多尺度多要素水文变化与极移的关系

邓珊珊^{1,2}, 刘苏峡^{1,2,3*}, 莫兴国^{1,2,3}, 彭公炳¹

1. 中国科学院地理科学与资源研究所, 陆地水循环及地表过程重点实验室, 北京 100101;

2. 中国科学院大学资源与环境学院, 北京 100190;

3. 中国科学院大学中丹学院, 北京 100049

* 通讯作者, E-mail: liusx@igsrr.ac.cn

收稿日期: 2021-04-10; 收修改稿日期: 2021-11-09; 接受日期: 2021-12-10; 网络版发表日期: 2022-02-23

国家重点研发计划项目(编号: 2018YFE0106500、2017YFA0603702)、国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2012CB957802)、丹麦国际开发署资助中心项目(编号: 18-M01-DTU)和丹麦面向中国的对地观测信息应用项目(编号: 8087-00002B)资助

摘要 地球系统的要素变化息息相关, 寻找与水文变化联动的关键因子对深入剖析水文变化具有重要意义. 文章选取地球运动因子之一——地极移动(极移)作为关键因子, 探求其与多尺度水文要素(降水、蒸散、径流、陆地水储量)变化在流域至全球、年内至年际尺度上统计关系的时空特征. 其次基于激发机制量化水文变化对极移的推动作用, 基于平衡潮理论和大气动力学方程探索极移对水文变化的反馈作用, 以此研究两者相互作用的途径和量级. 结果显示, 两者存在显著相关关系和共同突变点. 一方面, 区域至全球尺度的水文变化对极移的激发作用显著. 2002年4月至2020年6月期间全球陆地水储量显著减少(速率约为 -4.68mm a^{-1}), 显著驱动地极朝格林尼治子午线方向漂移(速率约为 4.32mas a^{-1}); 同时区域水储量变化对2005和2012年左右长期极移的方向转折贡献显著. 另一方面, 基于极移扰动地球离心力场产生平衡潮, 计算了极移变化引起的海平面气压、风场和水汽传输的变化的空间分布, 发现在浅海附近的流域, 如长江流域和珠江流域, 极移引起的相关水汽变化与流域观测降水或水储量变化在去除趋势后相关关系仍显著, 前者比后者提前约4~14个月. 研究结果进一步展示了极移与水文变化的关系, 有助于认识长期水文变化的关联因子.

关键词 地极移动(极移), 水文变化, 极移变形力, 激发机制

1 引言

政府间气候变化专门委员会(Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC)于2018年11月发布的《IPCC全球升温1.5℃特别报告》(Allen等, 2018)指出, 迄今全球均温较工业化前水平已升高1℃, 气候变

化对人类和生态系统的影响比预期更为严峻. 全球变暖背景下, 水循环过程加剧, 降水、蒸发、径流等水文要素发生变化, 随之而来的是极端水文事件频发、水资源分布失衡加剧. 国内外大量研究表明, 近百年来, 全球大部分地区极端降水的发生次数、强度和频率均显著增加(Min等, 2011; Donat等, 2013), 全球大

中文引用格式: 邓珊珊, 刘苏峡, 莫兴国, 彭公炳. 2022. 多尺度多要素水文变化与极移的关系. 中国科学: 地球科学, 52(6): 1021–1037, doi: 10.1360/SSTe-2021-0093

英文引用格式: Deng S, Liu S, Mo X, Peng G. 2022. Relationship between polar motion and key hydrological elements at multiple scales. Science China Earth Sciences, 65(5): 882–898, <https://doi.org/10.1007/s11430-021-9877-9>

部分地区洪水的频率和持续时间也趋向升高和延长(Milly等, 2002; Najibi和Devineni, 2018); 与此同时, 全球干旱总体呈现加重趋势, 长期干旱易发地区覆盖率从1902~1949年期间的16.9%剧增至1950~2008年期间的41.9%(Wang等, 2014). 此外, Rodell等(2018)对淡水分布格局变化的研究显示地球上的淡水资源分布已走向极端——湿润区更为湿润, 而干旱区更为干旱. 全球近80%的人口面临严重的水安全威胁(Vörösmarty等, 2010). 在未来, 预计遭受水资源短缺、干旱、极端降水和洪水影响的全球人口比例还会随着全球升温而增加(Coumou和Rahmstorf, 2012; Stocker等, 2014; Arnell和Gosling, 2016; Gosling和Arnell, 2016). 全球日益突出的水问题不仅制约了自然生态和社会经济系统的可持续发展, 而且严重威胁着人类安全. 在气候变化加剧全球水资源和水灾害问题的背景下, 寻找区域水文变化关联的全球尺度关键因子, 深入研究全球水文变化规律, 从而完善水危机事件预警, 迫在眉睫.

地极移动, 简称极移, 是地球瞬时自转轴相对于地壳的运动, 极移受地球表面及其内部的物质运动、质量重新分布和外力矩激发, 具体则包括风、大气压变化、洋流、洋底压力变化、陆地水储量变化、冰川均衡调整(Glacial Isostatic Adjustment, GIA)、地震、地幔对流等大气、海洋、陆地水和固体地球的变化. 已有研究在统计意义上发现极移和水文变化之间关系密切, 如彭公炳等(1980)在气候、水文要素中提取出与极移密切相关的周期性波动; Liu等(2017)发现极移和全球洪水发生次数之间具有指针关系; 刘苏峡等(2014)基于格兰杰因果检验方法, 发现极移和雅鲁藏布江河川径流之间存在统计意义上的互为因果关系. 一方面, 极移受水文变化激发, 如Adhikari和Ivins(2016)的研究证明陆地水储量(含冰和雪)变化可解释2003~2015年期间的大部分极移振幅和极轴漂移, 陆地水储量是年际至年代际极移的主要激发源之一. 另一方面, 极移作为地球运动因子之一, 可通过改变地球的离心力系统对地球各圈层产生反馈作用——即极移变形力, 作用于海洋产生极潮(Haubrich和Munk, 1959), 或作用于大气运动, 包括风速、风向等(彭公炳等, 1980), 进而可能影响全球降水, 最终可能影响整个陆地水文循环过程. 与较短时间尺度内可忽略的米兰科维奇循环等地球运动因子相比, 极移与气候变化相互作用的时间尺度并非上万年, 而是以月至年代际为主.

探索极移对水文的作用途径和量级有助于进一步认识几十年内水文变化是自然的内部进程还是外部强迫引起的. 鉴于极移拥有上百年高精度的观测数据且可进行预测精度较高的长期预报(王志文等, 2017; Shen等, 2018), 厘清全球水文与极移关系特征的时空分布和相互作用的路径和量级还有助于利用极移这一全球尺度因子剖析、重构或预测全球水文变化.

然而已有研究尚未明晰极移和水文变化之间的相互作用途径和量级. 首先目前水文激发极移的有关研究多是从全球尺度出发, 鲜少进一步探索区域水文变化对极移的激发特征. Adhikari和Ivins(2016)曾指出2005~2011年和2012~2015年两个时期的陆地水储量变化, 就全球总量而言虽无显著差异, 但就空间分布而言差异明显, 但该研究未进一步具体分析究竟是哪个区域的变化对极移产生影响. 有研究指出当极轴漂移发生较大变化时——如2005年向东转折, 会导致地球形变产生每年(± 0.38)mm的偏差, 这个量在逐年累积之后不可忽视(King和Watson, 2014). 鉴于流域是水文基本单元、是“开展地球系统科学实践的绝佳单元”(程国栋和李新, 2015), 以流域为例进行研究或将有利于深入剖析极移与水文之间的关系(刘苏峡等, 2018).

因此, 本研究选取极移作为关键因子研究其与全球及主要流域水文要素的关系. 首先, 选取降水、蒸发、径流和陆地水储量作为关键水文要素与极移一起进行流域至全球尺度的周期、突变、趋势和相关分析, 从而厘清极移与多尺度水文要素之间的统计关系特征. 其次, 基于激发机制调查大气、海洋、水文和固体地球对极移的激发量级, 分析区域和流域水储量变化对极移激发的时空特征. 最后, 基于平衡潮理论、大气动力学方程等, 在分析极移变形力作用于大气、海洋引起海平面高度、气压变化的基础上, 进一步推演相应风场、水汽通量和水汽散度等一系列变化, 探索极移作用于流域至全球水循环的可能途径和量级.

2 数据和方法

2.1 数据

2.1.1 观测极移和激发数据

观测极移数据来自国际地球自转及参考框架服务

组织(International Earth Rotation Service, IERS, <http://hpiers.obspm.fr/eop-pc>)提供的观测极移EOP C04时间序列, 共有两个分量, 分别为沿着格林尼治子午线自北向南为正向的 X 分量和沿着 90°W 自北向南为正向的 Y 分量. 其时间覆盖率为1962年至今.

观测极移转换的激发序列, 称为观测激发或大地测量激发, 来自IERS网站提供的交互计算工具, 其中钱德勒周期取值为433天、耗散因子取值为100. 基于各激发源质量重新分布和物质运动计算的激发序列则称为地球物理激发, 包括大气激发、海洋激发、水文激发和固体地球激发. 其中计算大气激发的大气压变化和风的数据来自欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF), 计算海洋激发的洋流和海底压力变化的模拟数据基于马克斯普朗克研究所海洋模型(Max Planck Institute Ocean Model, MPIOM). 固体地球激发则主要考虑GIA的影响, 参考Adhikari和Ivins(2016)的研究, 其约等于 χ_1 每年增加0.79mas, χ_2 每年减少2.95mas. 若物理地球激发与大地测量激发高度一致, 所考虑激发源很可能符合实际. 当研究时间尺度大于钱德勒摆动周期时, 极移激发分量 χ_1 和 χ_2 约等于极移分量 X 和 $-Y$ (Adhikari和Ivins, 2016).

观测剩余激发为大地测量激发减去来自固体地球(GIA)、大气、海洋的地球物理激发后得到的残差. 本文选取2002年4月至2020年6月期间的相关数据, 划分为月序列、年序列进行研究.

2.1.2 水文和气象数据

水文和气象数据包括降水、蒸发、径流、陆地水储量、比湿、水汽散度数据.

降水数据来自全球降水气候中心(Global Precipitation Climatology Centre, GPCC)在2018年发布的最新版降水数据集(Total Full V2018), 可从<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.gpcc.html#detail>网站下载获取. GPCC收集了全球超过85000个站点的雨量计数据, 以及全球日地面天气观测和月气候信息, 并对其进行质量控制和分析, 如只采用观测十年以上的高质量站点数据进行全球降水的插值. 其优势在于其收集的全球站点数据远超过同类型的降水数据集. 其空间分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, 时间覆盖率为1891~2016年.

鉴于研究时间跨度长、范围广, 而长序列大范围实测资料获取有限, 本研究大部分数据来自再分析资料. 其基于物理定律, 如质量守恒和能量平衡等, 将大量全球观测气象数据, 包括船舶观测值、卫星观测值、地面站点数据、雷达观测值等同化到气候模型中, 旨在生成一个具有时间一致性、全球连续的气候数据集(Hersbach等, 2020). 在当前的气候及相关科学研究中, 再分析资料是最主要的资料来源之一. 由于实测蒸发数据稀缺、实测径流数据有限, 将采用ECMWF于2019年正式发布的迄今最先进的再分析数据之一——第五代再分析数据ERA5-Land中的陆地蒸发和径流数据进行关系特征研究. 其空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (约 770km^2), 时间分辨率为1个月, 时间覆盖率为1981年至今, 可从其官网下载(<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>). 而ERA5-Land再分析数据仅提供陆地数据, 在极移变形力相关研究中采用的海洋比湿和水汽散度数据则来自ECMWF提供的ERA-5再分析资料(<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/>). 其空间分辨率、时间分辨率和时间覆盖率同ERA5-Land一致.

陆地水储量数据采用来自美国宇航局喷气推进实验室(Jet Propulsion Laboratory, JPL)基于重力恢复及气候实验(Gravity Recovery and Climate Experiment, GRACE)卫星及其后续(Gravity Recovery and Climate Experiment-Follow on, GRACE-FO)卫星观测重力场数据反演的第6代第2版陆地水储量等效水高数据集(TELLUS_GRAC-GRFO_MASCON_CRI_GRID_RL06_V2). 可从其官方网站下载, 地址为https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/TELLUS_GRAC-GRFO-MASCON_CRI_GRID_RL06_V2. 该数据集基于质量瘤(Mascons)方法解算GRACE和GRACE-FO卫星观测的重力场数据. 与球谐分析方法相比, mascons方法可以更轻松地实现地球物理条件约束并更准确、有效地应用噪声消除. JPL的数据处理过程包括基于ECMWF模型的大气影响校正、基于MPIOM模型的海洋影响校正、GIA校正、沿海数据改善和陆地网格缩放等. 除此之外, 本文并未进行极潮校正, 因为它比陆地水储量变化小两个数量级(Wahr等, 2015). 最终得到的陆地水储量数据的空间分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, 时间覆盖率为2002年4月至今. 由于卫星检修等原因, GRACE和GRACE-FO观测数据的时间分辨率并非连续的月数

据, 且GRACE和GRACE-FO之间还存在一年左右的观测空白期。本研究将通过拉格朗日插值法(Deng等, 2020)将数据转换为严格的月序列, 并填补GRACE和GRACE-FO之间的空白期。

因本研究获取的GPCC降水资料时间跨度有限, 涉及降水的研究时间跨度取2002年4月至2016年12月, 其余研究的时间跨度取2002年4月至2020年6月, 相关数据依次划分为月序列、年序列进行研究。

2.2 方法

2.2.1 极移和水文变化关系的统计方法

主要基于以下统计分析的方法探索极移序列和水文(降水、蒸发、径流、陆地水储量)序列之间的联系: 通过计算皮尔逊相关系数进行相关分析, 采用Man-Kendall(M-K)方法、分离趋势和季节项的突变点检测(Breaks for Additive Season and Trend, BFAST)算法判断趋势、突变点。

对样本量为 n 的序列 x 和 y , 皮尔逊相关系数的计算公式如下:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (1)$$

当相关系数通过显著性检验时, 称两个序列之间存在显著相关关系。其显著性可通过以下公式判断(Liu等, 2009):

$$\frac{-1 - 9\sqrt{n-2}}{n-1} \leq r \leq \frac{-1 + 9\sqrt{n-2}}{n-1}, \quad (2)$$

若 r 位于式(2)计算的区间之外, 则表明相关关系显著。若将式(2)中的 9 分别取1.645、1.96或2.575, 相应的显著性水平为0.1、0.05或0.01, 置信度为90%、95%或99%。

基于式(1)还可计算分析序列 x 和 y 的滞后相关, 即互相关关系。趋势的显著性判断采用拟合线性方程的确定性系数 r^2 。 r 即变量与时间的相关系数, 可基于式(1)进行计算。显著性判断参考式(2)。

对于突变点, 首先采用M-K法检测突变点。具体步骤参见魏凤英(2007)。鉴于M-K突变点检验方法对转折突变和变率突变等可能存在无法检测的情况(符淙斌和王强, 1992), Verbesselt等(2010)提供的BFAST算法也将用于突变点检测。该方法可以有效探测具有强烈周期变化的时间序列的长期趋势变化(Watts和Laf-

fan, 2014)。

为了表述某个因子对因变量影响力的大小, 文中还计算了方差贡献率, 即单个因子引起的变异(方差)占总变异(方差)的比例。

2.2.2 水文对极移的激发作用

对于激发极移的陆地水文变化, 起主要作用的为质量项, 即陆地水储量变化, 运动项约比质量项小3个量级, 可忽略不计(Meyrath和van Dam, 2016)。

若地球在时间 t 、经度 λ 和纬度 ϕ 的水质量变化为 $\Delta q(\phi, \lambda, t)$, 那么其对极移的激发可表示为

$$\chi_1 = -\frac{1.098R_e^2}{C-A} \times \iint_{\text{land}} \Delta q(\phi, \lambda, t) \sin\phi \cos\phi \cos\lambda ds, \quad (3)$$

$$\chi_2 = -\frac{1.098R_e^2}{C-A} \times \iint_{\text{land}} \Delta q(\phi, \lambda, t) \sin\phi \cos\phi \sin\lambda ds, \quad (4)$$

式中, χ_1 和 χ_2 为极移 X 和 Y 相应的激发函数; A 和 C 为地球的绕赤道和绕极转动惯量矩, $C-A$ 取值为 $2.61 \times 10^{35} \text{ kg m}^2$; R_e 为地球半径, 取值为 $6.37 \times 10^6 \text{ m}$; ds 为球积分面积。当 $q(\phi, \lambda, t)$ 单位取 kg m^{-2} 时, 计算的水文激发其单位应为 rad , 可根据 $1 \text{ mas} \approx 4.847 \times 10^{-9} \text{ rad}$ 将单位转换为 mas 。

2.2.3 极移对水文的影响途径

彭公炳和陆巍(1981)推导出包含极移坐标值的极移变形力各分量及其位势的表达式如下:

$$\begin{cases} F_\phi = -M\omega^2 R_e (Y \cos\lambda + X \sin\lambda) \sin\phi, \\ F_\lambda = M\omega^2 R_e (X \cos\lambda - Y \sin\lambda) \cos 2\phi, \\ F_r = -M\omega^2 R_e (X \cos\lambda - Y \sin\lambda) \sin 2\phi, \\ W_p = \frac{1}{2} M\omega^2 R_e^2 (Y \sin\lambda - X \cos\lambda) \sin 2\phi, \end{cases} \quad (5)$$

式中, F_ϕ 、 F_λ 、 F_r 和 W_p 分别为纬(东)向、经(南)向、径向的极移变形力和极移变形力位势, M 为地球上某点的质量, ω 为自转角速度, R_e 为地球平均半径, X 和 Y 为观测极移朝 0° 和 90° W 经线方向的分量, λ 表示经度, ϕ 表示纬度。当 M 取 1 kg 、 ω 取 $7.29 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$ 、 R_e 取 $6.37 \times 10^6 \text{ m}$ 、 X 和 Y 单位转换为 rad ($1 \text{ mas} \approx 4.847 \times 10^{-9} \text{ rad}$)时, 该式可简化为

$$\begin{cases} F_{\phi} = -0.0339(Y \cos \lambda + X \sin \lambda) \sin \phi, \\ F_{\lambda} = 0.0339(X \cos \lambda - Y \sin \lambda) \cos 2\phi, \\ F_r = -0.0339(X \cos \lambda - Y \sin \lambda) \sin 2\phi, \\ W_p = -1.08 \times 10^5 (Y \sin \lambda - X \cos \lambda) \sin 2\phi, \end{cases} \quad (6)$$

极移变形力的单位为 $\text{N}(\text{kg m s}^{-2})$; 极移变形力位势的单位为 $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$. 本研究将 X 和 Y 分解为周期摆动(用最低值和最高值之差的变动范围表示)、均值和趋势, 分别用来研究极潮、1900~2020 年累积轴漂移引起的地球形变和研究时段内轴漂移的贡献.

基于平衡潮理论, 即假定地球完全被海水覆盖、海底平坦、忽略海水惯性、摩擦力和地转偏向力, 极移变形力位势引起的海平面高度变化 ΔH_p 可通过下式简单计算(彭公炳和陆巍, 1981):

$$\Delta H_p = \frac{W_p}{g}(1+k-h), \quad (7)$$

式中, g 为重力加速度, $(1+k-h)$ 为地壳的弹性形变系数, k 和 h 取值参考 Desai(2002) 分别为 0.3 和 0.6. 当 W_p 单位为 $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ 、 g 取 9.8m s^{-2} 时, ΔH_p 单位为 m . 该海平面高度变化包括固体形变、海洋形变和因海洋形变在固体地球的荷载引起的额外固体形变.

地面气压距平 S_p 随海平面高度变化而变化的经验公式(彭公炳和陆巍, 1981)为

$$S_p = -0.343 \Delta H_p, \quad (8)$$

基于该公式, 可推算极移引起的海平面气压距平.

此外, 对于空气微团, 根据牛顿第二定律, 可得大气动量守恒方程(刘式适和刘式达, 1991):

$$\frac{dV}{dt} = g_a + G + F + C + F_c, \quad (9)$$

其中等式左侧为单位质量空气微团的相对加速度, V 为风速矢量; 等式右侧为该空气微团所受的作用力, g_a 为地心引力, G 为气压梯度力, F 为分子黏性力, C 为地转偏向力, F_c 为惯性离心力. 在空气做大规模水平运动时, 主要起作用的为气压梯度力和地转偏向力, 该式可简化为

$$\begin{cases} \frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial S_p}{\partial \lambda} + 2v\omega \sin \phi, \\ \frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial S_p}{\partial \phi} + 2u\omega \sin \phi, \end{cases} \quad (10)$$

式中, u 和 v 为经向和纬向风; ρ 为空气密度, 值为 1.29kg m^{-3} ; $\frac{\partial S_p}{\partial \lambda}$ 为气压梯度, 单位取 hPa/赤道度 ; 1hPa/赤道度

的气压梯度作用可引起单位质量空气微团做加速度为 $7 \times 10^{-4} \text{m s}^{-2}$ 的运动; $2v\omega \sin \phi$ 和 $2u\omega \sin \phi$ 为地转偏向力对应的变量, 仅改变速度方向而不改变速度大小.

计算出风场变化后, 可进一步计算对应水汽通量场和水汽散度的变化. 基于海表面风场数据近似计算近海面水汽通量场 Q 的过程如下:

$$Q = \frac{1}{g} \int_{A_{ps}}^{A_{pt}} V q dA_p, \quad (11)$$

式中, q 为比湿, A_p 为气压, A_{pt} 为气压上界, 取 900hPa , A_{ps} 为气压下界, 取 1000hPa , g 为重力加速度. 当 V 单位为 m s^{-1} 、 g 取值同(7)时, Q 单位为 $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$. 利用式(11)计算出来的水汽通量在纬向和经向的分量, 可用中央差分的算法计算水汽通量散度 ∇Q (Bluestein, 1992):

$$\nabla Q = \frac{\partial Q_v}{\partial \alpha} + \frac{\partial Q_u}{\partial \beta} - \frac{Q_v}{R_e} \times \tan \phi, \quad (12)$$

式中, ∂ 表示偏导数, Q_u 表示纬向水汽通量, Q_v 表示经向水汽通量, α 和 β 表示对应的经向和纬向距离. 当 Q 单位同公式(11), α 和 β 单位取 m , ∇Q 单位为 $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

基于此推演过程, 可对极移引起的全球水汽散度变化进行定量计算, 并计算极移对应的水汽散度和流域降水和陆地水储量的滞后相关关系.

2.3 研究流域

本研究挑选的主要流域的流域面积均大于 10^6km^2 (图1), 分别是叶尼塞河、麦肯齐河、伏尔加河、萨斯喀彻温-尼尔森河、黑龙江、圣劳伦斯河、密西西比河、印度河、长江、恒河-雅鲁藏布江、尼罗河、尼日尔河、刚果河、亚马孙河、赞比西河、巴拉那、达令河、勒拿河、乍得和鄂毕河. 此外, 在极移变形力影响水文变化的研究中, 还加入珠江、黄河流域数据进行结论支撑.

3 结果

3.1 水文变化与极移关系的特征

3.1.1 全球尺度的统计关系

图2展示了陆地降水、蒸发、径流和陆地水储量变化均值与极移 X 、 Y 和振幅分量的月序列随时间的演变. 结果显示所有序列均存在强烈周期性波动.

图1 挑选的全球主要流域

底图来自arcgis pro在线资料图库

图2 2002年4月至2016年12月期间陆地降水(P)、蒸发(E)、径流(R)均值、陆地水储量(TWS)距平值和极移 X 、 Y 分量的月序列随时间的演变

表1统计了2002年4月至2016年12月期间陆地降水、蒸发、径流均值、陆地水储量距平值和极移 X 、 Y 分量在月尺度和年际尺度的趋势、相关、突变分析结果. 仅有极移 X 分量和陆地水储量的趋势通过的趋势显著性检测(显著性水平为0.05), 其中极移 X 分量的趋势为 0.36mas mon^{-1} , 陆地水储量的趋势为 -0.39mm mon^{-1} . 去除趋势后, 水文和极移月序列之间显著相关(显著性水平达0.05). 强相关的原因可能是所有序列都存在显著的周期性波动(季节变化). 年际尺度的结果则显示水文要素和极移序列之间的相关性减弱, 仅蒸发、径流和陆地水储量与极移 X 分量显著相关. 年际趋势显著性检测结果和月序列一致, 仅极移 X 分量和陆地水储量存在显著趋势. 突变分析的结果显示, 除蒸发外, 水文和极移各序列均在2005年和2011年左右发生突变.

3.1.2 流域尺度的统计关系

表2为流域降水、蒸发、径流和陆地水储量变化和极移月序列的趋势、相关和突变分析结果. 部分流域呈显著趋势变化. 相关分析结果显示20条河流的降水、蒸发、径流大多与极移显著相关, 但相关关系随地理位置变化, 尤其是随纬度变化. 如流域水储量变化与极移 X 分量的相关关系在 15°N 左右(尼日尔河流域)达到最大正相关关系后向南北两侧降低, 在 60°N 左右(麦肯齐河流域)达到最大负相关关系. 流域水储量变化与极移 Y 分量的相关关系则在 10°N 左右(乍得流域)达到最大负相关关系后向南北两侧升高, 至 8°S 和 30°N 左右(亚马孙河流域和印度河流域)达到最大正相关关系后下降. 此外, 部分流域水文要素也在2005年和

2011年左右发生突变. 各流域中, 乍得流域、赞比西河流域、亚马孙河流域、巴拉那河流域、长江流域、密西西比河流域、刚果河流域、尼日尔河流域和麦肯齐河流域可能与极移关系密切.

3.2 区域水文变化对极移的激发作用

3.2.1 区域水文变化对极移的激发特征

上述流域至全球尺度的水文变化与极移之间的统计关系或可通过水文变化, 尤其是水质变化——即陆地水储量变化对极移的激发作用进行物理机制上的解释. 已有研究显示, 陆地水储量变化对年际至年代际极移的激发作用显著, 可显著改变轴漂移(长期极移)的方向和速率, 如Chen等(2013)研究发现2005年左右格陵兰岛冰川的加速消融激发极轴向东漂移, Adhikari和Ivins(2016)提出2011年左右全球陆地水储量变化空间分布格局的改变很可能造成年代际极移改变, 以及Deng等(2021)研究发现20世纪90年代轴漂移方向和速率突变的主要原因为全球冰川加速消融和地下水过度开采等造成的陆地水储量变化. 图3描绘了2002年4月至2020年6月期间区域至全球陆地水储量变化对轴漂移的激发方向和量级. 其中对轴漂移激发作用较大的区域为格陵兰岛、南极洲、阿拉斯加、高加索和中东地区、印度北部等, 与Deng等(2021)的结果一致. 显著激发轴漂移的区域大多位于中纬度地区, 这与已有研究揭示的规律——同等量级的水储量变化时, 中纬度区域水储量变化对极移振幅的激发作用最大一致. 其次, 部分区域处于高纬地区, 因此当区域水储量变化非常显著时, 哪怕位于单位变化激发作用较弱的高纬度地区, 也会产生了巨大的轴漂移推动力. 这些区域

表 1 2002年4月至2016年12月期间陆地降水、蒸发、径流均值、陆地水储量距平值和极移 X 、 Y 分量的趋势、相关、突变分析结果^{a)}

	月序列				年序列			
	趋势(mon^{-1})	与 X 相关	与 Y 相关	BFAST突变	趋势(mon^{-1})	与 X 相关	与 Y 相关	M-K突变
降水	—	0.50**	0.37**	—	—	0.12	-0.36	2005
蒸发	—	-0.35**	-0.64**	—	—	-0.52*	0.21	—
径流	—	0.08	0.63**	2007-07	—	0.57*	-0.29	2005
陆地水储量	-0.39mm**	-0.55**	0.30**	2010-09	-4.62mm**	-0.44*	-0.20	—
X	0.36mas*	—	0.03	—	2.93mas*	—	0.04	2012
Y	—	0.03	—	—	—	0.04	—	2005

a) **表示0.01显著性水平, *表示0.05; —表示未检测到趋势

表 2 流域降水、蒸发、径流和陆地水储量变化和极移X、Y分量月序列的趋势、相关、M-K突变分析结果^{a)}

流域	降水				蒸发				径流				陆地水储量			
	趋势		相关		突变		趋势		相关		趋势		相关		趋势	
	X	Y	X	Y	X	Y	X	Y	X	Y	X	Y	X	Y	X	Y
叶尼塞河	-	0.54	0.37	-	-	-0.58	-	0.17	0.49	2004	-	-0.59	0.20	2004	-	2004
麦肯齐河	-	0.52	0.27	2005	-	-0.57	-	0.21	0.47	2012	-	-0.64	0.20	-	-	-
伏尔加河	-	0.37	0.19	-	-	-0.68	2008	-0.22	0.50	2007	-	-0.65	0.15	2009	-	2009
萨斯喀彻温-纳尔逊河	-	0.35	0.53	2010	-	-0.61	2010	0.17	0.47	-	-	-0.18	0.23	2008	-	2008
黑龙江	-	0.44	0.50	-	-	-0.62	-	0.43	0.25	-	-	-0.11	0.01	-	-	-
圣劳伦斯河	-	0.35	0.43	2012	-	-0.53	-	-0.31	0.43	-	-	-0.31	0.22	-	-	-
密西西比河	-	0.14	0.46	-	-	-0.71	-	-0.37	0.30	-	-	-0.49	0.24	2011	-	2011
印度河	正	0.23	0.30	2005	-	-0.43	2005	0.23	0.60	2008	-	-0.14	0.39	-	-	-
长江	-	0.25	0.66	-	-	-0.62	2005	0.24	0.59	2002	-	0.60	0.27	2013	-	2013
恒河-雅鲁藏布江	-	0.45	0.49	2003	-	-0.36	2007	0.55	0.44	2002	-	0.47	-0.10	-	-	-
尼罗河	-	0.48	0.42	-	-	-0.32	-	0.44	-0.11	2005	-	0.51	-0.12	2013	-	2013
尼日尔河	-	0.54	0.47	-	-	-0.25	2002	0.72	0.19	-	-	0.69	-0.30	-	-	-
刚果河	-	-0.14	-0.53	-	-	0.32	-	-0.42	-0.43	-	-	-0.35	-0.15	2003	-	2003
亚马孙河	-	-0.65	-0.28	2002	-	0.65	2003	-0.67	0.13	2012	-	-0.43	0.49	2006	-	2006
赞比西河	-	-0.49	-0.49	-	-	0.40	2002	-0.67	-0.11	2003	-	-0.54	0.26	2005	-	2005
巴拉那河	正	-0.41	-0.55	2011	-	0.63	2003	-0.51	-0.23	2005	-	-0.33	0.29	-	-	-
墨累-达令河	正	0.06	-0.13	2006	-	0.52	2006	0.16	-0.27	-	-	0.30	0.01	2010	-	2010
乍得	-	0.55	0.42	-	-	-0.28	-	0.68	-0.07	2007	-	0.62	-0.36	2012	-	2012
勒拿河	负	0.53	0.43	2004	-	-0.58	2005	0.23	0.43	2011	-	-0.57	0.21	-	-	-
鄂毕河	-	0.51	0.41	-	-	-0.65	-	0.09	0.52	2009	-	-0.51	0.26	2002	-	2002

a) 达到0.05显著性水平的相关系数为-0.15/0.14, -表示未检测到显著性趋势

图3 2002年4月至2020年6月北半球(a)和南半球(b)实际区域水储量变化(颜色)对极移的激发方向(箭头)

实线箭头表示区域水储量变化激发的极移方向, 虚线箭头分别表示水文、大气、海洋和固体地球(GIA)激发的极移方向以及观测极移方向, 箭头长度表示激发大小

多为冰川地区(Zemp等, 2019)和地下水消耗严重的区域(Zavialov等, 2003; Rodell等, 2009; Voss等, 2013), 要么由全球变暖主导, 要么由人类过度开采控制。区域水储量实际变化对轴漂移的激发, 从物理机制上展现了极移和气候变化或人类活动的联系。此外, 水文激发与GIA激发之和与观测轴漂移相似(图3), 量级差异约为 0.91 mas a^{-1} , 方向差异约为 9° 。研究时间段内的轴漂移方向的主要激发源为全球陆地水储量变化和GIA, 海洋和大气对轴漂移的贡献则微小。

图4进一步分解了区域水储量实际变化对轴漂移的激发在两分量上的表现, 发现区域水储量变化对极移两分量的激发特征不同。对极移 χ_1 分量具有显著激发作用的地区有中东地区、华北平原、澳大利亚、格陵兰岛、阿拉斯加地区、南美洲南部和南极沿海地区。对极移 χ_2 分量具有显著激发作用的地区有欧亚大陆中纬和低纬地区、澳大利亚、北美洲、格陵兰岛、南美洲中部、南部和南极沿海。对极移 χ_1 分量具有显著激发作用的地区更靠近 χ_1 分量所在经度圈(0° 和 180°), 而对极移 χ_2 分量具有显著激发作用的地区更靠近 χ_2 分量所在经度圈(90°E 和 90°W)。

基于图3可发现区域水储量变化对极移的激发方向和所在经圈有关。为了总结各经度水储量变化激发极移随时间的演变特征, 图5首先展示了2002年4月至

2020年6月期间区域水储量变化对极移的激发作用(图5a), 最后对同一经度线上的所有数值进行求和, 并查看其随时间的演变(图5b)。图5结果展示区域激发主要来自西经地区, 且部分区域水储量激发在2011~2012年左右发生改变, 从机制上证实了极移在2011~2012年左右的显著变化与陆地水文干湿趋势的全球分布变化有关的观点(Adhikari和Ivins, 2016)。此外, 图5也展示了格陵兰岛所在的经度的区域水储量激发于2004~2005年左右发生改变。Chen等(2013)曾发现2005年左右格陵兰岛冰川加速消融是极轴的漂移方向由 70°W 向东转折的原因, 结合本文发现的规律可进行具体解释, 当位于 20°W ~ 60°W 的格陵兰岛陆地水储量减少, 将推动极轴朝 20°W ~ 60°W 方向(70°W 的东向)漂移。

3.2.2 流域水文变化对极移的激发作用

表3展示了2002年4月至2020年6月流域水文激发和观测剩余激发在两个分量上的对比结果。各流域对极移 χ_1 或 χ_2 分量的激发特征不同。大部分流域的水文激发都与观测剩余激发显著相关。相关关系最强的河流域为恒河-雅鲁藏布江流域。就方差贡献率而言, 平均贡献量级约为0.05%, 其中对 χ_1 分量贡献最大的流域为亚马孙河流域(0.04%), 对 χ_2 分量贡献最大的流域为恒河-雅鲁藏布江流域(0.33%)。流域水文对极移 χ_2 分

图4 2002年4月至2020年6月期间实际区域水储量变化对极移 χ_1 和 χ_2 分量的激发

图5 2002年4月至2020年6月实际区域水储量变化激发轴漂移方向和量级的均值全球分布(a)及其经向平均随时间的变化(b)
数值代表激发量级, 正负表示激发方向, 激发方向与区域所在经度一致为正, 相反为负

量的方差贡献(0.1%)普遍比 χ_1 分量(0.01%)大一个数量级。20条河流流域一共贡献了 χ_1 分量0.22%和 χ_2 分量1.68%的方差变化。就趋势贡献而言, 平均贡献量级约为0.63%, 比方差贡献大一个量级, 其中对 χ_1 分量贡献最大的流域为尼日尔河流域(-0.68%), 对 χ_2 分量趋势贡献最大的流域为恒河-雅鲁藏布江流域(5.18%)。流域水文对极移 χ_2 分量的趋势贡献(1%)也普遍比 χ_1 分量(0.1%)大一个数量级。在相互叠加作用下, 20条河流流

域一共仅贡献了 χ_1 分量0.30%和 χ_2 分量7.99%的趋势变化。流域水储量变化对 χ_1 分量的激发不如对 χ_2 分量的激发显著, 且与极移 χ_1 分量激发关系更密切的流域(如尼日尔河流域)多分布在 X 分量方向附近的中纬度地区, 与极移 χ_2 分量激发关系更密切的流域(如恒河-雅鲁藏布江流域)多分布在 Y 分量方向附近的中纬度地区。这些现象和区域水文激发特征有关: 极移 χ_1 分量对其方向上(0°和180°经圈)的中纬区域水储量变化最为敏感,

表 3 流域水文激发对观测剩余激发的贡献^{a)}

流域	相关		方差贡献率		趋势贡献率	
	与X	与Y	对X	对Y	对X	对Y
叶尼塞河	-0.02	-0.27	0%	0.08%	-0.01%	0.10%
麦肯齐河	-0.5	-0.28	0.01%	0.04%	-0.50%	-1.78%
伏尔加河	0.27	-0.02	0.02%	0.05%	0.48%	0.91%
萨斯喀彻温-纳尔逊河	0.48	0.52	0%	0.03%	0.16%	0.92%
黑龙江	0.14	-0.04	0.01%	0.02%	0.11%	-0.16%
圣劳伦斯河	-0.5	0.62	0%	0.07%	-0.14%	2.16%
密西西比河	0.4	0.5	0%	0.31%	0.12%	2.26%
印度河	0.4	0.47	0%	0.02%	0.19%	1.33%
长江	0.36	0	0%	0.06%	0.21%	-1.22%
恒河-雅鲁藏布江	0.71	0.79	0%	0.33%	0.35%	5.18%
尼罗河	-0.03	0.26	0.01%	0%	-0.10%	-0.16%
尼日尔河	-0.3	-0.19	0.02%	0%	-0.68%	-0.06%
刚果河	0.16	0.39	0.03%	0.01%	0.10%	0.10%
亚马孙河	0.12	-0.33	0.04%	0.28%	0.03%	-0.21%
赞比西河	0.22	0.33	0.03%	0.02%	0.17%	0.06%
巴拉那河	0.37	-0.52	0.02%	0.10%	0.55%	-1.89%
墨累-达令河	-0.3	0.26	0.01%	0.01%	-0.25%	0.31%
乍得	-0.16	0.2	0%	0%	-0.20%	-0.09%
勒拿河	-0.22	0.02	0.01%	0.05%	-0.24%	0.89%
鄂毕河	-0.09	-0.32	0.01%	0.20%	-0.05%	-0.66%

a) 达到0.05显著性水平的相关系数为-0.13/0.13

极移 χ_2 分量对其方向上(90°E和90°W经圈)的中纬度区域水储量变化最为敏感. 大部分流域多分布在90°E和90°W经圈附近, 因此总体上流域激发对 χ_2 分量的贡献更大.

3.3 极移变化对水文相关变量的影响

3.3.1 极移变化引起的极移变形力位势、海平面气压、水汽通量和水汽散度的相应变化的空间分布

水文变化激发极移是水文要素对极移的单向作用. 我们进一步探索极移变形力引起的水汽通量的变化.

根据极移变形力计算公式(5)和(6), 当地球自转角速度、地球平均半径取常数项时, 极移变形力和极移两分量呈线性关系, 系数随经纬度变化. 在某一时刻极移固定时, 纬度决定极移变形力可达到的振幅极值, 经度决定极移两个分量对极移变形力的贡献度. 极移变形力的径向、纬向、经向分量分别可在南北纬

45°、赤道地区、极地或赤道地区达到极值. 在东西经90°, X分量大小决定纬向分量大小, Y分量大小决定经向和径向分量大小; 在0°和180°经线, X分量大小决定经向和径向分量大小, Y分量大小决定纬向分量大小. 当极移量级为1 mas时, 极移变形力极值约为 1.6×10^{-10} N. 极移周期性摆动(周年摆动和钱德勒摆动)振幅约为443 mas、1900~2020年累积轴漂移约为255 mas、2002~2020年期间累积轴漂移约为66 mas, 这些变化对应的极移变形力变化分别为 6.8×10^{-8} 、 5.9×10^{-8} 、 1.1×10^{-8} N. 极移周期性摆动引起的极移变形力作用时间(12~14个月)最短、振幅量级最大. 轴漂移的作用固定, 其累积振幅量级与周期性摆动引起的振幅量级相当.

图6a~6c所示的2002年4月至2020年6月极移变化范围、均值和趋势引起的极移变形力位势的变化. 极移周期性摆动产生的势能最大, 在所有中纬度地区均可达 $0.2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$; 1900~2020年累积轴漂移产生的势能

图6 2002年4月至2020年6月期间极移周期性摆动、均值和趋势引起的极移变形力位势(W_p)(a)~(c)、海平面高度(H_p)(d)~(f)海平面气压(颜色)和风场(箭头)(g)~(i)相应水汽通量(箭头)和水汽散度(颜色)的相应变化(j)~(l)的空间分布

次之, 仅在(77°W, 45°N)、(77°W, 45°S)、(103°E, 45°W)、(103°E, 45°S)附近区域约为 $0.2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$; 2002~2020期间累积轴漂移产生的势能则小1个数量级. 基于平衡潮理论, 海平面高度与极移变形力位势为线性关系. 地极偏移1mas时, 对应的海平面高度变化为0.04mm. 因此极移周期性摆动、1900~2020年累积轴漂移、2002~2020年期间累积轴漂移分别对应的海平面高度变化为18、10和3mm(图6d~6f). 位于0°经线的格点结果仅取决于X分量; 位于90°W经线的格点结果仅取决于Y分量; 同经度但纬度相差90°或同纬度但经度相差180°的两个格点结果大小相等, 方向相反. 基于海平面高度-海平面气压经验公式得到的极移引起的海平面气压变化如图6g~6i所示, 此外, 还展示了基于此估算的气压梯度力协同地转偏向力产生的风场的变化. 值得注意的是, 对于图6g所展示的极移周期性摆动引起的海平面气压变化, 本文仅选取前半个周期(前6~7个月)的累积变化, 若选取后6~7个月的变化则完全相反. 地极偏移1mas时, 对应的气压距平为0.01hPa. 因此极移周期性摆动、1900~2020年累积轴漂移、

2002~2020年期间累积轴漂移分别对应的气压距平极值约为6、3和1hPa. 海面风场变化则是由相邻区域的气压距平值之差产生的梯度力推动的, 因此和气压距平值分布不同的是, 梯度力最大的区域并不位于中纬度而是主要分布在赤道和极地地区, 加上地转偏向力的作用, 极移所推动的风场变化在极地最为显著. 就风场变化方向而言, 因为极地地区地转偏向力作用较大, 其风矢量的变化方向纬向分量显著, 而赤道地区则主要以经向分量变化为主. 极移周期性摆动、1900~2020年累积轴漂移、2002~2020年期间累积轴漂移导致的气压梯度极值分别为0.19hPa/赤道度、0.16hPa/赤道度、0.04hPa/赤道度, 这些气压梯度力加上地转偏向力可分别产生 6.6×10^{-5} 、 5.7×10^{-5} 、 $1.5 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-2}$ 的加速度. 最后将图6g~6i展示的海平面风场变化近似为近海面风场变化(900~1000hPa), 再乘以各区域的平均比湿度可得到图6j~6l展示的近海面水汽通量变化和水汽散度变化. 在北半球, 1900~2020年的累积轴漂移引起的强水汽辐散区为0°经线向西至180°经线内的中低纬地区、强水汽辐合区则为0°经线

向东至180°经线内的中低纬地区; 2002~2020年累积轴漂移引起的强水汽辐散区为90°W向东至90°E内的中低纬度地区、强水汽辐散区为90°W向西至90°E内的中低纬度地区. 南半球反之. 极移周期性摆动产生的水汽散度空间分布和1900至今累积轴漂移的空间分布类似, 可正可负. 极移周期性摆动、1900~2020年累积轴漂移、2002~2020年累积轴漂移导致的水汽散度变化极值分别为 3.11×10^{-9} 、 2.83×10^{-9} 、 $6.25 \times 10^{-10} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

3.3.2 极移变化引起的水汽通量变化和位于浅海和内陆沿岸区流域的降水和陆地水储量的滞后相关关系

如图7所示, 浅海和内陆沿岸区的水汽通量和极移的相关相对更显著, 所以我们选取位于该区域的典型流域进行进一步分析.

因为采用滑动平均方法会去除各序列12个月(周年周期)和14个月(钱德勒周期)的周期分量, 图8仅对比研究时段内2003年6月至2016年2月期间(153个月)轴漂移引起的以长江、珠江、亚马孙河、黄河流域为中心的(± 5)度的经纬度矩形框内的平均海平面高度、水汽散度变化和流域观测降水、陆地水储量变化的变化. 结果显示, 长江、珠江流域二者相关关系更显著. 在长江流域, 极移引起的流域周围海域的海平面高度、水汽散度变化和流域内观测降水的相关系数为0.73、-0.53, 和流域内观测陆地水储量变化的相关系数分别为0.90、-0.88(0.05显著性水平为-0.17/0.15). 去除趋势后, 相关系数依次变为0.59、0.19和0.46、

0.08, 关系减弱; 滞后相关分析显示极移引起的海平面高度变化超前6个月时与观测降水相关关系最强, 为0.68、超前4个月时与观测陆地水储量相关关系最强, 为0.47; 极移引起的水汽散度变化超前14个月时与观测降水、陆地水储量的相关系数最显著, 相关系数为-0.47和-0.48. 相似的现象也发生在邻近的珠江流域. 在珠江流域, 极移引起的流域周围海域的海平面高度、水汽散度变化和流域内观测降水的相关系数为0.73、-0.66, 和流域内观测陆地水储量变化的相关系数为0.86、-0.76. 去除趋势后, 相关系数依次变为0.29、0.25和0.56、0.15, 关系减弱, 当极移引起的海平面高度变化提前6个月时与观测降水相关关系最强, 为0.32、提前7个月时与观测陆地水储量相关关系最强, 为0.61, 当极移引起的水汽散度变化提前16个月时与观测降水的相关系数最大, 为-0.27、提前17个月时与观测陆地水储量的相关系数最大, 为-0.35. 相对而言, 极移变化引起的亚马孙流域周围海域的海平面高度、水汽散度变化和亚马孙流域内观测降水的相关弱一些(图8c), 分别为-0.38、0.27, 其流域内观测陆地水储量变化的相关系数分别为0.20、-0.38.

4 讨论

4.1 极移和陆地水储量变化

Deng等(2021)已指出全球陆地水储量变化几乎完全解释了极移中除去大气、海洋、固体地球激发外的剩余部分(约20%). 但仅20%的贡献量无法解释陆地水储量和极移X分量之间呈显著负相关、陆地水储量和

图7 2002年4月至2020年6月极移引起的海平面高度变化和实际水汽通量变化之间的相关矢量空间分布

图中颜色表示的是相关矢量的模的大小, 箭头表示相关矢量的方向, 向东、向北为正

图8 2003年6月至2016年2月轴漂移引起的长江(a)、珠江(b)、亚马孙河(c)、黄河(d)流域周围海平面高度(H_p)、水汽散度(PMD)变化和去除周年周期和钱德勒周期后流域观测降水(P)、陆地水储量(TWS)变化对比图

极移Y分量之间呈显著正相关的统计结果. 本文进一步调查了2002年4月至2020年6月期间大气、海洋、GIA和陆地水储量对轴漂移的激发作用, 结果显示陆地水储量变化单和GIA就推动大部分轴漂移, 且研究期间全球陆地水储量的显著减少, 显著推动了推动极移X分量朝其正向移动(χ_1 分量的正向)、Y分量朝其负向移动(χ_2 分量的正向), 从机制上进一步解释了陆地水储量和极移之间的统计关系. 此外, 区域水储量变化对极移的激发作用同样显著, 尤其是冰川消融和地下水枯竭地区, 可改变轴漂移的方向. 鉴于极移具有上百年高精度的观测数据, 基于陆地水储量变化对极移的激发特征, 极移有望应用于研究近百年气候变化和人类活动影响下的陆地水储量时空演变.

4.2 地震和地幔对流对极移激发结果的影响

本研究仅考虑了大气的运动项(风)和质量项(大气压)、海洋的运动项(洋流)和质量项(洋底压力)、水文的质量项(陆地水储量)和固体地球的主要贡献项(GIA)对极移的激发作用. 拟合结果与观测结果的量级

差异约为 0.91 mas a^{-1} , 方向差异约为 9° (图3). 地震和地幔对流或可有效弥补这部分差异: 如Xu和Chao(2019)研究发现1952~2018年期间多场地震累积导致的轴漂移速率为 0.75 mas a^{-1} , 但方向相反; Adhikari等(2018)的研究也指出地幔对流可以有效补充解释陆地水储量和GIA无法解释的轴漂移.

4.3 极移对水文变化的影响探讨的不确定性分析和展望

从极移变形力位势对应的能量上看, 研究时期内极移产生的地表单位最大位能为8120尔格, 发生在2002年4月的(78°W , 45°N)、(78°W , 45°S)、(102°E , 45°N)和(102°E , 45°S)四点, 和彭公炳和陆巍(1981)等基于1981年前77年的计算结果(8232尔格)相当, 大大超过单位质量大气的动能(170尔格), 值得引起重视. 本文通过平衡潮理论和简化后的大气动力学方程估算了极移引起的海平面高度变化以及随之而来的气压梯度和水汽传输变化, 得到该能量引起的水汽散度变化量级为 $10^{-9} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. 平衡潮基于海底平坦、海水完

全覆盖地球, 且不受惯性、地转偏向力、摩擦力作用的假设, 若考虑实际, 结果往往倍增. 如Medvedev等(2014)的研究结果显示, 波罗的海的极潮观测值可达70mm, 约为相应区域基于平衡潮理论计算结果的5~8倍. 若粗略按此比例估算实测数据和理论估算之间的差异, 极移导致的水汽散度变化极值或可由 $10^{-9}\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$ 增至 $10^{-8}\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$. 此外, 本文仅考虑了极移扰动地球离心力场产生的平衡潮, 并依此计算了相应引起的气压、风场、水汽散度的变化. 水汽散度仅能表示区域间水汽交换产生的可降水变化量(多形成暴雨), 极移对于区域内降水(尤其是中小雨)形成的影响尚未可知.

值得一提的是, 比起以往研究中发现极移与河川径流之间直接存在的统计关系, 本文进一步探讨了在长江流域和珠江流域, 极移引起的水汽散度变化和流域观测降水和水储量变化之间的关系, 发现二者在去除趋势后仍相关显著, 且前者比后者超前4~14个月, 这预示着极移影响水文变化存在可能. 一方面, 长江流域附近具有天文潮放大效应——如著名的钱塘江大潮. 若能结合长江流域附近的长期海平面高度变化数据, 类似Medvedev等(2014)的研究分离实际极潮振幅, 可进一步精确极移变形力在这些流域的作用量级. 另一方面, 流域水文与极移的密切联系也可能与气候事件的协同强迫有关. Melet等(2018)对1993~2015年期间陆地沿海海平面变化归因的研究结果显示, 气候变化、气象强迫、大地水准面、海洋热、盐和密度、天文因子等因子中, 虽亚马孙河口和长江口附近海域的海平面高度的年内变化受天文因子的影响最显著、趋势变化受固体地球变化(约 5mm a^{-1})的影响最显著, 但年际变化受气候事件(南半球环状模、厄尔尼诺和南太平洋年际涛动等)的影响最显著. Serykh和Sonechkin(2016)曾指出极移可能激发近地面的厄尔尼诺现象, 这可能是极移及其引起的海平面变化和长江流域和亚马孙河流域观测降水在年际尺度均呈现强相关的原因. 此外, 刘苏峡等(2018)基于1948~2011年的亚马孙河流域水汽、降水、径流、水储量变化等资料, 研究巨型流域水文变化与极移之间的联系, 首次提出流域水汽赤道辐合带位置是极移的最相关指标, 水文变化与极移之间的密切联系可以部分解释为水汽变化对极移的激发. 已有研究指出, 极移和厄尔尼诺、气温之间均存在密切联系(Sidorenkov, 2000; Huang等, 2016), 厄

尔尼诺和气温是影响赤道水汽辐合带(Inter-tropical Convergence Zone, ITCZ)南北移动的两大关键因子(Schneider等, 2014), 从而控制着许多流域的水文变化(Horel和Wallace, 1981; Ropelewski和Halpert, 1987; 李崇银, 1995; Utida等, 2019). 因此, 在极移变形力机制的基础上附加气候事件(如ITCZ南北移动)的影响或能更合理解释统计关系和量级差异, 这有待进一步研究.

5 结论

本文从多尺度探讨极移与水文要素的关系, 发现2002年4月至2020年6月期间陆地降水、蒸发、径流和水储量与极移在年内至年际、流域至全球尺度上关系密切, 如存在显著相关和共同突变. 水文要素与极移存在显著相关的主要因为两者共同存在的显著周年周期. 在年际尺度, 相关性减弱, 两者之间的统计关系主要体现在存在显著趋势和共同突变(2005和2011年). 统计关系可部分通过水文对极移的激发和极移对水文的反馈作用进行解释. 一方面, 陆地水的质量再分配对极移的激发作用显著. 全球陆地水储量逐年损失约4.68mm, 对极移沿格林尼治子午线的漂移分量(年漂移速率约4.32mas)贡献显著(图3). 区域水储量激发的显著变化(图5)对极移2005和2012年左右的长趋势转折的贡献显著. 另一方面, 基于平衡潮理论, 极移通过扰动地球离心力场产生变形力所引起的海平面高度变化极值可达18mm, 对应的海平面气压距平值为6hPa、近地面风场加速度为 $6.6\times 10^{-5}\text{m s}^{-2}$ 、近地面水汽散度变化为 $3.11\times 10^{-9}\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$. 虽量级较小, 但基于流域尺度的研究发现部分流域如长江和珠江流域, 极移引起的水汽传输变化和实际降水、陆地水储量变化关系密切, 表现为去除趋势变化后相关关系仍显著, 且极移引起的变化提前于实际变化4~14个月. 本文尝试厘清极移和水文要素统计关系的时空特征, 探索极移和水文要素变化相互作用的可能物理途径, 对在气候变化和人类活动背景下结合极移进一步了解长期水文变化具有重要意义.

参考文献

程国栋, 李新. 2015. 流域科学及其集成研究方法. 中国科学: 地球科学, 45: 811–819

- 符淦斌, 王强. 1992. 气候突变的定义和检测方法. *大气科学*, 16: 482–493
- 李崇银. 1995. 气候动力学引论. 北京: 气象出版社
- 刘式适, 刘式达. 1991. 大气动力学(上册). 北京: 北京大学出版社
- 刘苏峡, 邓珊珊, 莫兴国, 闫昊明. 2018. 巨型流域水质变化指标与极移变化的联系. *中国科学: 地球科学*, 48: 899–911
- 刘苏峡, 王盛, 王月玲, 李明新, 黄玫, 彭公炳, 肖子牛. 2014. 地极移动与河川径流的关系研究. *气象科技进展*, 4: 6–12
- 彭公炳, 陆巍. 1981. 气压场和大气活动中心对地极移动的若干响应. *地理学报*, 36: 59–69
- 彭公炳, 陆巍, 殷延珍. 1980. 地极移动与气候的几个问题. *大气科学*, 4: 369–378
- 王志文, 王潜心, 丁跃群, 张军杰, 刘石双. 2017. 一种改正LS+AR模型提高短期极移预报精度的方法. *天文学报*, 58: 67–77
- 魏凤英. 2007. 现代气候统计诊断与预测技术. 北京: 气象出版社
- Adhikari S, Caron L, Steinberger B, Reager J T, Kjeldsen K K, Marzeion B, Larour E, Ivins E R. 2018. What drives 20th century polar motion? *Earth Planet Sci Lett*, 502: 126–132
- Adhikari S, Ivins E R. 2016. Climate-driven polar motion: 2003–2015. *Sci Adv*, 2: e1501693
- Allen M, Babiker M, Chen Y, Coninck H D, Connors S, Diemen R V, Dube O P, Ebi K, Engelbrecht F, Ferrat M, Ford J, Forster P, Fuss S, Guillen T, Harold J, Hoegh-Guldberg O, Hourcade J C, Huppmann D, Jacob D, Jiang K, Johansen T G, Kainuma M, Kleijne K D, Kriegler E, Ley D, Liverman D, Mahowald N, Masson-Delmotte V, Matthews R, Melcher R, Millar R, Mintenbeck K, Morelli A, Moufouma-Okia W, Mundaca L, Nicolai M, Okereke C, Pathak M, Payne A, Pidcock R, Pirani A, Poloczanska E, Pörtner H O, Revi A, Riahi K, Roberts D C, Rogelj J, Roy J, Seneviratne S, Shukla P R, Skea J, Slade R, Shindell D, Singh C, Solecki W, Steg L, Taylor M, Tschakert P, Waisman H, Warren R, Zhai P, Zickfeld K. 2018. Global Warming of 1.5°C: An IPCC special report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty. Incheon, Republic of Korea: IPCC
- Arnell N W, Gosling S N. 2016. The impacts of climate change on river flood risk at the global scale. *Clim Change*, 134: 387–401
- Bluestein H B. 1992. Synoptic-dynamic Meteorology in Midlatitudes. New York: Oxford University Press
- Chen J L, Wilson C R, Ries J C, Tapley B D. 2013. Rapid ice melting drives Earth's pole to the east. *Geophys Res Lett*, 40: 2625–2630
- Coumou D, Rahmstorf S. 2012. A decade of weather extremes. *Nat Clim Change*, 2: 491–496
- Deng S, Liu S, Mo X. 2020. Assessment of three common methods for estimating terrestrial water storage change with three reanalysis datasets. *J Clim*, 33: 511–525
- Deng S, Liu S, Mo X, Jiang L, Bauer-Gottwein P. 2021. Polar drift in the 1990s explained by terrestrial water storage changes. *Geophys Res Lett*, 48: e92114
- Desai S D. 2002. Observing the pole tide with satellite altimetry. *J Geophys Res*, 107: 3186
- Donat M G, Alexander L V, Yang H, Durre I, Vose R, Dunn R J H, Willett K M, Aguilar E, Brunet M, Caesar J, Hewitson B, Jack C, Klein Tank A M G, Kruger A C, Marengo J, Peterson T C, Renom M, Oria Rojas C, Rusticucci M, Salinger J, Elayah A S, Sekele S S, Srivastava A K, Trewin B, Villarroel C, Vincent L A, Zhai P, Zhang X, Kitching S. 2013. Updated analyses of temperature and precipitation extreme indices since the beginning of the twentieth century: The HadEX2 dataset. *J Geophys Res-Atmos*, 118: 2098–2118
- Gosling S N, Arnell N W. 2016. A global assessment of the impact of climate change on water scarcity. *Clim Change*, 134: 371–385
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, Hirahara S, Horányi A, Muñoz-Sabater J, Nicolas J, Peubey C, Radu R, Schepers D, Simmons A, Soci C, Abdalla S, Abellan X, Balsamo G, Bechtold P, Biavati G, Bidlot J, Bonavita M, Chiara G, Dahlgren P, Dee D, Diamantakis M, Dragani R, Flemming J, Forbes R, Fuentes M, Geer A, Haimberger L, Healy S, Hogan R J, Hólm E, Janisková M, Keeley S, Laloyaux P, Lopez P, Lupu C, Radnoti G, Rosnay P, Rozum I, Vamborg F, Villaume S, Thépaut J N. 2020. The ERA5 global reanalysis. *Q J R Meteorol Soc*, 146: 1999–2049
- Horel J D, Wallace J M. 1981. Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the southern oscillation. *Mon Weather Rev*, 109: 813–829
- Huang M, Zhu L, Gong H, Shao Y. 2016. Close correlation between global air temperature change and polar motion during 1962–2013. *J Geophys Res-Atmos*, 121: 11,248–11,263
- Haubrich R, Munk W. 1959. The pole tide. *J Geophys Res*, 64: 2373–2388
- King M A, Watson C S. 2014. Geodetic vertical velocities affected by recent rapid changes in polar motion. *Geophys J Int*, 199: 1161–1165
- Liu S, Deng S, Mo X, Yan H, Peng G. 2017. Preliminary study on the correspondence of turning points between global flood occurrences and polar motion. MODSIM2017, 22nd International Congress on Modelling and Simulation Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand. 1731–1737
- Liu S, Mo X, Zhao W, Naeimi V, Dai D, Shu C, Mao L. 2009. Temporal variation of soil moisture over the Wuding River basin assessed with an eco-hydrological model, *in-situ* observations and

- remote sensing. *Hydrol Earth Syst Sci*, 13: 1375–1398
- Medvedev I P, Rabinovich A B, Kulikov E A. 2014. Pole tide in the Baltic Sea. *Oceanology*, 54: 121–131
- Melet A, Meyssignac B, Almar R, Le Cozannet G. 2018. Under-estimated wave contribution to coastal sea-level rise. *Nat Clim Change*, 8: 234–239
- Meyrath T, van Dam T. 2016. A comparison of interannual hydrological polar motion excitation from GRACE and geodetic observations. *J Geodyn*, 99: 1–9
- Milly P C D, Wetherald R T, Dunne K A, Delworth T L. 2002. Increasing risk of great floods in a changing climate. *Nature*, 415: 514–517
- Min S K, Zhang X, Zwiers F W, Hegerl G C. 2011. Human contribution to more-intense precipitation extremes. *Nature*, 470: 378–381
- Najibi N, Devineni N. 2018. Recent trends in the frequency and duration of global floods. *Earth Syst Dynam*, 9: 757–783
- Rodell M, Famiglietti J S, Wiese D N, Reager J T, Beadoing H K, Landerer F W, Lo M H. 2018. Emerging trends in global freshwater availability. *Nature*, 557: 651–659
- Rodell M, Velicogna I, Famiglietti J S. 2009. Satellite-based estimates of groundwater depletion in India. *Nature*, 460: 999–1002
- Ropelewski C F, Halpert M S. 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon Weather Rev*, 115: 1606–1626
- Schneider T, Bischoff T, Haug G H. 2014. Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. *Nature*, 513: 45–53
- Serykh I V, Sonechkin D M. 2016. A confirmation of the oceanic pole tide influence on El Niño. *Curr Pediatr Rev SES*, 13: 44–52
- Shen Y, Guo J, Liu X, Kong Q, Guo L, Li W. 2018. Long-term prediction of polar motion using a combined SSA and ARMA model. *J Geod*, 92: 333–343
- Sidorenkov N S. 2000. Excitation of the Chandler wobble. *Int Astron Union Colloquium*, 178: 455–462
- Stocker T F, Qin D, Plattner G K, Tignor M, Allen S K, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley P M. 2014. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press
- Utida G, Cruz F W, Etourneau J, Bouloubassi I, Schefuß E, Vuille M, Novello V F, Prado L F, Sifeddine A, Klein V, Zular A, Viana J C C, Turcq B. 2019. Tropical South Atlantic influence on Northeastern Brazil precipitation and ITCZ displacement during the past 2300 years. *Sci Rep*, 9: 1698
- Vörösmarty C J, McIntyre P B, Gessner M O, Dudgeon D, Prusevich A, Green P, Glidden S, Bunn S E, Sullivan C A, Liermann C R, Davies P M. 2010. Global threats to human water security and river biodiversity. *Nature*, 467: 555–561
- Verbesselt J, Hyndman R, Newnham G, Culvenor D. 2010. Detecting trend and seasonal changes in satellite image time series. *Remote Sens Environ*, 114: 106–115
- Voss K A, Famiglietti J S, Lo M H, de Linage C, Rodell M, Swenson S C. 2013. Groundwater depletion in the Middle East from GRACE with implications for transboundary water management in the Tigris-Euphrates-Western Iran region. *Water Resour Res*, 49: 904–914
- Wahr J, Nerem R S, Bettadpur S V. 2015. The pole tide and its effect on GRACE time-variable gravity measurements: Implications for estimates of surface mass variations. *J Geophys Res-Solid Earth*, 120: 4597–4615
- Wang Q F, Wu J J, Lei T J, He B, Wu Z T, Liu M, Mo X Y, Geng G P, Li X H, Zhou H K, Liu D C. 2014. Temporal-spatial characteristics of severe drought events and their impact on agriculture on a global scale. *Quat Int*, 349: 10–21
- Watts L M, Laffan S W. 2014. Effectiveness of the BFAST algorithm for detecting vegetation response patterns in a semi-arid region. *Remote Sens Environ*, 154: 234–245
- Xu C Y, Chao B F. 2019. Seismic effects on the secular drift of the Earth's rotational pole. *J Geophys Res-Solid Earth*, 124: 6092–6100
- Zavialov P O, Kostianoy A G, Emelianov S V, Ni A A, Ishniyazov D, Khan V M, Kudyshekin T V. 2003. Hydrographic survey in the dying Aral Sea. *Geophys Res Lett*, 30: 1659
- Zemp M, Huss M, Thibert E, Eckert N, McNabb R, Huber J, Barandun M, Machguth H, Nussbaumer S U, Gärtner-Roer I, Thomson L, Paul F, Maussion F, Kutuzov S, Cogley J G. 2019. Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016. *Nature*, 568: 382–386

(责任编辑: 汤秋鸿)