

太平洋年代际振荡的年代际预测方法*

黄艳艳^{1,2} 王会军^{1,2}
HUANG Yanyan^{1,2} WANG Huijun^{1,2}

1. 南京信息工程大学, 气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京, 210044

2. 中国科学院大气物理研究所, 竺可桢-南森国际研究中心, 北京, 100029

1. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China

2. Nansen-Zhu International Research Centre, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2019-08-30 收稿, 2020-01-02 改回.

黄艳艳, 王会军. 2020. 太平洋年代际振荡的年代际预测方法. 气象学报, 78(2): 177-186

Huang Yanyan, Wang Huijun. 2020. A possible approach for the decadal prediction of PDO. *Acta Meteorologica Sinica*, 78(2):177-186

Abstract The Pacific Decadal Oscillation (PDO) is a leading mode of decadal sea surface temperature variability in the North Pacific. Skillful PDO prediction can be beneficial in many aspects because of its global and regional impacts. However, current climate models cannot provide satisfying decadal prediction of PDO and related decadal variability of sea surface temperature. A new prediction approach was proposed, i.e., the increment method. A series of validations demonstrate that the increment method effectively improves the decadal prediction on PDO and can well capture the phase changes of PDO with high accuracy. The prediction processes include three steps: (1) A five year smoothing is performed; (2) effective preceding predictors for PDO are selected, with all predictors and predictands in the form of a three year decadal increment (DI); (3) the prediction model is set up for PDO three year decadal increment (DI_PDO), and the PDO prediction can then be obtained by adding the predicted DI_PDO to the observed PDO three years ago. This new method can also be applied for decadal climate prediction of other modes (e.g., Atlantic multidecadal oscillation) and predictands (e.g., sea surface temperature).

Key words PDO, Decadal prediction, Increment method

摘 要 太平洋年代际振荡(PDO)是北太平洋海表温度年代际变率的主模态。由于太平洋年代际振荡对区域乃至全球气候的显著影响,其合理的预测结果可以带来多方面收益。然而,针对太平洋年代际振荡及其有关的海表温度的年代际预测,目前气候模式的预测水平还十分有限,因此,提出了一个新的增量方法。一系列的验证结果表明,增量方法可以有效预测太平洋年代际振荡,其中包括成功预测出其振荡的年代际转折。增量方法的预测过程主要包括3个步骤:(1)采用5 a滑动平均得到太平洋年代际振荡的年代际变率;(2)利用3 a增量形式的预测因子构建预测模型,预测3 a增量的太平洋年代际振荡(DI_PDO);(3)将预测得到的DI_PDO加上3 a前的观测PDO,得到最后预测的PDO。增量方法亦可以应用到气候系统年代际内部变率的其他模态(如:北大西洋年代际振荡)和其他气候变量的年代际预测(如:海表温度)。

关键词 太平洋年代际振荡, 年代际预测, 增量方法

中图法分类号 P467

1 引言

年代际气候预测致力于未来1—10 a或者30 a

内的年平均、多年平均和年代际平均等多时间尺度平均的气候状态的预测,因其重要的社会经济及环境价值,近年来受到社会的广泛关注(Meehl, et al,

* 资助课题:国家重点研发计划(2016YFA0600703)、江苏省双创团队、江苏省高校优势学科建设工程项目。

作者简介:黄艳艳,主要从事气候动力学、年代际气候预测研究。E-mail: hyyfeng@163.com

2009)。年代际预测已经是政府间气候变化专门委员会(IPCC)第5次评估报告的重要内容之一。世界气候研究计划第6次耦合模式比较计划(Eyring, et al, 2016)更是专门设立了年代际气候预测计划(Boer, et al, 2016)。

太平洋年代际振荡(PDO)是气候系统的主要内部年代际变率之一,对气候系统其他成员具有显著影响(Newman, et al, 2016)。例如, PDO的年代际转折被认为对东亚和南亚(Fan, et al, 2017; Yu, et al, 2015; Zhu, et al, 2015)、澳大利亚(Arblaster, et al, 2002)和北美(McCabe, et al, 2004, 2012)气候的年代际变化,以及最近的全球变暖停滞(Kosaka, et al, 2013)贡献显著。同时, PDO对于农业、水资源和渔业也有显著影响(Mantua, et al, 1997; Miller, et al, 2004)。

预测气候系统的内部年代际变率非常必要,同时也充满挑战。目前进行年代际气候预测主要依靠初始化的气候模式,因此,初始化方案是当前年代际气候预测能否成功的关键(Meehl, et al, 2014; 周天军等, 2017; Mehta, et al, 2019)。然而,初始化冲击一直是模式初始化面临的重要挑战(He, et al, 2017; Meehl, et al, 2014)。虽然,初始化在个别气候模式中展现了一定的改进模式预测PDO的能力(Mochizuki, et al. 2010, 2012),但是,由于北太平洋内部年代际变率机制的争议性(Meehl, et al, 2014)和对于初始状态不稳定的内部敏感性(Branstator, et al, 2012a, 2012b),总的说来,相比于北太平洋(Guemas, et al, 2012; Kim, et al, 2012; Meehl, et al, 2014; Newman, 2013; Wang, et al, 2018),初始化在北大西洋具有更高的改进技巧(Smith, et al, 2010; Yang, et al, 2013)。此外,由于PDO的年代际转折可能跟大范围的随机强迫有关,因此对PDO的年代际转折进行预测目前认为存在困难(Newman, et al, 2016)。另外,已有研究利用统计模型/动力-统计模型进行年代际预测,且主要是针对地表温度的年代际预测(Fu, et al, 2011; 罗菲菲等, 2015),针对PDO的预测还罕有尝试。总的来说,针对PDO的预测成果还远不能满足实际需求。

最近提出的年际增量方法(王会军等, 2012)给气候预测领域提供了一个新思路。相比传统预测方法将变量相对气候态的异常作为预测对象,年际

增量方法将变量的年际增量(当年的值与前一年的差值)作为预测对象。然后将预测的年际增量加上前一年的观测值得到最终预测结果。由于前期观测值包含了年代际信号(王会军等, 2010),且气候模式中的年际增量可以有效降低模式的系统性误差(Huang, et al, 2014)。因此年际增量方法在气候年际预测中取得较好的成绩(Fan, et al, 2008, 2009; Fan, 2009, 2011; Tian, et al, 2015)。

在传统年代际气候预测中,一般先预测气候未来几年/十年中每一年的情况,再通过滤波或者滑动平均得到预测的年代际气候变率。文中直接将PDO的年代际变率作为预测对象,并提出增量方法来构建预测模型,该方法有助于提高有效样本以及从前期观测中得到更多有用的年代际信号。

2 数据和方法

由于冬季北太平洋物理过程显示出显著的年代际信号(Mantua, et al, 1997; Deser, et al, 2006; Yeh, et al, 2011; Wang, et al, 2012),因此文中将冬季(12、1、2月)的PDO年代际变率作为预测对象。年代际变率通过5 a滑动平均得到,标记年份为滑动5 a的中间年份。年代际PDO指数定义为5 a滑动平均的冬季北太平洋(20°—70°N)海表温度异常(SSTA)经验正交函数分解 EOF主模态的时间序列,其中SSTA为海表温度首先扣除全球平均的海表温度,再扣除气候态年循环(Mantua, et al, 1997)。

4组月平均数据被用来预测PDO年代际变率,(1)NOAA v3b的海表温度(SST),水平分辨率为 $2^\circ \times 2^\circ$ (Smith, et al, 2008);(2)SODA v2.1.6的海表高度(SSH),水平分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (Carton, et al, 2008);(3)NOAA-CIRES 20CR 2c的海平面气压(SLP),水平分辨率为 $2^\circ \times 2^\circ$ (Compo, et al, 2011);(4)哈得来中心的海冰密集度(SIC),水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ (Rayner, et al, 2003)。

基于年代际PDO指数,计算了3 a增量形式(DI)的PDO(DI_PDO),即年代际PDO指数当年的值与其3 a前的差值(式(1))。如1906年的DI_PDO为1906年的年代际PDO指数减去1903年的年代际PDO指数。文中,DI_PDO首先被视为预测对象,基于3个增量形式的预测因子构建统计预测模型,用来预测DI_PDO。增量形式的预测因

子为季节平均的预测因子去除线性趋势后的 5 a 滑动平均的 3 a 增量形式。最终预测的年代际 PDO 为统计模型预测得到的当年 DI_PDO 加上观测中 3 a 前的年代际 PDO 指数(式(2))。

$$DI_PDO_i = PDO_i - PDO_{i-3} \quad (1)$$

式中, PDO_i 和 PDO_{i-3} 分别为年代际 PDO 指数在当年和 3 a 前的值, DI_PDO_i 为增量 PDO 在当年的值。

$$PDO_i = PDO_{i-3}^{obs} + DI_PDO_i^{s-model} \quad (2)$$

式中, $DI_PDO_i^{s-model}$ 为统计预测模型预测的 DI_PDO 在目标年的值, PDO_{i-3}^{obs} 为超前目标年 3 a 观测到的年代际 PDO 指数, PDO_i 为最终预测的年代际 PDO 指数目标年的值。

对原始数据采用 5 a 滑动平均来得到年代际信号, 为了避免虚假的预测技巧, 将传统检验方法经过适度调整, 用来衡量统计预测模型的预测技巧。一是剔除 5 a 的交叉检验 (Michaelsen, 1987): 预测对象目标年的预测值, 通过剔除研究时段内的 5 a 值 (目标年及其前后 2 a 的预测对象及对应 5 a 的预测因子), 利用剩余年份构建的预测模型得到。此步骤重复, 直到所有年份均得到交叉检验结果。研究时段的最初 3 a/最后 3 a 的交叉检验结果为剔除最初 5 a/最后 5 a, 利用剩余年份建模预测得到。二是独立试报: 预测模型为滚动的 67 a, 即预测对象在目标年的预测值, 通过利用超前于目标年 72(69) a 至 6(3) a 前的预测因子 (预测对象) 构建的预测模型得到。这样做是为了避免预测模型用到任何预测时段的信息。如, 利用 1903—1969 年增量形式的预测因子和 1906—1972 年 DI_PDO 构建预测模型, 预测 1975 年的 DI_PDO ; 利用 1904—1970 年增量形式预测因子和 1907—1973 年 DI_PDO 构建预测模型, 预测 1976 年的 DI_PDO ; 依此类推。

9 a 滑动窗口的滑动 t 检验 (MTT) 被用来检验年代际 PDO 指数的年代际转折点。相关分析的显著性采用 t 检验, 其中有效样本 N^* 的计算基于 (Bretherton, et al, 1999; Ding, et al, 2012)

$$N^* = N \frac{1 - r_1 r_2}{1 + r_1 r_2} \quad (3)$$

式中, N 为研究样本的所有时间步长, r_1 和 r_2 分别为相关分析中两个变量滞后 1 a 的自相关系数。

3 PDO 的年代际预测

图 1a 给出了年代际 PDO 指数 (北太平洋冬季年代际 SSTA EOF 第一模态) 对应的全球海表温度的空间分布。该模态可以解释 27% 的北太平洋 SSTA 的年代际变率总方差。PDO 的正位相对应于北太平洋的中部和西部的负 SSTA, 以及北太平洋东部和赤道东太平洋的正 SSTA。图 1b 同时给出了 1901—2009 年冬季年代际 PDO 指数及其 DI_PDO 。

基于增量形式的预测因子构建一个经验统计模型预测 DI_PDO 。该模型的建立主要通过以下 3 个步骤: (1) Newman 等 (2016) 总结出的 PDO 变率主要与阿留申低压、源于热带的遥相关以及中纬度海洋动力过程有关, 基于以上 3 个物理过程寻找潜在的预测因子; (2) 采用 5 a 滑动平均得到年代际变率, 为了防止预测模型用到任何预测时段的信息, 预测因子必须至少超前 DI_PDO 3 a; (3) 采用 99% 信度水平的 F 检验的逐步回归来确定最后模型中的预测因子。逐步回归的基本原理是筛选出与预测对象最相关的因子, 并剔除与该预测因子显著相关的因子, 故最终筛选得到的预测因子应该是与预测对象显著相关, 并彼此独立。

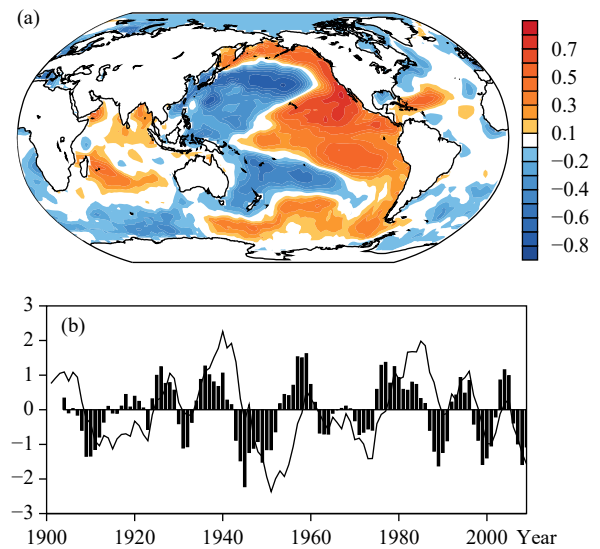


图 1 (a) 1901—2009 年年代际 PDO 指数与 5 a 滑动平均的冬季全球海表温度相关系数及 (b) 1901—2009 年年代际 PDO 指数 (实线) 和 1903—2009 年 DI_PDO (柱)

Fig. 1 (a) Correlation coefficient of the 5 a running DJF global SST with the decadal PDO index during 1901–2009 and (b) decadal PDO index during 1901–2009 (solid line) and the DI_PDO during 1903–2009 (bars)

基于以上 3 个步骤, 选择 3 个超前 3 a 的预测因子, 分别为增量形式的秋季阿留申低压(DI_AL)、增量形式的冬季格陵兰海冰(DI_SIC)和增量形式的春季中太平洋海表高度(DI_SSH)。大部分北太平洋海表温度变率主要受大气驱动(Smirnov, et al, 2014), 但由于埃克曼输送或者通量一驱动 SSTA 形态的物理过程, 大气的变率会超前于海表温度的变率(Davis, 1976; Deser, et al, 1997)。前期的阿留申低压是驱动 PDO 变率的重要大气强迫之一(图 2a)

(Schneider, et al, 2005; Newman, et al, 2016)。同时, 格陵兰海冰可以通过影响北极涛动来影响 PDO 变率(图 2b)(Lindsay, et al, 2005; Sun, et al, 2006)。此外, 西北太平洋的副极地锋区是 PDO 变率的大值区(Nakamura, et al, 2003)。前期副极地锋区的热容量可以通过热动力响应来驱动 PDO 变率(图 2c)(Qiu, 2003; Newman, et al, 2016)。

$$DI_PDO = -0.31DI_AL - 0.36DI_SIC - 0.37DI_SSH \quad (4)$$

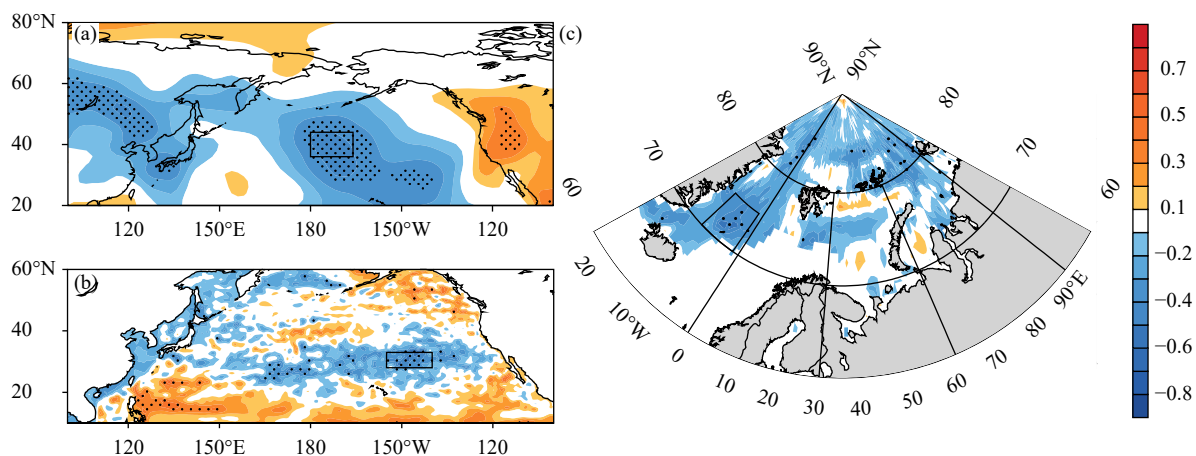


图 2 1906—2009 年冬季 DI_PDO 与超前 3 a 预测因子的相关系数 (a. 秋季 (9—11 月) 增量形式的海平面气压, b. 春季 (3—5 月) 增量形式的海表高度, c. 冬季 (12—2 月) 增量形式的海冰密集度; 加点区域为通过 90% 的信度 t 检验, 矩形表示预测因子的关键区, 分别为 DI_AL (36°—44°N, 180°—166°W), DI_SSH (28°—33°N, 155°—140°W), DI_SIC (70°—75°N, 15°—2°W))

Fig. 2 Correlation coefficient of the DJF DI-PDO during 1906—2009 with (a. SON DI of sea level pressure leading by three years, b. MAM DI of sea surface height, c. DJF DI of sea ice concentration). The dotted area indicates values significant at the 90% confidence level using student t test. The boxes in panels indicate the key areas for calculating the DI_Predictors, including DI_AL (36°—44°N, 180°—166°W), DI_SSH (28°—33°N, 155°—140°W) and DI_SIC (70°—75°N, 15°—2°W))

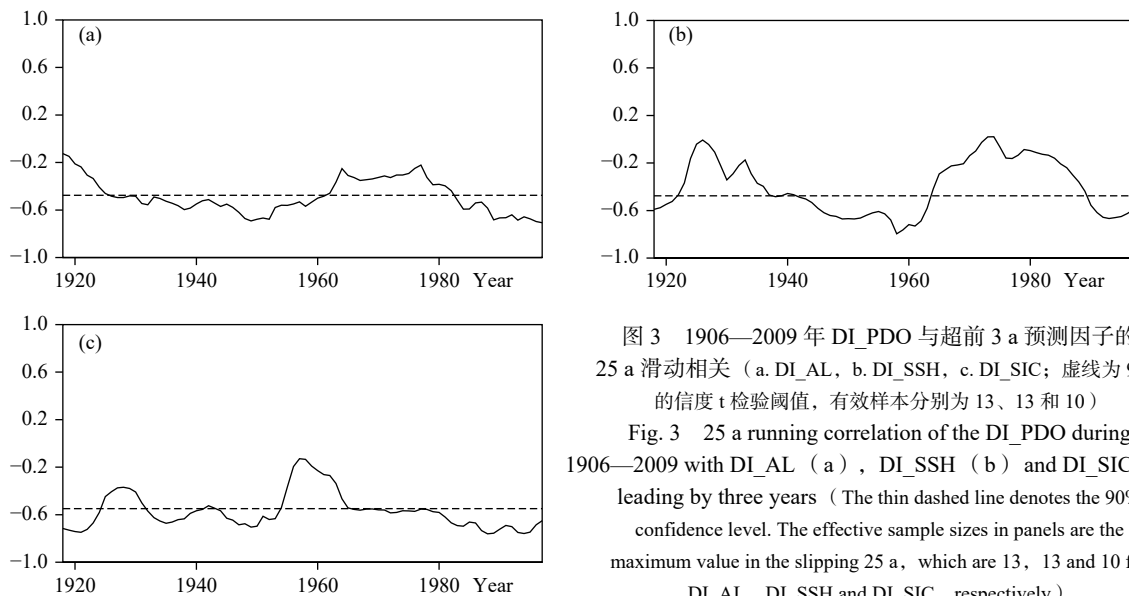


图 3 1906—2009 年 DI_PDO 与超前 3 a 预测因子的 25 a 滑动相关 (a. DI_AL, b. DI_SSH, c. DI_SIC; 虚线为 90% 的信度 t 检验阈值, 有效样本分别为 13、13 和 10)

Fig. 3 25 a running correlation of the DI_PDO during 1906—2009 with DI_AL (a), DI_SSH (b) and DI_SIC (c) leading by three years (The thin dashed line denotes the 90% confidence level. The effective sample sizes in panels are the maximum value in the slipping 25 a, which are 13, 13 and 10 for DI_AL, DI_SSH and DI_SIC, respectively)

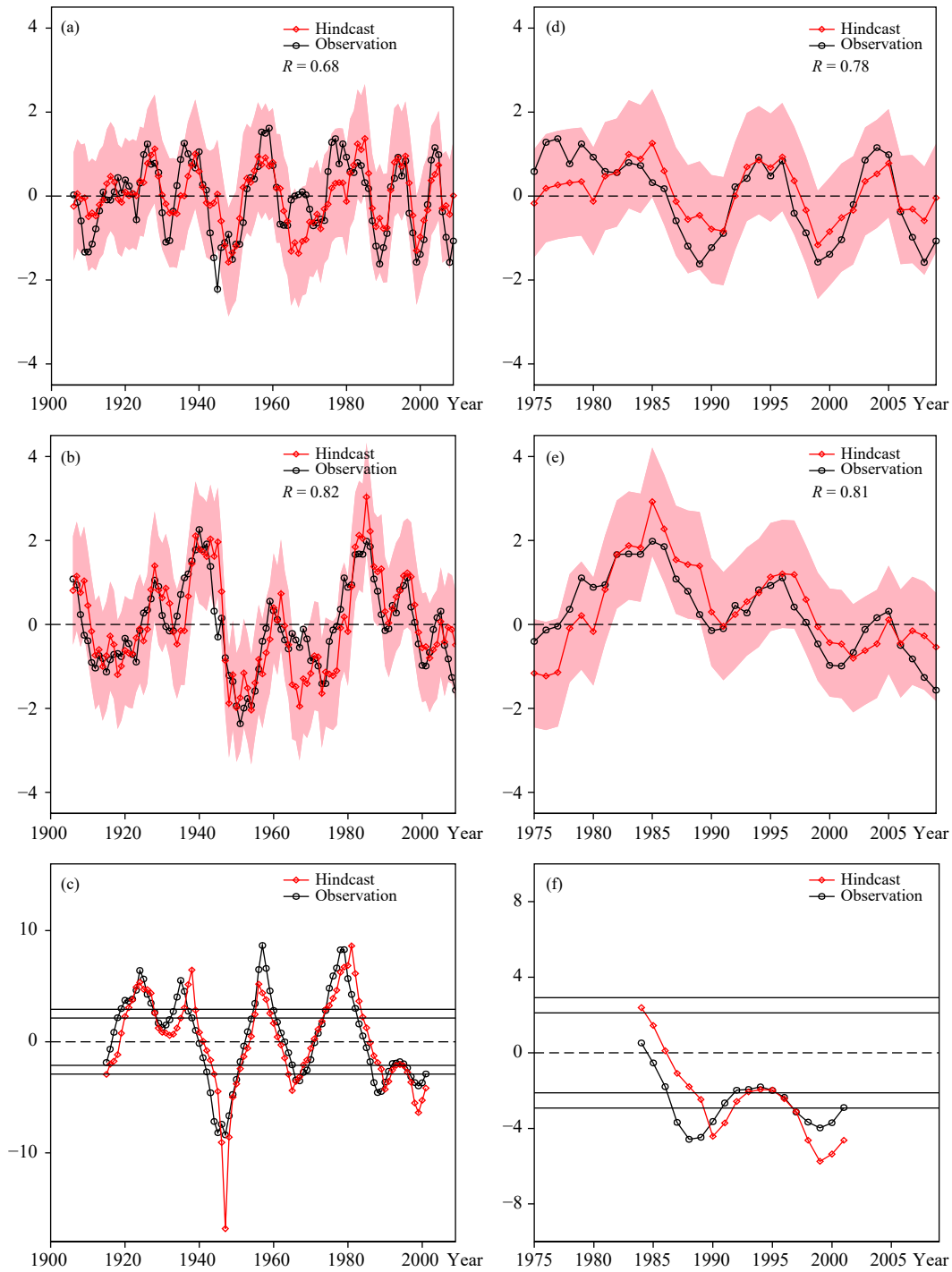


图 4 DI_PDO (a, d) 和 PDO (b, e) 的预测及 PDO 的 9 a 滑动 t 检验 (c, f) (a, b, c. 1906—2009 年剔除 5 a 的交叉检验结果, d, e, f. 1975—2009 年独立试报结果; 浅粉色色域表示 95% 的预测置信区间。R 为观测和预测的相关系数; c 和 f 中的细实线分别为 95% 和 99% 的置信水平阈值)

Fig. 4 Prediction of the DJF DI_PDO (a, d), PDO (b, e) and the regime shifts of the PDO detected by moving t test with 9 a moving window (c, f) in cross-validation with five years excluded for the period of 1906—2009 (a—c) and in independent hindcast for the period of 1975—2009 (d—f) (The pink shading is the 95% prediction interval.

R is the temporal correlation coefficient between predictions and observations. The thin black solid lines in Panel c and f indicate the confidence thresholds for 95% and 99% levels, respectively)

式中, DI_AL 为增量形式的 9—11 月海平面气压 (36° — 44° N, 180° — 166° W) 区域平均值; DI_SIC 为增量形式的 3—5 月海冰密集度 (70° — 75° N, 15° — 2° W) 区域平均值; DI_SSH 为增量形式的 12—2 月海表高度 (28° — 33° N, 155° — 140° W) 的区域平均值。DI_AL、DI_SIC 和 DI_SSH 分别可以解释 DI_PDO 方差的 9.6%、13%、13.7%。

1906—2009 年 DI_PDO 与超前 3 a 的 DI_AL、DI_SSH 和 DI_SIC 的相关系数分别为 -0.43、-0.48 和 -0.43。尽管研究时段 3 个预测因子都与 DI_PDO 显著相关, 但由于研究时段超过 100 a, 相关关系不可避免存在年代际变化 (图 3)。DI_PDO 与超前 3 a 的 DI_AL 和 DI_SSH 的相关均在 1960—1980 年减弱 (图 3a 和 b), 这可能会影响模型的预测效果, 这也可能是预测模型中预测因子解释方差不高的原因。

图 4a 给出了经验统计预测模型剔除 5 a 交叉检验的 1906—2009 年 DI_PDO。由于之前提到的预测因子和 DI_PDO 相关关系的年代际变化, 果然 1960—1980 年预测的 DI_PDO 和观测有较大的不同, 表明统计预测模型在该时段预测水平有限。其余年份, 预测的 DI_PDO 变率和振幅与观测在一定

程度上一致, 特别是 1980 年之后。观测和预测的 DI_PDO 1906—2009 年的相关系数为 0.68, 达到 99.9% 信度水平。经验统计预测模型对 DI_PDO 显示出较高的预测水平。

经验统计模型预测得到的 DI_PDO 加上 3 a 前观测的年代际 PDO 指数, 得到最终预测的年代际 PDO 指数 (图 4b)。观测和预测的 PDO 在 1960—1980 年依然具有明显的不一致。但在其余年份, 最终预测的 PDO 指数和观测结果无论是在变率还是在振幅上都相当吻合, 并且预测的 PDO 指数成功捕捉到了每一次的年代际转折。观测和预测的 PDO 指数 1906—2009 年的相关系数达 0.82。相比观测的 PDO 年代际转折点, 预测 PDO 的年代际转折点的误差不大于 2 a (图 4c)。增量方法显示出对年代际 PDO 指数的有效预测水平。

对 1975—2009 年的 DI_PDO 进行独立试报, 进一步验证经验统计模型的预测技巧 (图 4d)。模型对于 1975—1980 年的 DI_PDO 的预测水平有限, 预测的 DI_PDO 的振幅小于 0.5, 比观测小很多。对 1980 年之后的 DI_PDO 统计模型显示出很高的预测水平。观测和预测的 1975—2009 年

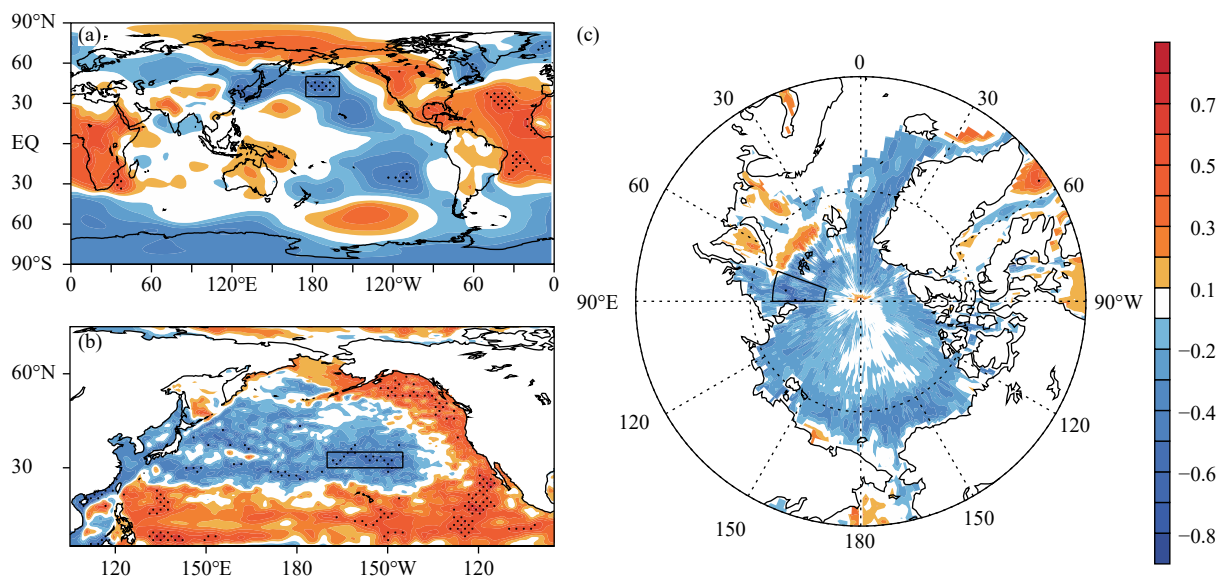


图 5 1906—2009 年年代际 PDO 指数与超前 3 a 预测因子的相关系数 (a. 9—11 月海平面气压, b. 3—5 月海表高度, c. 12—2 月海冰密集度; 加点区域表示通过 90% 的信度水平, 矩形表示预测因子的关键区, 分别为阿留申低压 (35° — 50° N, 175° E— 160° W), 海表高度 (30° — 35° N, 170° — 155° W) 和海冰密集度 (78° — 85° N, 70° — 90° E))

Fig. 5 Correlation coefficient of DJF PDO during 1906—2009 with SON sea level pressure leading by three years (a), MAM sea surface height (b) and DJF sea ice concentration (c) (The dotted area indicates the values significant at/above the 90% confidence level. The boxes are the key areas for calculating Predictors, which are AL (35° — 50° N, 175° E— 160° W), SSH (30° — 35° N, 170° — 155° W) and SIC (78° — 85° N, 70° — 90° E), respectively)

DI_PDO 的相关系数为 0.78, 高于 99% 的信度水平。最终预测的 1975—2009 年年代际 PDO 指数与观测的相关系数为 0.81(图 4e)。观测中 1975—2009 年的年代际 PDO 指数具有 2 次年代际转折, 分别为 1988/1989 和 1999/2000 年。预测年代际 PDO 指数第 1 次转折发生在 1990/1991 年, 比观测晚 2 a, 第 2 次发生在 1999/2000 年, 与观测完全一致(图 4f)。总的说来, 经验统计模型结合增量方法对于年代际 PDO 指数显示出较高的预测水平, 其中包括年代际转折的预测。

为了与增量方法进行对比, 建立基于原始变量形式的统计模型, 直接预测年代际 PDO 指数。根据年代际 PDO 指数与超前 3 a 的预测因子的相关(图 5), 为了选出最相关区域, 相比 DI_AL 和 DI_SSH 的关键区, 阿留申低压和海表高度的关键区有了一些改变, 海冰密集度的关键区移至喀拉海以北的区域, 主要考虑到格陵兰海已不再是显著区。

$$\text{PDO} = -0.36\text{AL} - 0.35\text{SIC} - 0.37\text{SSH} \quad (5)$$

式中, AL 为 9—11 月海平面气压(35°—50°N, 175°E—160°W)的区域平均值; SIC 为 12—2 月海冰密集度

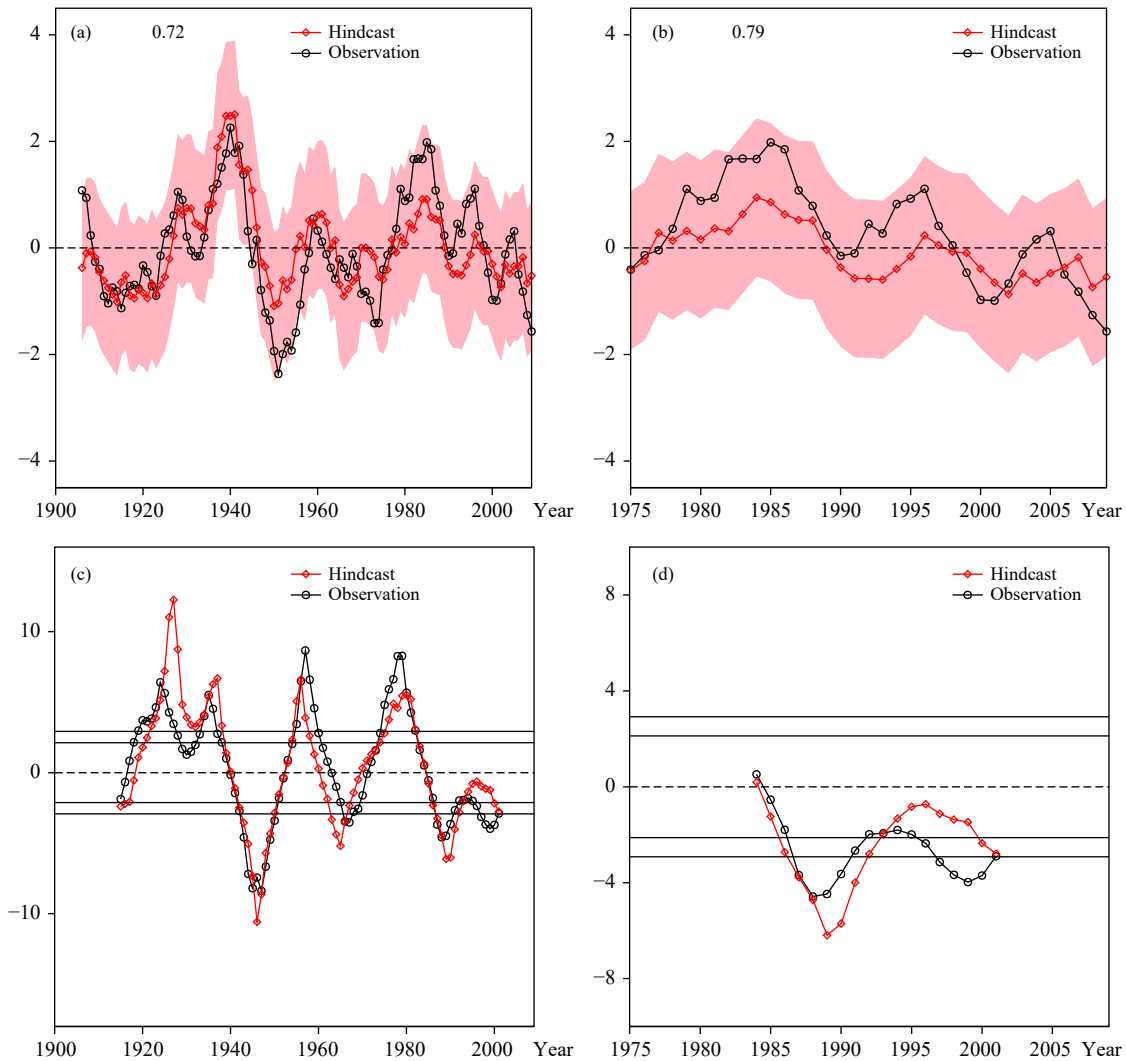


图 6 同图 4, 但为基于超前 3 a 的阿留申低压、海冰密集度和海表高度的统计预测模型直接预测的年代际 PDO 指数
(a. 剔除五年交叉检验的 1906—2009 年年代际 PDO 指数, c. 其滑动 9 a 的滑动 t 检验结果,
b. 独立试报的 1975—2009 年年代际 PDO 指数, d. 其 9 a 的滑动 t 检验结果)

Fig. 6 Same as in Fig. 4 but for the PDO prediction of the statistical model AL, SSH and SIC leading by 3 a
(a. the cross-validated PDO during 1906—2009, c. 9 a MTT results, b. the predicted PDO during 1975—2009
in the independent hindcast, d. 9 a MTT results)

($78^{\circ}\text{--}85^{\circ}\text{N}$, $0^{\circ}\text{--}90^{\circ}\text{E}$) 的区域平均值; SSH 为 3—5 月海表高度 ($30^{\circ}\text{--}35^{\circ}\text{N}$, $170^{\circ}\text{--}155^{\circ}\text{W}$) 的区域平均值。AL、SIC 和 SSH 分别可以解释年代际 PDO 指数方差的 13%、12.3% 和 13.7%。

1906—2009 年年代际 PDO 指数与超前 3 a 的 AL、SSH 和 SIC 的相关系数分别为 -0.48 、 -0.55 和 -0.56 , 均通过了 90% 的信度水平。基于原始变量的统计模型似乎对年代际 PDO 指数显示了部分技巧(图 6a 和 c)。然而, 交叉检验的 PDO 未能预测出 1950 年前后 PDO 的超强负位相(图 6a)。在独立试报中(图 6b 和 d), 预测的 1975—2009 年 PDO 不仅振幅要远小于观测结果, 还在 1980 年之后一直保持在负位相, 显然不对。总的说来, 基于原始变量的统计预测模型对于年代际 PDO 指数的预测技巧远低于增量方法。

4 北太平洋海表温度年代际变率的预测

统计预测模型结合增量方法被进一步用来尝试预报北太平洋($20^{\circ}\text{--}70^{\circ}\text{N}$) 每个格点上的冬季海表温度距平的年代际变率。式(6)和(4)类似, 只是将预测对象变为北太平洋每个格点上的 3 a 增量形式的海表温度距平(DI_SSTA)。同样, 增量形式的预测因子超前 DI_SSTA 3 a。最终预测的海温距平为预测 DI_SSTA 加上观测 3 a 前的值。文中只给出独立试报中 19754—2009 年的结果。

$$\text{DI_SSTA} = a \cdot \text{DI_AL} + b \cdot \text{DI_SIC} + c \cdot \text{DI_SSH} \quad (6)$$

对于 1975—2009 年北太平洋冬季 DI_SSTA, 有预测技巧的地方出现在黑潮延伸区至中太平洋和 50°N 以北的太平洋(图 7a)。尽管最终预测的海温距平在北太平洋并不是全部显著(图 7b), 但却成功捕捉到北太平洋海温距平在 1999 年的年代际转

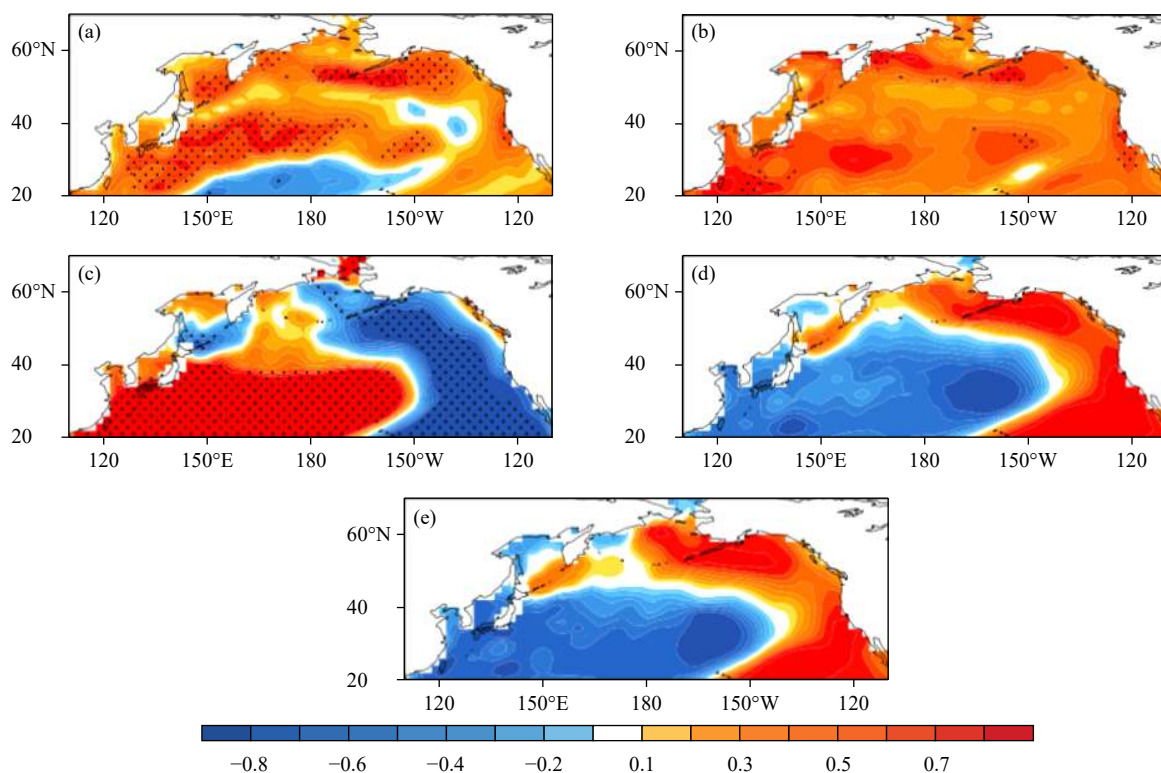


图 7 观测和独立试报的 1975—2009 年冬季预测结果的相关系数 (a. DI_SSTA, b SSTA, c. 预测的 SSTA 在 2000—2009 年与 1980—1999 年的差值, d. 基于式(4)独立试报的年代际 PDO 指数与基于式(6)独立试报的 SSTA 1975—2009 年的相关系数, e. 观测结果中 1975—2009 年年代际 PDO 指数与 SSTA 的相关系数; 加点区域表示通过 90%(a 和 b)/95%(c) 的信度水平)

Fig. 7 Correlation coefficients of the observations with the predicted DJF DI_SSTA (a) and the final predicted DJF SSTA (b) in the independent hindcast during 1975—2009, (c) the difference in the predicted DJF SSTA in the independent hindcast between 2000—2009 and 1980—1999, the correlation coefficients of the PDO index with the SSTA over the North Pacific in independent hindcast(d) and observations(e) (The dotted area indicates the values significant at/above the 90% (a, b)/95% (c) confidence level using student t test)

折(图 7c), 年代际转折的预测对于目前气候模式还较为困难(Newman, et al, 2016)。此外, 进一步检验了经验统计模型结合增量方法对 PDO 空间模式的预测能力。图 7d 给出了基于式(4)最终预测的年代际 PDO 指数(图 4e)与基于式(6)最终预测的北太平洋海温距平(图 7b)独立试报结果 1975—2009 年的相关系数。对应于正位相的 PDO, 负的海温距平出现在北太平洋西部至中部, 正的海温距平出现在北太平洋东部, 与观测一致(图 7e), 图 7d 和 e 的空间相关系数达到 0.95。以上结果说明, 统计预测模型结合增量方法可以有效预测北太平洋海温距平的年代际转折以及 PDO 的空间模态。

5 结论和讨论

通过构建经验统计预测模型并结合增量方法预测了 1906—2009 年冬季年代际 PDO 指数。首先利用 5 a 滑动平均得到年代际变率, 然后选取超前 3 a 的 DI_AL、DI_SSH 和 DI_SIC 为预测因子构建预测模式, 预测 3 a 增量的 PDO(DI_PDO), 最后将预测的 DI_PDO 加上 3 a 前观测 PDO 得到最后预测的年代际 PDO 指数。增量方法对于年代际 PDO 指数显示很高的预测技巧, 特别是对于 PDO 年代际转折的预测。

增量方法的主要优势除了可以从前期观测中得到有用的年代际信号, 还可以在相关分析中增加有效样本。如 1906—2009 年 DI_PDO 与超前 3 a 格陵兰 DI_SIC 的相关中, 有效样本为 19, 但如果是 1906—2009 年 PDO 与同样格陵兰区域的海冰密集度的相关, 有效样本仅为 8。增量方法为直接将变量的年代际变率作为预测对象提供了可能。

上述研究为目前的年代际气候预测提供了新思路, 特别是年代际转折的预测。增量方法同样可以应用到气候年代际内部变率其他模态(如大西洋年代际振荡)或者其他气候变量的年代际预测。此外, 增量方法还可以应用到目前的气候模式年代际预测产品中。因为增量形式的变量可以在一定程度上减小模式的系统性误差, 也许气候模式对于增量形式变量的预测技巧高于原始形式。采用气候模式预测的增量形式加上前期观测值, 也许可以提高当前气候模式的年代际气候预测技巧。同样, 也可以针对增量形式的变量构建动力-统计预测模型来进一步改进气候模式的年代际预测技巧。

参考文献

- 罗菲菲, 李双林. 2015. 动力统计相结合的未来 30 年东亚气温年代际预测. 中国科学: 地球科学, 45(4): 402-413. Luo F F, Li S L. 2014. Joint statistical-dynamical approach to decadal prediction of East Asian surface air temperature. Sci China: Earth Sci, 57(12): 3062-3072
- 王会军, 张颖, 郎咸梅. 2010. 论短期气候预测的对象问题. 气候与环境研究, 15(3): 225-228. Wang H J, Zhang Y, Lang X M. 2010. On the Predictand of short-term climate prediction. Climatic Environ Res, 15(3): 225-228 (in Chinese)
- 王会军, 范可, 郎咸梅等. 2012. 我国短期气候预测的新理论、新方法和新技术. 北京: 气象出版社, 120-139. Wang H J, Fan K, Lang X M, et al. 2012. Advances in Climate Prediction Theory and Technique of China. Beijing: China Meteorological Press, 120-139 (in Chinese)
- 周天军, 吴波. 2017. 年代际气候预测问题: 科学前沿与挑战. 地球科学进展, 32(4): 331-341. Zhou T J, Wu B. 2017. Decadal climate prediction: Scientific frontier and challenge. Adv Earth Sci, 32(4): 331-341 (in Chinese)
- Arblaster J, Meehl G, Moore A. 2002. Interdecadal modulation of Australian rainfall. Climate Dyn, 18(6): 519-531
- Boer G J, Smith D M, Cassou C, et al. 2016. The Decadal Climate Prediction Project (DCPP) contribution to CMIP6. Geosci Model Dev, 9(10): 3751-3777
- Branstator G, Teng H. 2012a. Potential impact of initialization on decadal predictions as assessed for CMIP5 models. Geophys Res Lett, 39: L12703
- Branstator G, Teng H, Meehl G A, et al. 2012b. Systematic Estimates of Initial-Value Decadal Predictability for Six AOGCMs. J Climate, 25: 1827-1846
- Bretherton C S, Widmann M, Dymnikov V P, et al. 1999. The effective number of spatial degrees of freedom of a time-varying field. J Climate, 12(7): 1990-2009
- Carton J A, Giese B S. 2008. A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). Mon Wea Rev, 136(8): 2999-3017
- Compo G P, Whitaker J S, Sardeshmukh P D, et al. 2011. The twentieth century reanalysis project. Quart J Roy Meteor Soc, 137(654): 1-28
- Davis R E. 1976. Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. J Phys Oceanogr, 6(3): 249-266
- Deser C, Timlin M S. 1997. Atmosphere-Ocean interaction on weekly timescales in the North Atlantic and Pacific. J Climate, 10(3): 393-408
- Deser C, Phillips A S. 2006. Simulation of the 1976/77 climate transition over the North Pacific: Sensitivity to tropical forcing. J Climate, 19(23): 6170-6180
- Ding Q H, Steig E J, Battisti D S, et al. 2012. Influence of the tropics on the southern annular mode. J Climate, 25(18): 6330-6348
- Eyring V, Bony S, Meehl G A, et al. 2016. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. Geosci Model Dev, 9(5): 1937-1958
- Fan K, Wang H J, Choi Y J. 2008. A physically-based statistical forecast model for the middle-lower reaches of the Yangtze River Valley summer rainfall. Chinese Sci Bull, 53(4): 602-609

- Fan K, Wang H J. 2009. A new approach to forecasting typhoon frequency over the Western North Pacific. *Wea Forecasting*, 24(4): 974-986
- Fan K. 2009. Predicting winter surface air temperature in Northeast China. *Atmos Oceanic Sci Lett*, 2(1): 14-17
- Fan K. 2011. A prediction model for Atlantic named storm frequency using a year-by-year increment approach. *Wea Forecasting*, 25(6): 1842-1851
- Fan Y, Fan K. 2017. Pacific Decadal Oscillation and the decadal change in the intensity of the interannual variability of the South China Sea summer monsoon. *Atmos Oceanic Sci Lett*, 10(2): 162-167
- Fu C B, Qian C, Wu Z H. 2011. Projection of global mean surface air temperature changes in next 40 years: Uncertainties of climate models and an alternative approach. *Sci China Earth Sci*, 54(9): 1400-1406
- Guemas V, Doblas-Reyes F J, Lienert F, et al. 2012. Identifying the causes of the poor decadal climate prediction skill over the North Pacific. *J Geophys Res Atmos*, 117(D20): D20111
- He Y J, Wang B, Liu M M, et al. 2017. Reduction of initial shock in decadal predictions using a new initialization strategy. *Geophys Res Lett*, 44(16): 8538-8547
- Huang Y Y, Wang H J, Fan K. 2014. Improving the prediction of the summer Asian-Pacific Oscillation using the interannual increment approach. *J Climate*, 27(21): 8126-8134
- Kim H M, Webster P J, Curry J A. 2012. Evaluation of short-term climate change prediction in multi-model CMIP5 decadal hindcasts. *Geophys Res Lett*, 39(10): L10701
- Kosaka Y, Xie S P. 2013. Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. *Nature*, 501(7467): 403-407
- Lindsay R W, Zhang J. 2005. The thinning of arctic sea ice, 1988-2003: Have we passed a tipping point? . *J Climate*, 18(22): 4879-4894
- Mantua N J, Hare S R, Zhang Y, et al. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull Amer Meteor Soc*, 78(6): 1069-1080
- McCabe G J, Palecki M A, Betancourt J L. 2004. Pacific and Atlantic Ocean influences on multidecadal drought frequency in the United States. *Proc Natl Acad Sci USA*, 101(12): 4136-4141
- McCabe G J, Ault T R, Cook B I, et al. 2012. Influences of the El Niño Southern Oscillation and the Pacific Decadal Oscillation on the timing of the North American spring. *Int J Climatol*, 32(15): 2301-2310
- Meehl G A, Goddard L, Murphy J, et al. 2009. Decadal prediction: Can it be skillful? . *Bull Amer Meteor Soc*, 90(10): 1467-1486
- Meehl G A, Goddard L, Boer G, et al. 2014. Decadal climate prediction: An update from the trenches. *Bull Amer Meteor Soc*, 95(2): 243-267
- Mehta V M, Mendoza K, Wang H. 2019. Predictability of phases and magnitudes of natural decadal climate variability phenomena in CMIP5 experiments with the UKMO HadCM3, GFDL-CM2. 1, NCAR-CCSM4, and MIROC5 global earth system models. *Climate Dyn*, 52(5-6): 3255-3275
- Michaelsen J. 1987. Cross-validation in statistical climate forecast models. *J Climate Appl Meteor*, 26(11): 1589-1600
- Miller A J, Chai F, Chiba S, et al. 2004. Decadal-scale climate and ecosystem interactions in the North Pacific Ocean. *J Oceanogr*, 60(1): 163-188
- Mochizuki T, Ishii M, Kimoto M, et al. 2010. Pacific Decadal Oscillation hindcasts relevant to near-term climate prediction. *Proc Natl Acad Sci USA*, 107(5): 1833-1837
- Mochizuki T, Chikamoto Y, Kimoto M, et al. 2012. Decadal prediction using a recent series of MIROC global climate models. *J Meteor Soc Japan*, 90A: 373-383
- Nakamura H, Kazmin A S. 2003. Decadal changes in the North Pacific oceanic frontal zones as revealed in ship and satellite observations. *J Geophys Res Oceans*, 108(C3): 3078
- Newman M. 2013. An empirical benchmark for decadal forecasts of global surface temperature anomalies. *J Climate*, 26(14): 5260-5269
- Newman M, Alexander M A, Ault T R, et al. 2016. The Pacific Decadal oscillation, revisited. *J Climate*, 29(12): 4399-4427
- Qiu B. 2003. Kuroshio Extension variability and forcing of the Pacific Decadal Oscillations: Responses and potential feedback. *J Phys Oceanogr*, 33(12): 2465-2482
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J Geophys Res Atmos*, 108(D14): 4407
- Schneider N, Cornuelle B D. 2005. The forcing of the Pacific Decadal Oscillation. *J Climate*, 18(21): 4355-4373
- Smirnov D, Newman M, Alexander M A. 2014. Investigating the role of ocean-atmosphere coupling in the North Pacific Ocean. *J Climate*, 27(2): 592-606
- Smith D M, Eade R, Dunstone N J, et al. 2010. Skillful multi-year predictions of Atlantic hurricane frequency. *Nat Geosci*, 3(12): 846-849
- Smith T M, Reynolds R W, Peterson T C, et al. 2008. Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006). *J Climate*, 21(10): 2283-2296
- Sun J Q, Wang H J. 2006. Relationship between Arctic Oscillation and Pacific Decadal Oscillation on decadal timescale. *Chinese Sci Bull*, 51(1): 75-79
- Tian B Q, Fan K. 2015. A skillful prediction model for winter NAO based on Atlantic sea surface temperature and Eurasian snow cover. *Wea Forecasting*, 30(1): 197-205
- Wang T, Otterå O H, Gao Y Q, et al. 2012. The response of the North Pacific decadal variability to strong tropical volcanic eruptions. *Climate Dyn*, 39(12): 2917-2936
- Wang T, Miao J P. 2018. Twentieth-century Pacific Decadal Oscillation simulated by CMIP5 coupled models. *Atmos Oceanic Sci Lett*, 11(1): 94-101
- Yang X S, Rosati A, Zhang S Q, et al. 2013. A predictable AMO-like pattern in the GFDL fully coupled ensemble initialization and decadal forecasting system. *J Climate*, 26(2): 650-661
- Yeh S W, Kang Y J, Noh Y, et al. 2011. The North Pacific climate transitions of the winters of 1976/77 and 1988/89. *J Climate*, 24(4): 1170-1183
- Yu L, Furevik T, Otterå O H, et al. 2015. Modulation of the Pacific Decadal Oscillation on the summer precipitation over East China: A comparison of observations to 600-years control run of Bergen Climate Model. *Climate Dyn*, 44(1-2): 475-494
- Zhu Y L, Wang H J, Ma J H, et al. 2015. Contribution of the phase transition of Pacific Decadal Oscillation to the late 1990s' shift in East China summer rainfall. *J Geophys Res Atmos*, 120(17): 8817-8827