动态北极天气变率及其连通性

孟军，[1,2]范静芳，[3]，2，*Uma S Bhatt，[4]和J¨urgen Kurths[2,4,5]1北京邮电大学理学院，北京 *100876*，中国2波茨坦气候影响研究所，波茨坦 *14412*，德国3北京师范大学系统科学学院/非平衡系统研究所，北京 *100875*，中国4阿拉斯加大学费尔班克斯分校地球物理研究所，费尔班克斯，*AK 99775*，美国5洪堡大学物理研究所，柏林 *10099*，德国（日期：2023年2月7日）

arXiv:2302.01960v1 [physics.ao-ph] 3 Feb 2023

摘要

快速缩减的北极海冰正在改变天气模式，并扰乱自然平衡。北极天气变率（WV）的动态特征在天气预报中发挥着关键作用，且与极端天气事件密切相关。然而，在人为气候变化背景下，如何评估和量化北极局部区域的天气变率及其全球影响，仍有待探索。在此，我们提出一种基于复杂性的方法，系统评估和分析天气变率的动态行为。我们发现，在季节内时间尺度上，北极及其周边地区的天气变率与北极涛动在统计上相关。我们还发现，变暖气候下北极海冰急剧减少，导致其日变化率不断增加。不稳定的北极天气状况可通过大气遥相关路径扰乱区域天气模式，增加人类活动面临的风险，并加大天气预报的不确定性。多变量气候网络分析揭示了此类遥相关的存在，并表明北极与全球天气不稳定性之间存在正反馈回路。这有助于从机制层面加深对北极放大影响中纬度极端天气的理解。我们的框架为理解复杂性科学、天气变率与北极之间的联系提供了全新视角。

* jingfang@bnu.edu.cn

受人为气候变化影响，北极海冰正以不断加快的速度减少并变薄 [1, 2]。北极的升温趋势更加显著，是全球平均水平的两倍，某些地区甚至更高 [3], ，这一现象称为北极放大（AA） [4–6]。北极海冰状况会影响北极生态系统、野生动物、狩猎和航运、自然资源勘探等 [7–9]。作为复杂地球系统的重要组成部分 [10, 11], ，研究发现，北极海冰的变化与区域及遥远地区的气候影响存在统计和动态联系 [12–15] （如图 1 所示），其作用途径包括大尺度大气环流和海洋环流 [16–20]。近年来，冰盖迅速缩减引发了人们对北极海冰遥相关的广泛关注，也推动了对季节至年代际时间尺度的预测研究 [21–24]。然而，对其天气时间尺度变率的认识仍处于起步阶段 [25, 26], ，尽管这对天气预报、商业和生计性海上活动的安全、极地哺乳动物的生存以及极地经济的发展至关重要。大多数气候模型低估了北极海冰逐日变化的影响 [27]。为弥补这一不足，我们采用基于复杂性的方法和气候网络框架，研究北极海冰的日天气变率及其与不同时空尺度气候现象的联系，包括北极涛动（AO）、气候变化，以及远方地区的局地天气状况。

复杂性科学运用网络科学的数学表征，为研究复杂系统的结构、动态和功能提供了强有力的工具 [28]。气候系统由于不同层次和组成部分之间及其内部的非线性相互作用与反馈回路，是一种典型的复杂适应系统。近年来，网络科学已应用于气候系统，以构建气候网络（CN） [29]。CN 是一种新型工具，可揭示并预测多种重要的气候机制和现象 [30], ，包括厄尔尼诺—南方涛动的预测 ˜、印度夏季风降水 [31, 32] [33,34], 、全球极端降雨格局 [35], 、全球变暖背景下全球尺度热带大气环流的变化 [36], 、地球系统中临界要素之间的遥相关[37], 、印度洋偶极子 [38]等。

北极涛动（AO）是北半球（NH）中高纬度地区大气环流的主要模态之一 [39], ，会影响欧亚大陆、北美、加拿大东部、北非和中东的气候模式，尤其是在北半球冬季 [40–42]。

北极涛动指数（AO index）定义为北半球纬度 20° N至 90° N范围内海平面气压异常的第一经验正交函数，其特征是北极与中纬度之间的大气压力来回变化。在AO正位相期间，北极地区的地面气压低于平均水平，急流向北移动，同时风暴路径也向极地移动 [43]。相应地，我们发现，在*AO*正位相期间，北半球中高纬度地区的海冰和气温变化都更快（即频谱蓝移），而更南方地区的天气状况则更稳定（即红移）；与此相反，在*AO*负位相 期间，北极圈以北的气压高于正常水平。为了量化蓝移/红移效应及其所表明的天气变率（WV）增加/减少的地理分布，我们在此引入两种新颖的数学技术：高级自相关函数法，即 W_{ACF}；以及高级功率谱法，即 W_{PS} （见方法）。借助这种方法，我们发现，由于海冰急剧融化，北极大范围区域的冰盖日际变率正在增加 [44], ，这表明气候变化之下发生严重天气的风险进一步升高 [45–48]。北极与全球气候系统之间的大气遥相关也可能因此增加全球范围内出现不稳定天气状况的概率（见图1所示连边）。最后，我们通过多变量气候网络框架，对北极海冰与全球偏远地区天气状况之间存在此类遥相关进行了统计验证。这些遥相关可能导致北极与其他地区之间天气变率的正反馈回路（见图1），并有助于理解北极放大（AA）与中纬度天气之间的联系机制 [49]。本文所呈现的结果和方法不仅有助于定量评估极端天气事件的风险（见图S1），还揭示了区域与全球气候组成部分之间相互作用或同步路径的存在。

结果

天气变率与北极涛动的联系

天气变率（WV）指气候数据在天气时间尺度（即数小时至数天）上的不规则性／可预测性。评估数据变异性／不规则性的方法有很多，例如熵——

—— [50去趋势波动分析52], 关联维数 [53, 54], 李雅普诺夫指数分析 [55], 等。然而，在处理短序列且含噪的数据（如气象数据）时，其中大多数方法都会存在问题、产生偏差或失效。标准差（SD）是量化数据离散度的有效方法，但并不能很好地衡量不规则性，例如，随机打乱数据后，其标准差与原始数据相同。此外，自相关函数描述变量的自相似性随时间衰减的速度 [56], ，而功率谱分析 [57]则有助于发现数据中的周期性。然而，对于非平稳气候数据，自相关和功率谱及其动态演变的系统性评估仍然缺失。

因此，我们在此引入两个数学函数： W_{ACF} 和 W_{PS} （详情见“方法”部分），用于量化北极及其周边地区在特定月份的天气变率，以及 1980 年一月至 2019 年十二月期间的动态行为。对于给定的时间序列，这些指标的物理含义如下： W_{ACF} 值越高，表示短期记忆越弱；而 W_{PS} 值越高，则表示变化越快。具体而言，为了更好地理解它们的物理含义，我们通过以下动力学方程构建了各种非线性时间序列（如图 2a 所示），

$$x_t = \cos(2\pi t/20), \tag{1}$$

$$y_t = \cos(2\pi t/10), \tag{2}$$

$$z_t^x = 0.2x_t + 0.8u_t, \tag{3}$$

$$z_t^y = 0.2y_t + 0.8u_t, \tag{4}$$

其中， $t \in [0, 1000]$, u_t 是非线性逻辑函数，形式如下： $u_{t+1} = \mu u_t(1 - u_t)$。这里我们设定参数 $\mu = 3.8$ 和 $u_0 = 0.01$，即生成混沌行为 [59]。从数学角度看，公式（1）和（2）是两个周期函数，但周期分别为 20 和 10；而公式（3）和（4）则由一个周期项和一个混沌项组成（图 2a）。因此，严格来说，由于混沌项 u_t， z_t^x (z_t^y)的 W_{ACF} 值高于 x_t (y_t)，即短期记忆较弱；由于周期不同的周期项， y_t (z_t^y)的 W_{PS} 值高于 x_t (y_t)，即变化更快。需要注意的是，一段不稳定数据通常变化更快，同时具有较高的 W_{ACF} 和 W_{PS}，例如公式（3）和（4）。而一段变化迅速的数据不一定是不规则的，例如高频周期数据，其 W_{PS} 较高

但 W_{ACF}较低，如公式（2）。我们从每个样本中提取连续的 31 个数据点（即气候数据中一个月的最大长度），并对提取的子集进行 W_{ACF} 和 W_{PS} 分析。图2b和c所示的所有结果均与我们的理论一致，这表明这两个函数可作为有效工具，用于描述给定时间序列的变异性（包括无序 和频率）。

接下来，我们应用 W_{ACF} 和 W_{PS}，基于海冰覆盖数据集（日尺度，1979—2019年，详情请参见数据）量化北极海冰变异性。我们的结果如图 2d至h所示。图 2d或e中以蓝色表示的 r 正值，表明 W_{ACF}或 W_{PS}的年均值与北极涛动指数之间存在正相关。我们观察到，在北极地区的部分区域，例如加拿大群岛、博福特海和北极中部，与北极涛动正位相相比，北极涛动负位相期间的 W_{ACF}和 W_{PS}往往更高，即表明冰盖的日变化更快且更不规则。为说明北极涛动对 W_{PS}的影响，我们展示了北极涛动正位相期间（例如1989年1月）的北极海冰功率谱，相较于北极涛动负位相期间（例如2010年1月）的功率谱，其蓝移显著（见图 2f）。为说明北极涛动对 W_{ACF}的影响，我们展示了在1980—2019年期间，北极涛动指数与W_{ACF} 的时间序列显著同步（如图2g和h所示）。此外，我们发现，北极涛动的气候效应在冬季—春季比在夏季—秋季更为显著（见图S2和S3）。

其背后的物理机制与北极涛动的典型大气特征，以及北极海冰与近地大气之间的密切相互作用有关。在北极涛动正位相期间，急流向北移动，风暴路径也比北极涛动负位相期间更靠北 [60], 见图S4。这使北半球中高纬度地区的区域天气更加不稳定，并导致气温数据的 W_{ACF} 和 W_{PS} 更高，见图3和图S5至S8。相比之下，随着显著天气事件（例如寒潮事件、固态降水和阻塞日）发生得更加频繁，北半球中纬度地区气温的 W_{ACF} 和 W_{PS} 会增加 [60]，因为负北极涛动位相期间纬向风减弱，见图3和图S5至S8。特别是，如图S5至S8所示，在南半球的一些地区，北极涛动与天气变率之间甚至存在显著联系。

W_{ACF} 和 W_{PS} 分析提供了一种额外的方法，用于描述北极海冰和大气对北极涛动的定量响应，因此可用于评估.....的风险

北半球中高纬度的极端事件。

北极海冰覆盖的不规则性增加

接下来，图4所示结果表明，在过去40年（1980—2019年）间，北极大片区域的海冰覆盖变化得更加迅速且不规则。这些区域包括东西伯利亚海、博福特海和北极中部，其冰厚度显著减小（如图S9所示）。这是因为 W_{ACF} 和 W_{PS} 的数值均显著上升。观测到的天气变率增强趋势可能归因于以下两个原因：其一，与遥感和数据分析技术的发展有关，这使整个数据记录期内的数据分辨率和准确度得到提升；其二，气温急剧升高 [61]，导致多年冰覆盖迅速减少。多年海冰被定义为至少经受过一个夏季融化、代表厚海冰覆盖的冰，而一年冰指冰龄不超过一年的冰。随着越来越多的多年生冰覆盖被较年轻、较薄的冰覆盖取代，区域冰盖变得更加脆弱，更易受到气温波动或其他因素的影响 [44]。因此，海冰与大气之间的局地相互作用将会增强，北极天气与全球遥远地区的天气也可能更容易通过潜在的遥相关路径（例如图5）彼此影响，从而可能增加与短期天气可预报性相关的天气变率。

此外，我们观察到，在全球变暖背景下，融化季节中不稳定性增强趋势显著的区域相对更多（见图 4a）。这是因为在融化季节（4月至8月），海冰的减少和波动幅度比其他季节更大；在其他季节，月平均冰覆盖范围（海冰覆盖面积至少占15%的海洋区域，图 4a 中以蓝线标示）达到最大值或最小值。随着全球变暖导致陆海热力差异增大，夏季北极风暴活动也可能增强[62–64],，从而增加海洋和大气中的天气变率（WV）。

北极—全球遥相关型

接下来，我们提出多变量气候网络方法，以统计方式揭示北极海冰（图 S10a）与全球气温场（图 S10b）之间潜在的遥相关型，更多详情见方法部分。不同于仅涉及一种气候变量的经典气候网络方法（参见文献 [30, 65, 66] 及其中的参考文献），我们构建的气候网络中，每条连边分别连接一个位于北极的节点（图 S10a）和一个位于全球其他地区的节点（图 S10b）。具体而言，连边权重用于量化两种不同气候变量——北极海冰和全球气温——随时间演变的相似性。通过与零模型进行比较（见方法部分），我们观察到网络连通性的动态变化（如图 S11a 所示）；网络连通性定义为每月网络中显著连接的比例。每条连边的统计显著性通过与零模型比较来确定，详情见方法部分。连通性高于5%表明北极与其以外地区之间的天气存在统计显著的同步，例如2010年2月（见图 S11b 和 c），当时北极涛动处于强负位相，极地冷空气涌向北半球较低纬度地区，导致全球大范围区域出现极端天气状况 [67, 68]。我们利用气候网络节点度场识别显著的北极—全球遥相关型。气候网络节点度场定义为每个全球节点与北极相连的显著连边数量。图 5a 和 c 分别展示了两个特定时期的结果：2010年2月（北极涛动负位相）和2019年3月（北极涛动正位相）。

此外，图 5 中展示的两条典型连边表明，一个北极节点的日海冰覆盖与另一个遥远的全球节点的气温之间存在很强的同步性（其时间序列见图 S12 和图 S13）。如图 S12b 所示，北极节点 i（77.5° N， 160° E）的海冰变化比中国西南地区四川省节点 j（30° N，105° E）的气温变化提前两天；也就是说，北极海冰的演变可能会影响中国西南地区的气温异常。为更好地理解海冰如何影响遥远地区的气温变化，我们通过最短路径 方法识别最可能的遥相关传播路径（更多详情见方法部分）。我们展示了这条遥相关的潜在传播路径（图 5b 中以黄色标记），并发现它似乎大致呈一条从北极经俄罗斯东部和

蒙古到中国西南地区的直线。该路径长度约为 6400 千米。从气象学角度看，这条路径可以用主要的大尺度大气环流很好地解释。北极涛动的负位相会导致西伯利亚高压增强，并使其向东南方向延伸得更远。这会导致冷空气反复爆发并侵入华南 [42]。我们的分析与风气候学高度一致，见图 5b 的背景信息。

此外，也考虑了其反馈作用。然而，我们观察到相反方向的联系相对较弱，即从中国西南地区到北极。我们发现，中国西南地区同一地点的气温变化会在11天后影响同一北极节点的海冰，如图 S12c 所示。相应地，我们确定了其潜在传播路径（图 5b 中以橙色标示），并发现该路径对应着从中国西南地区到北极的负风异常。这两条遥相关路径构成了一个相互作用环，表明北极与中国西南地区之间存在天气变率的大尺度大气反馈。

相比之下，在北极涛动正位相期间，我们在图 5c 和 d 中展示了另一种遥相关及其路径，这表明加利福尼亚的气温波动可通过高层大气环流影响北极海冰。同时，北极海冰的变化也会沿着相反方向的高空风路径影响加利福尼亚的气温波动，但影响较弱（更多详情见图 S13c）。这是因为在北极涛动正位相期间，低压主宰北极地区，导致急流向北移动并增强，从而阻挡寒冷极地空气向低纬度地区暴发，并减少加利福尼亚的风暴活动 [69]。所发现的北极与加利福尼亚之间的遥相关环表明，北极海冰减少可能会加剧加利福尼亚干旱和野火 [70]。

北极与其他地区日常天气的同步可能促进天气变率的正反馈，即北极海冰变率/不稳定性增加可能会提高全球偏远地区出现极端天气状况的风险。同时，全球地区的影响也可能导致北极天气状况不稳定。

讨论

总之，我们引入了数学 W_{ACF} 和 W_{PS} 函数，用于量化短期动态天气变率，反映气候数据日常变化的不规则性和频率。通过调整 W_{ACF} 和 W_{PS}，我们能够识别北极涛动对北极海冰日常变化以及北半球中高纬度天气变率的显著影响。我们认为，其物理机制与北极涛动不同位相所引发的急流南北位置变化及风暴引导有关。此外，我们发现，在过去40年中，由于厚实的多年海冰融化，北极海冰在天气时间尺度上的变率显著增加。最后，为了分析动态的北极天气连通性，我们构建了多变量气候网络，即北极海冰与全球气温场之间的网络。通过应用最短路径法，我们能够识别遥相关路径以及天气变率的正反馈环。我们还提出了这些路径背后可能存在的物理机制。北极海冰稳定性降低可能会增加不稳定天气状况的风险，并通过北极—全球遥相关反馈环降低全球天气预报的准确度 [71]。我们的新发现有助于理解北极放大与全球气候之间联系的物理机制，并表明在气候变化背景下，北极天气变率会对人类与自然系统产生显著的全球影响 [6, 49]。

北极被视为全球气候变化的晴雨表，尤其是北极海冰减少正逼近临界点，对整个地球气候至关重要 [72]。除了能够定量分析北极局部区域的天气变率动力学及其全球影响这一直接用途外，我们的框架还可用于研究和揭示全球遥远地区之间连通性的短期同步、海冰预报，以及其他复杂子系统之间相互依赖所引发的系统性风险和不利后果级联。这对于以系统性风险为依据的全球治理尤为重要。

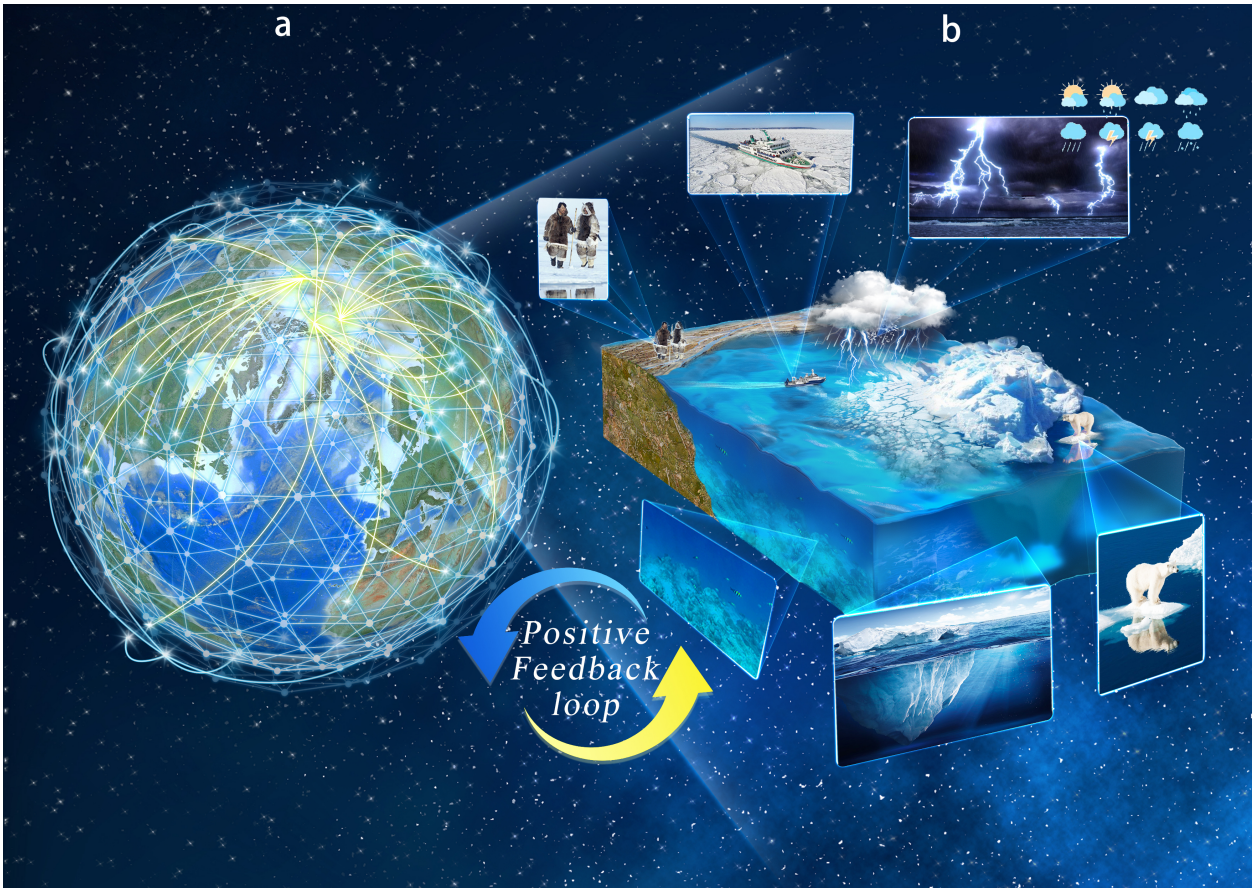

图1：**该弧　　作为地球气候系统重要组成部分的。 a**，示意图气候网络视图。连边表示全球不同区域气候系统之间的相互作用。金色连边表示北极与外部地区之间的遥相关。**b**，复杂北极系统示意图。它包含冰冻圈、生物圈、水圈和大气，以及它们之间的相互作用。一个组成部分的变化往往会触发众多相互关联过程的变化和反馈（例如北极海冰减少）。圆形箭头表示北极与气候系统其他部分之间天气变率的正反馈。

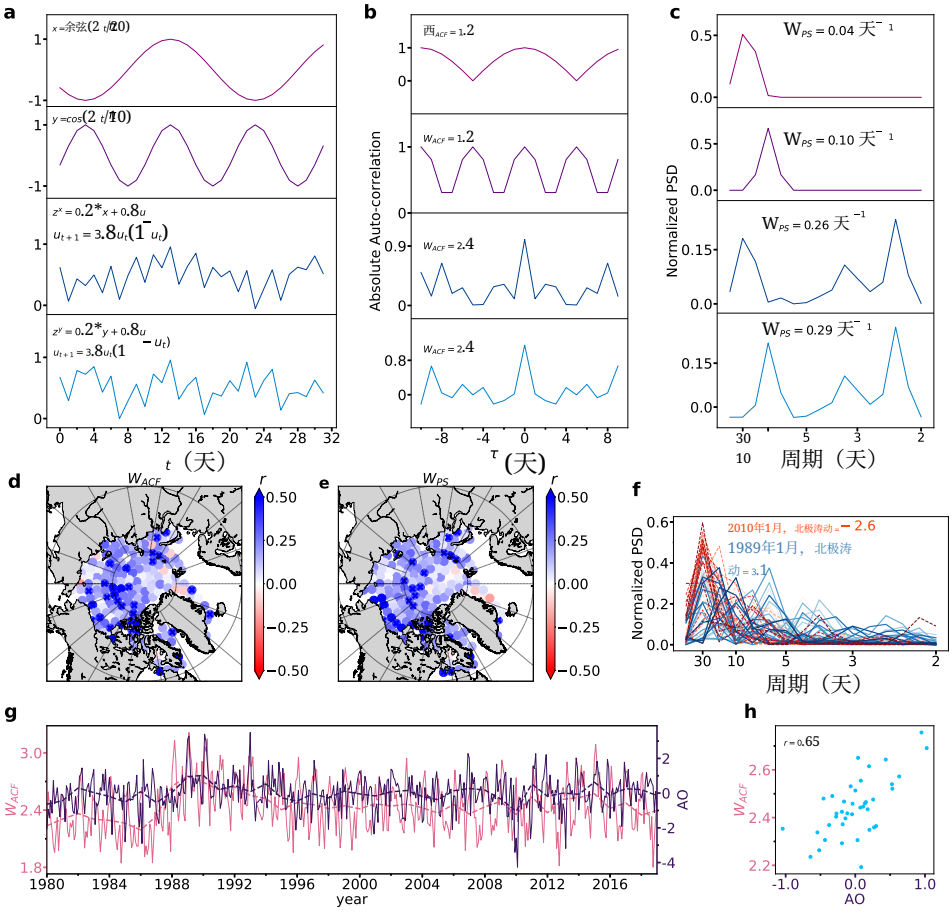

图2：**北极涛动对北极天气变率的蓝移效应。a**，根据方程（1-4）生成的非线性时间序列样本。**b**，图**a**所示各样本时间序列的自相关函数及其值 W_{ACF}。**c**，图**a**所示各样本时间序列的功率谱密度及其值 W_{PS}。**d**，北极涛动指数年均值与北极海冰 W_{ACF} 之间的相关性。“**x**”符号表示相关性在95%置信水平上显著的节点（Student t检验）。**e**，W_{PS}与**d** 相同。**f**，1989年1月（北极涛动位相为正）所有在**e** 中以“**x**”符号标记的节点的海冰功率谱，与2010年1月（北极涛动位相为负）的情况进行比较。**g**，所有在**d**中以“**x**”符号标记的节点的 W_{ACF} 指数（深蓝色实线表示月值，深蓝色虚线表示年值）与北极涛动指数（粉色实线表示月值，粉色虚线表示年值）的对比。**h**，北极涛动年指数（**g**中的虚线）与W_{ACF}的散点图，这两个指数之间的 r 值为0.65，p 值为 5.5×10^{-6}。

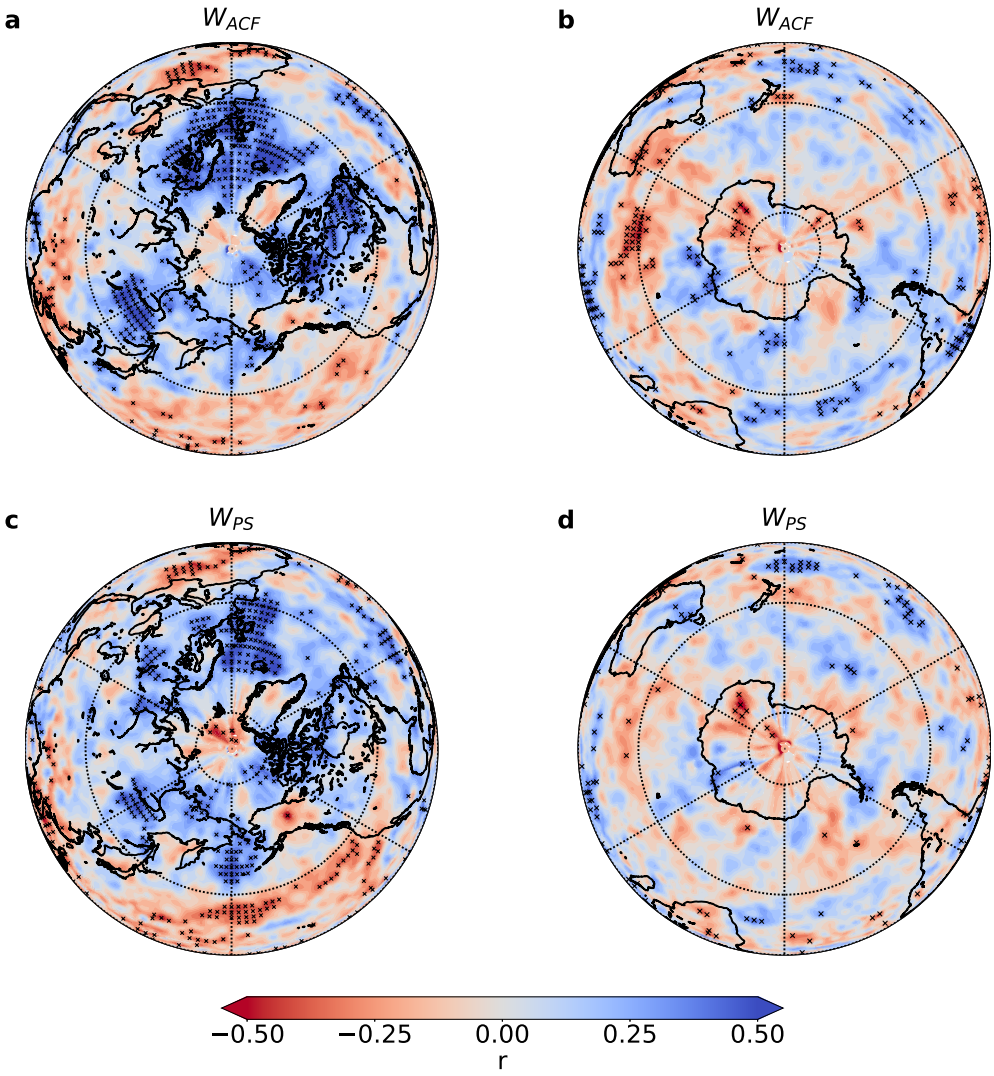

图 3：**北极涛动与天气变率之间的关系。a,b**，1980–2019 年期间北极涛动指数年均值与气压层 $850hPa$上气温的 W_{ACF} 之间的相关图。**c,d**，与**a** 和**b**相同，但对应 W_{PS}。每个面板中的符号“**x**”表示相关性在 95%置信水平上显著的区域（Student t检验）。

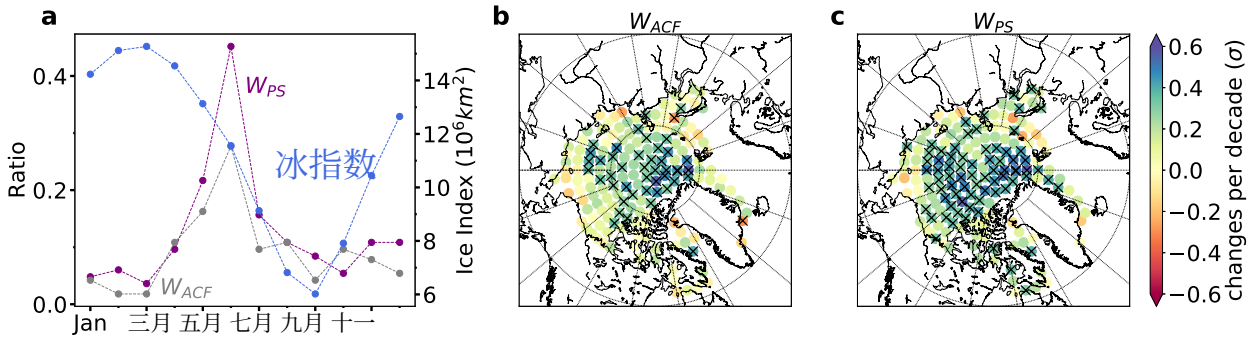

图4：**日　　北极六月日海冰覆盖的动态天气变率。a**　　，W_{ACF}（灰色）和 W_{PS}（紫色）的节点中呈现统计显著上升趋势的比例；1980–2019年相同月份的海冰指数，即海冰覆盖至少为15%的区域（蓝色）。**b**，北极各节点六月期间每十年的变化量，以一个标准差的倍数表示（σ）。**c**，与**b** 相同，但针对 W_{PS}。面板**b** 和**c**中的符号“**x**”表示趋势在95%置信水平上显著的区域（Student t检验）。

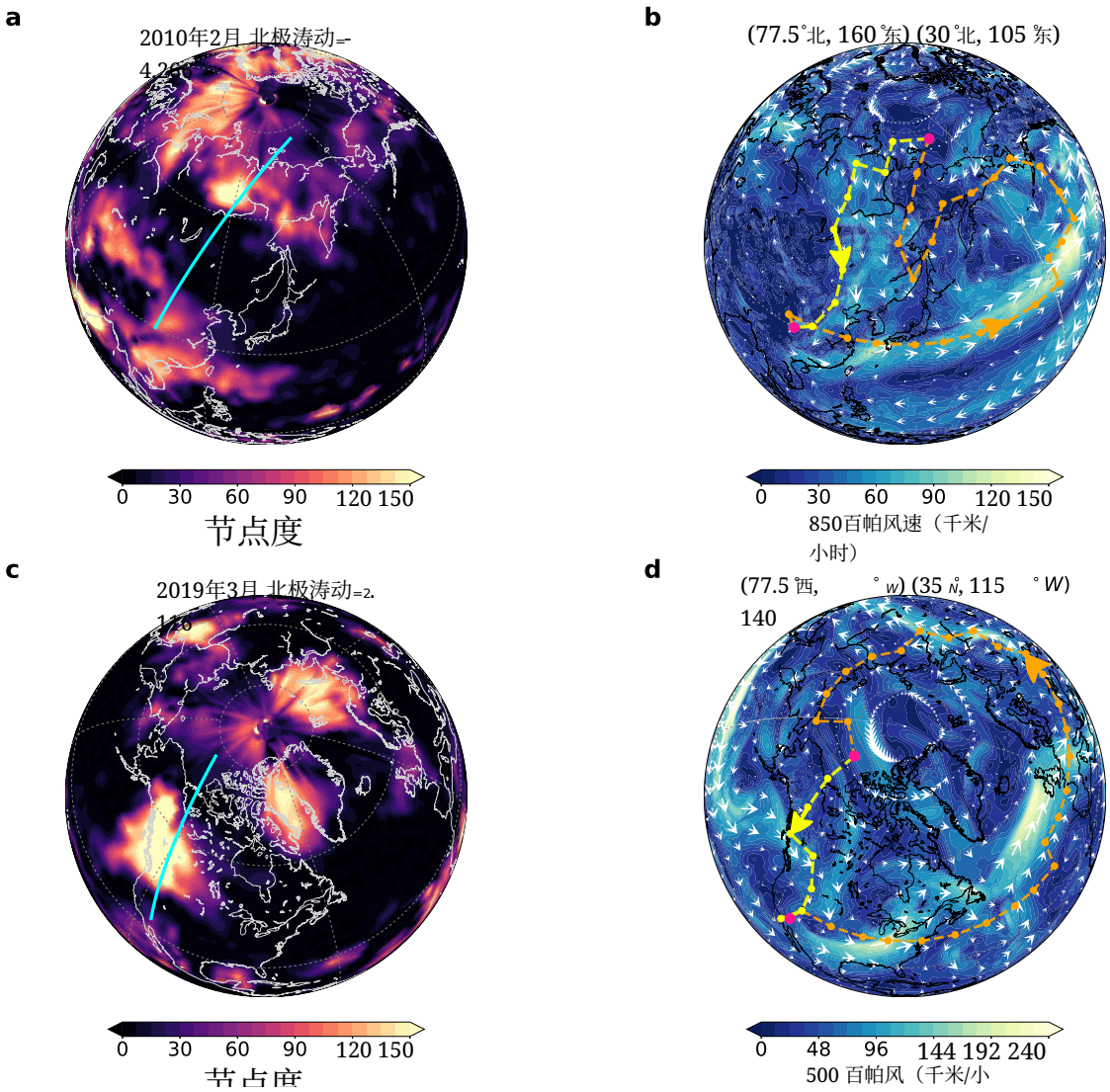

图5： **气候网络遥相关路径示意图。a**，节点度热力图

定义为2010年2月气候网络中每个节点的显著连接数（见方法）。蓝线表示一个北极节点与一个位于中国四川省的节点之间的遥相关。**b**，**a**中蓝色标示的遥相关传播路径。**c**，与**a** 相同，但对应2019年3月。蓝线表示一个北极节点与一个位于美国加利福尼亚州的节点之间的遥相关连接。**d**，**c**中蓝色标示的遥相关传播路径。颜色和白色箭头分别表示**b**（**d**）中850（500）百帕风的大小和方向。

数据与方法

Data

本研究使用 ERA5 [73] (https://apps.ecmwf.int/datasets/) 再分析数据中的 0 时（UTC）日海冰覆盖和 $850hPa$ 气压层的气温，空间（纬向和经向）分辨率为 $2.5° \times 2.5°$。选择 $850hPa$ 气压层的原则是：该气压层位于边界层正上方，以避免海冰与近地大气之间的直接相互作用 [24]。我们从气温数据集中选取了 8040 个网格，这些网格近似均匀地覆盖全球（见图 S10b）。其中有 377 个网格位于北极地区的海洋上，且至少有一天的海冰覆盖不为零（见图 S10a）。然后，对于每个日历年 y 和每个节点，我们将原始值减去气候平均值，再除以气候标准差，以此计算每个日历日 t 的异常值。气候平均值和标准差是根据 1979 年至 2019 年的数据计算的。为简便起见，不计闰日。

AO指数下载自：https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/dailyaoindex/monthly.ao.index.b50.current.ascii. [访问于九月。2021]。

北极海冰范围下载自：https://nsidc.org/data/g02135/ versions/3. [访问于一月。2021]。

评估天气变率函数

高级自相关函数法

自相关函数（ACF）广泛用于衡量时间序列的记忆特性，并揭示信号中任意两个值之间的相关性如何随其时间滞后 [57] 变化。通常，对于给定的时间序列 x_t，ACF 定义为：

$$C(\tau) = \frac{\mathrm{Cov}\left(\mathrm{x_t}, \mathrm{x_{t+\tau}}\right)}{\sqrt{\mathrm{Var}\left(\mathrm{x_t}\right)\mathrm{Var}\left(\mathrm{x_{t+\tau}}\right)}}, \tag{5}$$

其中 $\mathrm{Cov}(\mathbf{X},\mathbf{Y}) = \mathrm{E}[(\mathbf{X} - \mathrm{E}[\mathbf{X}])(\mathbf{Y} - \mathrm{E}[\mathbf{Y}])]$，$\mathrm{Var}(\mathbf{X}) = \mathrm{E}[\mathbf{X}^2] - \mathrm{E}[\mathbf{X}]^2$。如果这些 x_t 完全不相关，例如白噪声过程，那么 $C(\tau)$ 在除零滞后（$\tau = 0$）处为 1 以外的所有滞后处均为零。另一方面，相关过程在非零滞后处的值不为零，表明不同滞后观测值之间存在相关性。具体而言，x_t 的短程记忆可描述为 $C(\tau)$ 呈指数衰减

$$C(\tau) \sim \exp\left(-\tau/\tau^*\right), \tag{6}$$

具有特征时间尺度，τ^*。对于长程记忆，$C(\tau)$按幂律

$$C(\tau) \propto \tau^{-\gamma}, \tag{7}$$

衰减，指数为 $0 < \gamma < 1$。然而，由于采集的数据中叠加了噪声 x_t，且存在来源不明的潜在趋势 [74]，直接计算 $C(\tau)$、τ^* 和 γ 通常并不恰当。为解决上述问题，我们在此提出一种先进的自相关函数法，用于量化时间序列的记忆强度（包括短程和长程）W_{ACF}，定义如下：

$$W_{ACF} = \frac{\max\left(|C(\tau)|\right) - \mathrm{mean}\left(|C(\tau)|\right)}{\sqrt{\mathrm{Var}\left(|C(\tau)|\right)}} \equiv \frac{1 - \mathrm{mean}\left(|C(\tau)|\right)}{\sqrt{\mathrm{Var}\left(|C(\tau)|\right)}}, \tag{8}$$

其中，“max”和“mean”分别表示绝对自相关函数的最大值和均值，即 $|C(\tau)|$。$\tau \in [-\tau_{max}, \tau_{max}]$ 为时间滞后。在本研究中，我们取 $\tau_{max} = 10$ 天，因为我们关注的是天气预报时间尺度（即两周以内）数据逐日变化。公式（8）描述了自相关函数的波动，其数值反映记忆强度：W_{ACF} 越高（低），表示相关性越弱（强），记忆也越弱（强）。例如，白噪声的最大值为 $W_{ACF} = (2\tau_{max}+1)\sqrt{\frac{2\tau_{max}}{2\tau_{max}+1}}$。其他示例见图 2。我们的方法的另一项重大改进是消除了棘手的非平稳性。

高级功率谱法

高级自相关函数 W_{ACF} 能够很好地量化任意时间序列的记忆强度，但无法揭示其频率成分。例如，

方程（1）和（2）是周期不同的两个函数。它们的 W_{ACF} 值几乎相同，如图 2 所示。为弥补这一不足，我们进一步提出了一种高级功率谱（PS）方法。基于 Welch 方法 [75]，我们将高级功率谱密度 W_{PS} 定义为：

$$W_{PS} = \int_f P(f) \times f df, \tag{9}$$

其中，$P(f)$ 为归一化谱密度，f 表示相应的频率，可通过傅里叶变换获得。W_{PS} 实际上是 f 的加权均值，因此与频率的单位相同。值得注意的是，W_{PS} 的值相对较高，表明高频分量（即蓝移）的比例较大，示例见图 2。

气候网络

节点

与仅有一种节点分类的经典气候网络不同（参见文献 [30, 66]及其中的参考文献），本文定义了两类节点：具有气温变量 $T_i(t)$ 的全球节点 i；具有北极海冰覆盖变量 $I_j(t)$ 的北极节点 j。因此，我们共有 8040 个全球节点（如图 S10b 所示）和 377 个北极节点（如图 S10a 所示）。

连边

我们构建了一系列多变量气候网络。为获得每对节点 i 和 j 之间连边的强度，我们针对每个月 m 计算时间延迟互相关函数

$$C_{i,j}^m(\tau) = \frac{\left\langle T_i^m(t) I_j^m(t-\tau) \right\rangle - \left\langle T_i^m(t) \right\rangle \left\langle I_j^m(t-\tau) \right\rangle}{\sqrt{\mathrm{Var}(T_i^m(t)) \, \mathrm{Var}(I_j^m(t-\tau))}}, \tag{10}$$

and

$$C_{i,j}^m(-\tau) = \frac{\left\langle T_i^m(t-\tau) I_j^m(t) \right\rangle - \left\langle T_i^m(t-\tau) \right\rangle \left\langle I_j^m(t) \right\rangle}{\sqrt{\mathrm{Var}(T_i^m(t-\tau)) \, \mathrm{Var}(I_j^m(t))}}, \tag{11}$$

其中，括号 $\langle\rangle$ 表示对给定月份 m内连续多天的平均值，$\tau \in [0, \tau_{max}]$ 表示时间滞后。由于我们主要关注动态的北极水汽，此处在公式 (10) 和 (11) 中选取最大时间滞后 $\tau_{max} = 20$ 天。

我们确定绝对值达到最大值时的时间滞后 θ，此时互相关函数 $|C^m_{i,\ j}(\tau)|$达到最大值。连边 $(i,\ j)^m$ 的权重定义为互相关函数的相应值，即 $C^m_{i,\ j} = C^m_{i\,j,}\ (\tau = \theta)$。因此，每条连边的权重可以为正值或负值，但其绝对值为最大值。θ 的符号表示每条连边的方向；也就是说，当时间滞后为正值（$\theta > 0$）时，该连边的方向是从 j 指向 i，反之亦然 [76]。

零模型

接下来，我们通过与打乱的替代网络进行比较，研究真实网络中连边权重的统计显著性。在替代网络中，为了计算每对节点的连边权重，我们使用两段数据，每段对应于从 1980 年 1 月至 2019 年 12 月这一周期中随机选取的某个月的第一天起连续 30 天的数据，从而破坏时间维度上两个节点之间的真实相关性。随后，我们将显著性阈值 q 定义为替代网络中所有连边的绝对权重中最高的 95% 值。对于特定月份 m，如果真实网络中的连边 $(i,\ j)^m$ 高于 q 或低于 $-q$，即 $|C^m_{i,\ j}| > q$，则定义为显著连边。我们发现，每月网络中显著连边的数量随时间动态变化，如图 S11 所示。

节点度

我们将每个全球节点的度定义为与北极节点相连的显著连接数。我们展示了两个特定月份的节点度热图，即2010年2月（图5a）和2019年3月（图5b）。与2019年3月相比，我们发现2010年2月北半球许多地区（甚至包括低纬度地区）的节点度更高。我们认为这与北极涛动的不同位相有关。

遥相关路径挖掘

为确定遥相关路径，我们采用复杂网络的最短路径 方法，在气候网络中寻找最优路径。路径是一系列节点，其中每个节点都与下一个节点相邻；特别是在有向网络中，路径只能沿箭头所指的方向前进。这里，我们的气候网络仅基于一个气候变量——$850hPa$ 气压层的气温，并从 [34, 37]10512个节点中选取了726个节点。对于每条气候网络连边（i、j）^{m}，我们将其代价函数值定义为

$$E_{i,j}^{m} = \frac{1}{|C_{i,j}^{m}|}. \tag{12}$$

采用 Dijkstra算法 [77]确定源节点 i 与汇节点 j 之间的有向最优路径，并满足以下约束 [37, 78]：(i) 每一步的距离均小于 1000 km；(ii) 链路时间延迟 $\theta \geq 0$；(iii) 路径 $i \longrightarrow j$ 中所有连边集合的成本函数值之和最小。通过这种方式，我们确定了二维空间中信息/能量/物质传播的最优路径。

数据可用性

图 2–5 中所示的数据可作为源数据获取。本文图表及本研究其他发现所依据的所有其他数据，可在合理请求后向通讯作者索取。

代码可用性

用于分析的 C++ 和 Python 代码可在 GitHub 上获取：(https://github.com/fanjingfang/DAWV)。

致谢

作者感谢 T. Liu 提供的宝贵建议。我们感谢国家自然科学基金（项目编号：12205025、12275020、12135003）的资助。

作者贡献

J.M 和 J.F 设计了研究。J.M 进行了分析；J.M、J.F、U.S.B 和 J.K 提出了研究思路并讨论了结果，同时参与了论文撰写。

补充信息

论文的在线版本提供补充信息。

利益冲突

作者声明不存在利益冲突。

---

[1] Rothrock, D. A., Yu, Y. & Maykut, G. A. 北极海冰覆盖变薄。《地球物理研究快报》**26**, 3469–3472 (1999).[2] Comiso, J. C., Parkinson, C. L., Gersten, R. & Stock, L. 北极海冰覆盖加速消退。《地球物理研究快报》**35** (2008).[3] Rantanen, M. 等自1979年以来，北极变暖速度几乎是全球的四倍。*Communications Earth & Environment* **3**, 1–10 (2022).[4] Miller, G. H. 等北极放大：过去能否约束未来？《第四纪科学评论》**29**, 1779–1790 (2010).[5] Serreze, M. C. & Barry, R. G. 北极放大的过程与影响：研究综述。*Global and Planetary Change***77**, 85–96 (2011).

[6] Previdi, M., Smith, K. L. & Polvani, L. M. 气候变化的北极放大：潜在机制综述。《Environmental Research Letters》16, 093003 (2021).[7] Ørbæk, J. B. 等. 变化环境中的北极高山生态系统与人类（Springer, 2007）。[8] Peeken, I. 等. 北极海冰是微塑料重要的时间汇和运输媒介。Nature Communications 9, 1505 (2018).[9] Schneider von Deimling, T. 等. 多年冻土退化对北极基础设施的影响——弥合区域尺度与工程尺度之间的模型差距。The Cryosphere 15, 2451–2471 (2021).[10] Steffen, W. 等. 地球系统科学的兴起与演进。Nature Reviews Earth & Environment 1, 54–63 (2020).[11] Assessment, A. C. I. 北极气候影响评估，第1042卷（剑桥大学出版社，Cambridge，2005）。[12] S´evellec, F., Fedorov, A. V. & Liu, W. 北极海冰消退削弱大西洋经向翻转环流。Nature Clim Change 7, 604–610 (2017).[13] Screen, J. A. 等. 气候模型中对北极海冰损失的大气响应的一致性与差异。Nature Geoscience 11, 155–163 (2018).[14] Chemke, R., Polvani, L. M. & Deser, C. 北极海冰损失对哈德莱环流的影响。《地球物理研究快报》46, 963–972 (2019).[15] Blackport, R., Screen, J. A., van der Wiel, K. & Bintanja, R. 北极海冰减少对中纬度同期寒冬的影响微乎其微。Nature Climate Change 9, 697–704 (2019).[16] Rahmstorf, S. 温盐环流：当前气候。Nature 421, 699–699 (2003).[17] Budikova, D. 北极海冰在全球大气环流中的作用：综述。Global and Planetary Change 68, 149–163 (2009).[18] Kushnir, Y. 等. 大气环流模式对热带外海表温度异常的响应：综合与评估。《气候杂志》15, 2233–2256 (2002).[19] Alexander, M. A. 等. 冬季大气对真实北极海冰异常的响应：大气环流模式研究。《气候杂志》17, 890–905 (2004).[20] Honda, M., Inoue, J. & Yamane, S. 北极海冰最低值偏低对欧亚异常寒冬的影响。《地球物理研究快报》36 (2009).

[21] Francis, J. A. & Vavrus, S. J. 北极放大与中纬度极端天气之间存在关联的证据。《地球物理研究快报》39 (2012).[22] Cohen, J. 等. 近期北极放大与中纬度极端天气。《自然地球科学》7, 627–637 (2014).[23] Guemas, V. 等. 关于北极海冰可预测性以及季节至年代际时间尺度预测的综述。《英国皇家气象学会季刊》142, 546–561 (2016).[24] Olonscheck, D., Mauritsen, T. & Notz, D. 北极海冰变率主要受大气温度波动驱动。《自然地球科学》12, 430–434 (2019).[25] Smith, G. C. 等. 加拿大全球冰海预报系统中的海冰预报检验。《英国皇家气象学会季刊》142, 659–671 (2016).[26] Mohammadi-Aragh, M., Goessling, H. F., Losch, M., Hutter, N. & Jung, T. 天气时间尺度上的北极海冰可预测性。《科学报告》8, 6514 (2018).[27] Dammann, D. O., Bhatt, U. S., Langen, P. L., Krieger, J. R. & Zhang, X. 秋冬季CAM3.0中北极海冰日变率的影响。《气候杂志》26, 1939–1955 (2013).[28] Newman, M. 《网络：导论》（牛津大学出版社，牛津, 2010).[29] Tsonis, A. A. & Roebber, P. J. 气候网络的架构。《物理学A：统计力学及其应用》333, 497–504 (2004).[30] Fan, J. 等. 复杂地球系统的统计物理学方法。《物理学报告》896, 1–84 (2021).[31] Ludescher, J. 等. 通过协同性检测改进厄尔尼诺预测。《美国国家科学院院刊》110, 11742–11745 (2013).[32] Meng, J., Fan, J., Ashkenazy, Y. & Havlin, S. 描述厄尔尼诺状态的渗流框架。《混沌》27, 035807 (2017).[33] Stolbova, V., Surovyatkina, E., Bookhagen, B. & Kurths, J. 印度季风的临界要素：开始与撤退预测。《地球物理研究快报》43, 3982–3990 (2016).[34] Fan, J. 等. 基于网络的方法及气候变化影响：预测印度季风降雨量。《气候杂志》35, 1009–1020 (2022).[35] Boers, N. 等. 复杂网络揭示极端降雨遥相关的全球格局。《自然》566, 373–377 (2019).

[36] Fan, J., Meng, J., Ashkenazy, Y., Havlin, S. & Schellnhuber, H. J. 气候网络渗流揭示全球变暖背景下热带组分的扩张与减弱。《美国国家科学院院刊》**115**, E12128–E12134 (2018).[37] Liu, T. 等 地球系统临界要素之间的遥相关。 *Nat. Clim.Chang.* 1–8 (2023).[38] Lu, Z. 等 利用气候网络分析对印度洋偶极子进行预警。《美国国家科学院院刊》**119**, e2109089119 (2022).[39] Thompson, D. W. J. & Wallace, J. M. 北极涛动在冬季位势高度和温度场中的特征。《地球物理研究快报》**25**, 1297–1300 (1998).[40] Deser, C. 关于“北极涛动”的遥相关性。《地球物理研究快报》**27**, 779– 782 (2000).[41] Rigor, I. G., Wallace, J. M. & Colony, R. L. 海冰对北极涛动的响应。《气候杂志》 **15**, 2648–2663 (2002).[42] He, S., Gao, Y., Li, F., Wang, H. & He, Y. 北极涛动对东亚气候的影响：综述。《地球科学评论》**164**, 48–62 (2017).[43] Simmonds, I., Burke, C. & Keay, K. 北极气候变化在气旋行为中的体现。《气候杂志》**21**, 5777–5796 (2008).[44] Kwok, R. 北极海冰厚度、体积和多年冰覆盖范围：损失及耦合变率（1958–2018）。 *Environmental Research Letters***13**, 105005 (2018).[45] Zhang, X., Walsh, J. E., Zhang, J., Bhatt, U. S. & Ikeda, M. 北极气旋活动的气候学与年际变率：1948–2002年。《气候杂志》**17**, 2300–2317 (2004).[46] Yin, J. H. 21世纪气候模拟中风暴路径持续向极地方向移动。《地球物理研究快报》**32** (2005).[47] Valkonen, E., Cassano, J. & Cassano, E. 北极气旋及其与减少的海冰的相互作用：近期气候学研究。《地球物理研究杂志：大气》**126**, e2020JD034366 (2021).[48] Parker, C. L., Mooney, P. A., Webster, M. A. & Boisvert, L. N. 近期和未来气候变化对春季北极气旋的影响。 *Nature Communications***13**, 1–14 (2022).

[49] Cohen, J. 等. 北极放大对中纬度严重冬季天气影响的共识存在分歧. Nature Climate Change 10, 20–29 (2020).[50] Pincus, S. 近似熵（ApEn）作为复杂性度量. 《混沌》5, 110–117 (1995).[51] Richman, J. S. & Moorman, J. R. 使用近似熵和样本熵进行生理时间序列分析. 《美国生理学杂志：心脏与循环生理学》278, H2039– H2049 (2000).[52] Costa, M., Goldberger, A. L. & Peng, C.-K. 生物信号的多尺度熵分析. 《物理评论E》71, 021906 (2005).[53] Peng, C.-K., Havlin, S., Stanley, H. E. & Goldberger, A. L. 非平稳心跳时间序列中标度指数和交叉现象的量化. 《混沌》 5, 82–87 (1995).[54] Livina, V. N. & Lenton, T. M. 一种检测动力系统初始分岔的改进方法. 《地球物理研究快报》34 (2007).[55] Grassberger, P. & Procaccia, I. 测量奇怪吸引子的奇异性. 《物理学D》9, 189–208 (1983).[56] Wolf, A., Swift, J. B., Swinney, H. L. & Vastano, J. A. 根据时间序列确定李雅普诺夫指数. 《物理学D：非线性现象》16, 285–317 (1985).[57] Box, G. E. P., Jenkins, G. M., Reinsel, G. C. & Ljung, G. M. 《时间序列分析：预测与控制》（威利，霍博肯，新泽西州，2015）.[58] Stoica, P., Moses, R. L. 等. 信号的谱分析，第452卷（培生普伦蒂斯·霍尔，上萨德尔河，新泽西州，2005）.[59] Pomeau, Y. & Manneville, P. 耗散动力系统中的间歇性湍流转变. Commun.Math. Phys. 74, 189–197 (1980).[60] Thompson, D. W. J. & Wallace, J. M. 北半球环状模态的区域气候影响. 《科学》293, 85–89 (2001).[61] Comiso, J. C. 北极多年海冰覆盖的大幅十年尺度下降. 《气候杂志》25, 1176–1193 (2012).[62] Day, J. J. & Hodges, K. I. 海陆温差不断扩大与北极气旋增强. 《地球物理研究快报》45, 3673–3681 (2018).

[63] Kenigson, J. S. & Timmermans, M.-L. 北极气旋活动与博福特高压. 《气候杂志》34, 4119–4127 (2021).[64] Peng, L. 等. 强烈北极风暴在加速夏季海冰融化中的作用：现场观测研究. 《地球物理研究快报》48, e2021GL092714 (2021).[65] Donges, J. F. 等. 面向复杂系统科学的统一功能网络与非线性时间序列分析：pyunicorn软件包. 《混沌》25, 113101 (2015).[66] Dijkstra, H. A., Hern´andez-Garc´ıa, E., Masoller, C. & Barreiro, M. 《气候网络》（剑桥大学出版社，2019）.[67] Cohen, J., Foster, J., Barlow, M., Saito, K. & Jones, J. 2009—2010年冬季：一次极端北极涛动事件的案例研究. 《地球物理研究快报》37 (2010).[68] Liu, J., Curry, J. A., Wang, H., Song, M. & Horton, R. M. 北极海冰减少对冬季降雪的影响. 《美国国家科学院院刊》109, 4074–4079 (2012).[69] Stroeve, J. C. 等. 北极海冰覆盖迅速缩减：研究综述. 《气候变化》110, 1005–1027 (2012).[70] Cvijanovic, I. 等. 未来北极海冰覆盖的减少可能导致加利福尼亚降雨量大幅下降. Nat Commun 8, 1947 (2017).[71] Petropoulos, F. 等. 预测：理论与实践. 《国际预测学杂志》38, 705–871 (2022).[72] Lenton, T. M. 等. 气候临界点——押注其不会发生风险过高. 《自然》575, 592–595 (2019).[73] Hersbach, H. 等. ERA5全球再分析. 《英国皇家气象学会季刊》146, 1999–2049 (2020).[74] Kantelhardt, J. W., Koscielny-Bunde, E., Rego, H. H. A., Havlin, S. & Bunde, A. 使用去趋势波动分析检测长程相关性. 《物理学A辑：统计力学及其应用》295, 441–454 (2001).[75] Welch, P. 使用快速傅里叶变换估算功率谱：一种基于短时段时间平均和修正周期图的方法. 《IEEE音频与电声学汇刊》15, 70–73 (1967).[76] Fan, J., Meng, J., Ashkenazy, Y., Havlin, S. & Schellnhuber, H. J. 网络分析揭示了厄尔尼诺现象的强烈局地化影响. 《美国国家科学院院刊》114, 7543–7548

(2017).[77] Dijkstra, E. W. 关于图中两个问题的说明。数值数学 **1**, 269–271 (1959).[78] Zhou, D., Gozolchiani, A., Ashkenazy, Y. & Havlin, S. 通过气候网络直接链路检测寻找遥相关路径。《物理评论快报》**115**, 268501 (2015).