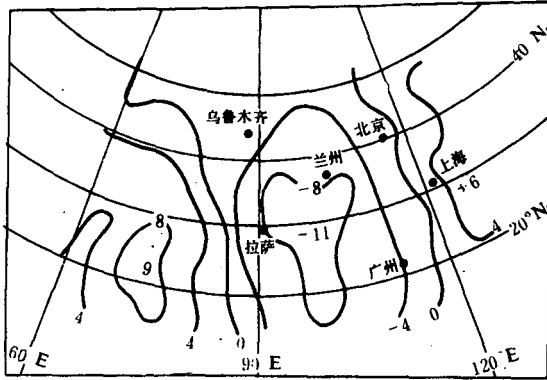


图5 300百帕上异常算程与对照算程间南北风分量的差值

观测资料表明^[10]， $55-140^{\circ}\text{E}$ 的平均经圈环流在 25°N 以南为强大的Hadley环流，故在 300 百帕上，经向应为南风气流。沿 90°E 的经圈剖面上Hadley环流可以达到 30°N 以北，也就是说，青藏高原上Hadley环流最强大，愈向东愈减弱，到 $145^{\circ}\text{E}-135^{\circ}\text{W}$ 时Hadley环流只达到 15°N 。这一气候事实说明，海洋抑制Hadley环流的发展，而高原则会助长Hadley环流的加强。本数值试验结果证实了这一气候观测事实，即由于北太平洋海温异常的影响，北风分量加大，南风分量减弱，青藏高原上Hadley环流因此会显著减弱。

四、结 语

这一数值试验结果指出，一个叠加在北太平洋多年平均海温场上的“东温西凉”型的海温异常会造成我国冬季气温的下降和我国及其邻近地区的经向环流的发展，即出现一种与冷冬相类似的形势。在对流层上层，将造成青藏高原南北两侧急流的加强和南风分量的减弱。

已有的研究表明^[11]，在温带地区海洋与大气有很强的耦合作用，定性地讲，海温正

(负)异常与对流层中层的正(负)高度距平相匹配。如图1所示的海温异常分布,东部的正异常将导致该地上空平均脊的增强,反之,其西侧的海温负距平区将引发高度场的减弱。这一过程大体是这样的,海温异常将通过异常的感热和潜热产生和维持大气的斜压性,斜压性造成了异常的气旋活动和局地流场的变化,它又导致对流层下半部厚度梯度的异常,最终形成了正(负)海温异常与正(负)高度距平的定性联系。这样,“东温西凉”型海温异常造成的总效果是使中高纬度平均槽脊加强,即经向环流发展,对我国冬季环流至关重要的东亚大槽也得到加深发展,造成了一个类似于我国冷冬的形势。通常与东亚经向环流发展相伴随的是青藏高原西风急流的增强。这是我们给试验结果所作的一个可能合理的解释,实际上,造成这种气候上的海-气联系的机理相当复杂,需要从观测事实和理论上作进一步的探讨。

* * *

本文承汉堡大学气象研究所E. Roeckner博士指导帮助和提供资料,特此致谢。

参 考 文 献

- [1] Kutzbach, J. E. et al., Response of the NCAR general circulation model to prescribed changes in ocean surface temperature, Part 1, Midlatitude changes, *J. Atmos. Sci.* 34, 1200—1213, 1977.
- [2] Chervin, R. M. et al., ———, Part 2, Midlatitude and subtropical changes, *J. Atmos. Sci.* 37, 308—332, 1980.
- [3] Vernekar, A. D., Response of a steady-state model for quasi-stationary perturbations to simulated anomalies at the earth's surface, *J. Atmos. Sci.*, 38, 531—543, 1981.
- [4] Mitchell, J. F. B., The seasonal response of a general circulation model to changes in CO₂ and sea temperatures, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 109, 113—152, 1983.
- [5] Shukla, J., Effect of Arabian seasurface temperature anomaly on Indian summer monsoon; a numerical experiment with the GFDL model, *J. Atmos. Sci.*, 32, 503—511, 1975.
- [6] Storch, H. V., Construction of optimal numerical filters fitted for noise damping in numerical simulation models, *Beitr. Phys. Atmosph.* 51, 189—197, 1978.
- [7] Tiedtke, M. and J. F. Geleyn, The DWD general circulation model—description of its main features, *Beitr. Phys. Atmosph.*, 48, 225—277, 1975.
- [8] Roeckner, E., A hemispheric model for short range numerical weather prediction and general circulation studies, *Beitr. Phys. Atmosph.* 52, 262—286, 1979.
- [9] 沙万英、李克让, 副热带高压与长江下游地区梅雨和太平洋海温的关系, *地理集刊*, 第11号, 126—137, 1979年。
- [10] 叶笃正等, *青藏高原气象学*, 科学出版社, 202—203, 1979年。
- [11] Rasmusson, E. M., Ocean effects, *Proceedings of the WMO-CAS/JSC Expert Study Meeting on Long-range Forecasting, Princeton, 1—4 December, WMO Long-range Forecasting Research Publications Series No. 1*, 97—122, 1982.

A SIMULATION ON THE RESPONSE OF THE CLIMATE OF CHINA TO THE SST ANOMALY IN THE NORTH PACIFIC

Cao Hongxing

(Institute of Synoptic Meteorology and Climatology, A.M.S.)

Abstract

By utilizing the result simulated by GCM of Meteorological Institute of Hamburg University, the response of the model climate of China to the SST anomaly in the North Pacific is analysed in order to understand the cause of formation of climate in China. The sensibility experiment consists of anomaly run simulated by superposing an anomaly called the "east warming and west cooling" pattern to the multiyear mean SST field and control run simulated by without the anomaly. The experimental result point out that the two branches of jet around the Qinghai-Xizang Plateau at 300 hPa in January greatly increases its intensity and the Hadley circulation weakens. Consequently, the circulation at 500 hPa and the temperature pattern at 850 hPa resembles the winter pattern, i.e., the meridional circulation and the north to south temperature gradient are strong accompanying with decreasing of the temperature over most parts of China in January. Nevertheless merely weak response of the humidity field to the SST anomaly in the North Pacific is found, it is in agreement with the usual view that the drought in China in winter is caused by frequent invasion of the dry cold anticyclone from Mongolia.