

大气、海洋和地表水对地球自转季节变化的激发 ——数值模式结果和观测结果的比较*

闫昊明¹ 钟敏^{1,2} 朱耀仲¹

1. 中国科学院测量与地球物理研究所动力大地测量学重点实验室, 武汉 430077;

2. 中国科学院大气物理研究所 LASG, 北京 100029

摘要 采用国际大气模式比较计划(AMIP II)模式的大气和地表水数据, 结合美国麻省理工学院(MIT)的海洋环流模式, 探讨了大气、海洋和地表水对地球自转季节变化的激发. 通过分析 1985~1995年 AMIP II、美国环境预报中心(NCEP)和日本气象局(JMA)的大气角动量函数变化, 发现 90°E 方向的模拟要好于格林威治方向的结果, 采用 BP 算法的 AMIP II 大气相对角动量函数更接近 NCEP 基于四维同化观测分析数据的结果; 轴向大气激发函数与速率激发函数在量级上符合得最好, 说明在全球纬向风场的模拟上 AMIP II 模式比较成功; AMIP II 模式陆地水与观测陆地水之间存在差别. 海洋角动量函数变化在周年尺度上有效地弥补了测地激发函数与大气激发函数之间的差异.

关键词 国际大气模式比较计划 角动量函数 地球自转

近 100 年以来, 地球自转运动的观测技术历经了 3 个飞跃. 现代大地测量技术(甚长基线干涉 VLBI、人造地球卫星激光测距 SLR 和全球定位系统 GPS)的测量精度已达到亚厘米级, 时间间隔达到数小时. 在这种观测精度和分辨率下, 人们可以观测到地球内部及表层各种动力学效应对地球自转变化的影响, 这些动力效应反映了全球及局部的物质运动, 诸如大气和海洋、地表水循环等运动. 反过来, 地球自转的微小变化又成为研究各种地球动力学机制的主要约束依据. 除了潮汐的微小效应外, 大气、海洋、地表水等综合角动量与固体地球角动量守恒, 因此高精度的极移和日长变化可为大气、海洋环流模式模拟的角动量提供约束. 另一方面, 随着大气、海洋环流模式精度的不断提高, 观测资料与模式结果优势互补, 也有助于极移和日长季节变化激发的定量研究.

目前大气环流的角动量理论和数值分析已日趋成熟^[1, 2]. 20 世纪 90 年代, 海洋环流模式不断完善, 海洋角动量变化的数值分析亦成为现实^[3~5]. 由于缺乏充足的全球观测数据, 地表水时空分布的

精确估计一直是一个难于解决的问题, 因此全球地表水时空变化激发地球自转季节运动的研究结果差异甚大. Chao 认为水分布激发对极移的贡献很小^[6]; Kuehne 所估算的水分布激发约占大气正向激发的 10%^[7]; 雷小平利用全球 300 个气象台站的资料肯定了水分布激发对极移的贡献^[8].

尽管大气环流模式模拟的全球降水、表面蒸发和径流与观测值存在差异, 但大气环流模式比较计划第二阶段(AMIP II)的结果显示, 几乎所有的模式都能够模拟出大尺度大气环流的平均季节结构^[9], 而且全球尺度上均匀的空间覆盖特性也有利于地球自转变化的激发研究. 例如, Celaya 利用 90 余年 NCAR-CSM1 气候模式研究了大气、海洋和地表水对极移季节变化的贡献, 认为该研究结果较以前的类似研究改善了 17%^[10].

AMIP II 以观测的海洋表面温度和海冰分布月平均值作为边界条件, 模拟发生于大气与海洋和大气与陆地地面的各种气候动力学过程, 以期获得大气环流模式在季节和年际时间尺度上的模拟结果, 并对此与真

2001-11-30 收稿; 2002-01-31 收修稿

* 国家自然科学基金(批准号: 49904002, 40074004)和中国科学院动力大地测量学重点实验室基金资助

E-mail: yhm@asch.whigg.ac.cn

实气候情况进行系统的比较^[9], 用于全球气候变化的预测. 本文利用日本气象局参加 AMIP II 的大气数值模式(GSM9603)的输出结果, 计算了 1985~1995 年大气和陆地水角动量函数的变化, 并与全球同化资料计算的陆地水角动量函数的变化进行比较. 结合 Ponte 根据美国麻省理工学院(MIT)海洋数值模式(PSM)计算的同时期海洋角动量函数变化^[11], 讨论大气、海洋和地表水对地球自转季节变化的激发.

1 角动量函数及其测地意义

在惯量主轴为参考方向的地固参考系中, 地球(包括固体地球、大气、海洋和地表水各圈层)围绕固体地球质心旋转遵守 Euler 动力学方程^[1]:

$$\frac{d\mathbf{H}}{dt} + \boldsymbol{\omega} \times \mathbf{H} = \mathbf{L},$$

\mathbf{L} 为外力矩; $\mathbf{H} = \mathbf{I} \cdot \boldsymbol{\omega} + \mathbf{h}$ 为地球的绝对角动量, 其中 \mathbf{h} 为大气、海洋相对固体地球运动的相对角动量; \mathbf{I} 为地球的惯性张量, $\boldsymbol{\omega}$ 为固体地球的旋转角速度. 由于大气、海洋、地表水质量再分布和相对运动, 不仅地球围绕瞬时自转轴的旋转速率有变化, 而且瞬时自转轴围绕着固体地球形状极轴摆动. 定义 $\boldsymbol{\omega} = (\omega_1, \omega_2, \omega_3) = (m_1, m_2, 1 + m_3)\Omega$, 其中 Ω 为地球自转平均角速率, m_1, m_2 和 m_3 为无量纲小量. 考虑到地球的惯性张量相对于刚性地球存在微小扰动, Euler 动力学方程可变换为^[1]

$$m + \frac{i}{\sigma_0} \dot{m} = \boldsymbol{\chi} - \frac{i}{\Omega} \dot{\boldsymbol{\chi}},$$

$$\dot{m}_3 = -\dot{\boldsymbol{\chi}}_3,$$

其中 σ_0 为 Chandler 自由摆动圆频率, $\boldsymbol{\chi} = \chi_1 + i\chi_2 = \chi_{1,p} + \chi_{1,w} + i(\chi_{2,p} + \chi_{2,w})$, $\chi_3 = \chi_{3,p} + \chi_{3,w}$ 分别称为地球流体的赤道、轴向激发函数. 它包括大气、海洋和地表水质量的重新分布 χ_p (赤道分量)、 $\chi_{3,p}$ (轴向分量) 以及风和洋流的影响 χ_w (赤道分量)、 $\chi_{3,w}$ (轴向分量), 以上各分量的详细计算公式可参考文献[2].

$m = m_1 + im_2$ 表示地球自转极相对于形状极轴的运动, 简称极移. $m_3 = -\Delta\text{LOD}/\text{LOD}$ 表示地球自转速率的变化, 也代表日长的变化 ΔLOD . 近 20 年来, 由于空间大地测量技术的发展, 对地球自转参数

(LOD 和 m_1, m_2) 的测定精度已经分别好于 0.02 ms 和 0.2 mas, 时间分辨率已经达到 2 h. 因此 m_1, m_2 和 m_3 高精度地反映了固体地球的角动量变化, 成为全球地球流体角动量变化的有效约束之一.

2 结果与分析

2.1 数据和方法

日本气象局 AMIP II 模式的输出结果包括从 1979 ~ 1996 年月平均的海平面气压、1000 至 10 hPa 共 17 个标准气压层的大气风速以及位势高度, 全球总降水和表面水蒸发分布以及陆地径流参数, 经纬度分辨率为 2.5°. 计算大气角动量函数, 有两种垂直积分区域, 其一为 1000 hPa 到大气上界面 10 hPa, 简称 BP 方法; 其二为地形表面到 10 hPa, 简称 SP 方法^[2].

NCEP 的大气角动量函数采用大气再分析资料. 日本气象局(JMA)的大气角动量函数采用客观分析资料. 采样间隔均为 6 h. NCEP 采用 BP 方法, JMA 采用 SP 方法计算了大气相对角动量函数. 垂直区域的积分高度都达到大气上界面 10 hPa.

海洋角动量采用 Ponte 根据 MIT 海洋数值模式计算的结果^[11], 时间跨度为 1985 ~ 1995 年, 采样间隔为 5 d. 观测同化的全球降水及蒸发月均值(1985~1995 年)取自 Silva¹⁾等编辑的综合大气海洋数据集(comprehensive ocean-atmosphere data set, 简称 COADS), 其经纬度分辨率分别为 2.5°和 2.0°.

地球自转变化观测数据采用 Gross 综合 VLBI, SLR 和 GPS 观测的极移和日长变化(SPACE99)^[12], 时间跨度为 1976~1999 年, 采样间隔为 1 d, 日长变化已扣除了固体潮和海潮的影响(根据 Yoder 模型). 采用文献[13]中的公式 4(a)可将极移变化 m_1, m_2 转换到相应的固体地球赤道角动量函数 χ_1^G 和 χ_2^G (又称极移激发函数), 同样可以把观测的日长变化转换到相应的固体地球轴向角动量函数 χ_3^G (又称速率激发函数), 三者统称为测地激发函数.

为了方便比较, 以上序列归算为月均值, 时间跨度选为 1985 ~ 1995 年. 利用余弦为基底的最小二乘谐波拟合方法分别对此期间的 AMIP II, NCEP 和 JMA 的大气角动量以及海洋、地表水角动量变化求解周年变化和半年变化的振幅、相位以及标准偏差, 1 月 1 日为相位的起始历元.

1) Silva D, et al. Atlas of surface marine data 1994, Vol. 1: Algorithms and procedures, NOAA Atlas NECDIS, 1994, 6, 83

2.2 大气、地表水、海洋角动量函数

计算大气压力角动量函数时,海平面对于大气压变化的响应过程遵循两种假设.当局部海平面气压大于(或小于)整个海洋表面上的平均气压,每1 hPa的大气压变化将使海平面局部降低(或升高)约1 cm,称之为反变气压计响应(简称IB).反之,将海平面视为刚性表面,海平面大气压变化将直接作用在固体地球上,称之为非反变气压计响应(简称NIB).本文采用IB假设.

我们采用BP方法,对基于AMIP II模式计算的大气赤道角动量函数与同时段NCEP相应的大气分量进行了比较,发现90°E方向分量 χ_2 符合得非常好,因为大气对 χ_2 的贡献主要来自于大陆区域,而该区域大气分布时空变化模拟的比较成功.格林威治方向分量 χ_1 的差异较大,两者高频变化明显,

因为 χ_1 的权重主要是来自海洋区域,且模式模拟的全球海平面气压分布时空变化与观测资料中相应的变化有差距(图略).

AMIP II(BP), NCEP和JMA大气角动量函数周年变化的振幅和相位如表1所示. AMIP II(BP)和NCEP大气赤道角动量函数周年变化的相位最为接近,不过AMIP II(BP) χ_1 分量的周年振幅是NCEP结果的两倍,许多模式都有这种特点^[14, 15]. NCEP和AMIP II计算的赤道角动量函数比较一致,可能是NCEP本身就含有许多模拟资料,且两者都是从1000 hPa积分. JMA的 χ_1 分量相应的相位与前两者存在明显的差异,原因是相对角动量计算中采用了SP算法. 计算分析表明, AMIP II模式SP算法的大气相对角动量 χ_1 和 χ_2 分量周年振幅(0.38×10^{-8} , 0.68×10^{-8}),也与JMA相应的结果(4.16×10^{-8} , 2.14×10^{-8})差异明显.

表1 AMIP II, NCEP和JMA大气、地表水和海洋角动量函数以及极移激发函数周年变化的振幅、位相和标准偏差(1985~1995年)

角动量函数周年变化	χ_1		χ_2		χ_3	
	振幅(10^{-8})	相位($^{\circ}$)	振幅(10^{-8})	相位($^{\circ}$)	振幅(10^{-9})	相位($^{\circ}$)
大气压力(反变气压计响应)+风						
AMIP II (BP) #1	4.10±0.35	167.9±7.6	17.50±0.62	173.9±2.5	4.15±0.32	25.2±1.6
NCEP (BP) #2	1.94±0.13	150.2±14.5	14.62±0.50	179.0±2.0	4.18±0.29	35.7±0.6
JMA (SP) #3	2.24±0.55	91.2±14.6	13.22±0.58	173.8±3.1	4.34±0.30	34.2±0.7
降雨-蒸发						
AMIP II #4	0.75±0.17	51.9±1.6	3.53±0.16	346.1±4.3	0.08±0.01	274.0±7.7
COADS #5	2.33±0.03	142.9±5.1	2.36±0.30	91.9±7.7	0.97±0.05	221.4±0.2
径流						
AMIP I #6	0.08±0.01	278.4±12.3	0.30±0.01	162.0±3.0	0.02±0.00	166.3±2.0
海洋角动量函数						
Ponte 结果 #7	1.44±0.42	15.2±9.6	5.77±0.61	17.3±3.2	0.23±0.03	245.1±2.8
各角动量函数的和						
模式组合						
(#1+#4+#6+#7)	2.84±0.08	140.7±15.1	9.22±0.56	162.1±6.8	3.94±0.31	22.2±1.9
分析模式组合						
(#2+#5+#6+#7)	3.44±0.74	128.7±11.2	10.42±0.35	155.0±5.3	3.03±0.29	32.2±1.2
测地激发函数						
观测值	3.10±0.78	79.1±9.8	9.81±0.56	157.6±7.8	4.42±0.31	33.3±0.9

全球地表水储量分为陆地水储量以及全球水循环导致的海平面高度平均变化.经典水文学方程确定的陆地水变化为 $\zeta_i = P_i - R_i - E_i$,其中 P_i , R_i , E_i 分别为每个网格上的总降水、陆地表面径流和蒸发^[16].在海洋上,陆地表面径流流入海洋导致的海平面高平均变化为 $[\overset{[10]}{\bar{r}}] = \frac{1}{S_o} \iint R_{i,i} dS_i$,因此总的海平面高平均变化为 $\bar{\zeta} = \frac{1}{S_o} \iint (P_i + \bar{r} - E_i) dS_o$. AMIP II和COADS全球水循环(只包括降雨和蒸

发)赤道角动量函数周年变化的振幅、相位相差明显(表1).在以下的综合激发研究中,由于缺乏径流数据,所以两者均采用AMIP I的径流数据,结果见表1的Runoff项.

图1显示了AMIP II(BP)大气激发函数、AMIP II地表水激发函数以及它们与MIT海洋激发函数的综合激发分别对极移激发函数季节变化的贡献.为便于比较,对各个时间序列进行带通滤波^[17],平滑因子选为 10^{-12} 和 10^{-8} .对 χ_1 分量而

言, 大气激发函数与极移激发函数存在比较明显的相位差, 地表水激发函数相对较小. 从 1985 ~ 1988 年, 大气、陆地水和海洋 3 项激发函数的总和与极移激发函数仍有相位差, 但 1989 年以后, 符合度有所改善. 对 χ_2 分量而言, 大气激发函数略显

超前极移激发函数, 且变化强度明显大于极移激发函数; 地表水激发函数与极移激发函数几乎反相, 且季节变化明显, 部分弥补了偏大的大气激发函数. 大气、陆地水、海洋激发函数的和几乎完美地解释了极移激发函数 χ_2 的季节变化.

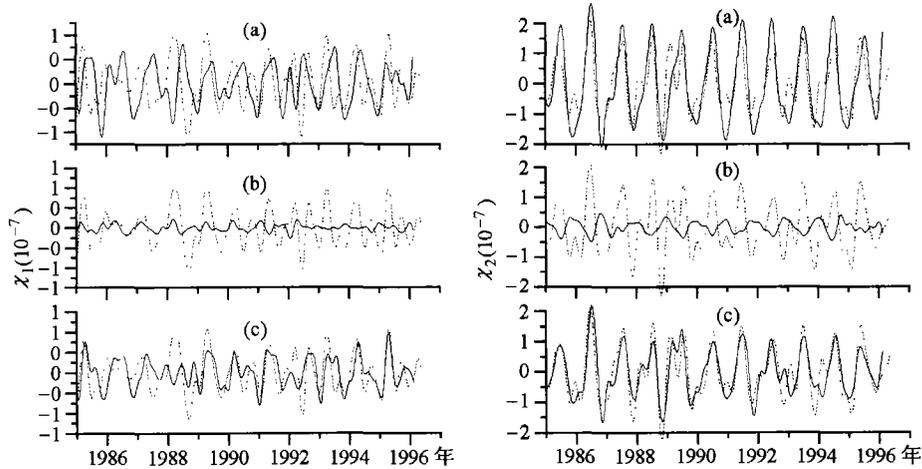


图 1 模式(实线)与极移激发函数(虚线)之间季节变化的比较(χ_1 分量和 χ_2 分量)

(a)(b)(c)中的实线分别代表 AMIP II(BP)大气激发函数、AMIP II 地表水激发函数以及它们与 MIT 海洋激发函数的总和

为了更好地说明大气、地表水以及海洋激发函数对测地激发函数周年变化的贡献, 根据表 1 的振幅和相位, 图 2 给出了各个激发函数的周年向量表示. 粗实线为 AMIP II(BP)大气和地表水以及 MIT 海洋激发函数的组合, 称为模式组合. 虚线为 NCEP 大气和 COADS 地表水以及 MIT 海洋激发函数的组合, 称为分析模式组合. 对于图 2(a), χ_1 分量, 两者大气激发函数 χ_1^A 的强度差异明显; 地表水激发函数 χ_1^H 不仅强度相差大, 而且相位相差近 90° ; MIT 海洋激发函数 χ_1^O 部分弥补了前两者与极移激发函数 χ_1^G 的差

异. 综合激发函数 χ_1^{A+H+O} 的两种组合对 χ_1^G 周年变化的激发处于同一水准. 对于图 2(b), 两者的 χ_2^A 略显差异; χ_2^H 的相位相差亦近 100° ; 但 MIT 的 χ_2^O 有效弥补了前两者与 χ_2^G 的差异, 使得两组的 χ_1^{A+H+O} 接近 χ_2^G 的周年变化. 对于图 2(c), 模式大气激发函数与速率激发函数在量级上相当, 不过相位落后近 8° . 尽管 NCEP 大气激发函数接近测地激发函数, 两种组合的综合激发函数还是不能很好地解释测地激发函数的周年变化.

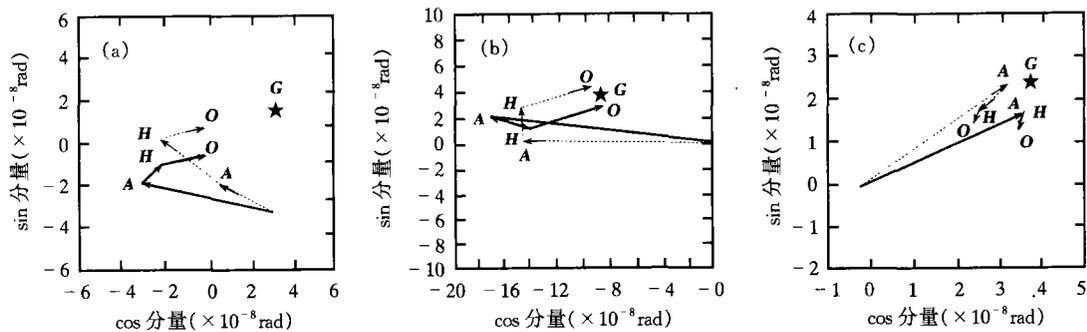


图 2 激发函数周年变化的向量表示

(a), (b), (c)分别表示激发函数 χ_1 , χ_2 和 χ_3 项, 向量的长度表示周年变化振幅的大小, 相位以水平轴向右为起点, 逆时针方向为正.

向量 A, H, O, G 分别代表大气激发, 地表水激发, 海洋激发和测地激发函数

大气、地表水以及海洋对于极移半年变化激发的结果表明,只有分析模式组合 χ_1 分量符合得比较好。对于日长半年变化的激发,模式组合的振幅相当,但相位有所偏离;分析模式组合的特点则相反(表略)。相对于以前众多的数值模式,在全球纬向风场的模拟上,日本气象局 AMIP II 大气数值模式是比较成功的^[14]。

3 结论

综观整个分析比较,模式与分析数据各有所长,大气、地表水以及海洋的模式组合对地球自转季节变化的激发与分析模式组合的激发处于同一水准。毫无疑问,随着模式分辨率的提高、物理机制的精细化以及外部驱动场偏差的改善,将有助于对地球自转变化物理机制的理解。空间大地测量技术提供的高精度地球自转变化,也可成为大气-海洋-陆地系统数值模式模拟气候变化研究的动力约束之一。另一方面,随着重力卫星技术的发展,具有足够时间分辨率及高精度的重力场信息将优于传统的观测方法描述出全球地球动力学系统的物质迁移,将极为有效地提高全球水循环观测的水准,加深对全球水循环平衡问题的理解,同时有助于大气、地表水以及海洋对地球自转变化激发的精细研究。

参 考 文 献

- 1 Barnes R T H, et al. Atmospheric angular momentum fluctuation, length of day changes and polar motion. *Proc R Soc London, Ser. A*, 1983, 387: 31
- 2 Aoyama Y, et al. Wind contribution to the Earth's angular momentum budgets in seasonal variation. *J Geophys R*, 2000, 105: 12417
- 3 Marcus S L, et al. Detection and modeling of nontidal oceanic effects on Earth's rotation rate. *Science*, 1998, 281: 1656
- 4 Ponte R M, et al. Oceanic signals in observed motions of the Earth's pole of rotation. *Nature*, 1998, 391: 476
- 5 周永宏,等. 大气与海洋角动量对地极运动季节性变化的激发. *自然科学进展*, 2000, 10: 914
- 6 Chao B F, et al. Global surface-water-induced seasonal variation on the Earth's rotation and gravitational field. *Geophys J*, 1988, 94: 263
- 7 Kuehne J, et al. Terrestrial water storage and polar motion. *J Geophys Res*, 1991, 96: 4337
- 8 Lei X P, et al. The excitation of water storage distribution and the annual wobble. *Act Astron Sin*, 1992, 33: 61
- 9 Gates W L, et al. An overview of the results of the atmospheric model inter-comparison project (AMIP I). *Bull Amer Meteor Soc*, 1999, 80: 29
- 10 Celaya M A, et al. Climate-driven polar motion. *J Geophys R*, 1999, 104: 12813
- 11 Ponte R M, et al. Role of ocean currents and bottom pressure variability on seasonal polar motion. *J Geophys R*, 1999, 104: 23393
- 12 Gross R S. Combinations of Earth-orientation measurements: SPACE97, COMB97, and POLE97. *J Geod*, 2000, 73: 627
- 13 Wilson C R. Discrete polar motion equations. *Geophys J R astr Soc*, 1985, 80: 551
- 14 钟敏,等. 大气角动量变化以及对地球自转季节变化的激发. *天文学报*, 2002, 43: 1
- 15 周永宏,等. JMA GCM 模拟的大气角动量函数 I. 季节性分量. *天文学报*, 2000, 41: 68
- 16 Peixoto J P, et al. 著. 吴国雄,等译. 名气候物理学. 北京: 气象出版社, 1992. 215
- 17 钟敏,等. 日长亚季节变化的振幅调制与厄尔尼诺现象. *天文学报*, 1999, 40: 101