

利用 ERA-Interim 数据计算 GRACE 大气去混频模型

游 为¹ 苏 勇² 余 彪¹ 谷延超¹ 范东明¹

1 西南交通大学地球科学与环境工程学院,四川 成都,611756
2 西南石油大学土木工程与建筑学院,四川 成都,610500

摘 要:针对欧洲中程天气预报中心实时大气数据中由于水平及垂直分辨率变化所引起的大气压跳跃,利用再分析大气数据(ERA-Interim)及去平滑球谐分析方法计算重力恢复与气候实验卫星(gravity recovery and climate experiment, GRACE)大气去混频模型,从谱域、空域角度及利用主成分分析方法比较其与标准大气与海洋去混频模型的差距,并采用星间距离变率残差作为标准衡量两种模型的优劣。结果表明:两种模型之间精度相近,用于计算时变重力场模型时其影响可忽略,但在用于计算下一代卫星重力场模型时,需考虑其影响。

关键词:地球重力场;GRACE;大气去混频模型;ERA-Interim;球谐分析

中图法分类号:P223 **文献标志码:**A

重力恢复与气候实验卫星(gravity recovery and climate experiment, GRACE)利用高精度(μm 级)星间距离观测值可恢复高精度(月)时变地球重力场模型,进而反映全球质量的重新分布^[1-2]。由于该卫星单一方向测距模式及采样频率的限制,在重力反演时,除了要移除地球中心引力、三体引力、固体潮汐、大气与海洋潮汐、固体极潮、海极潮及相对论效应等摄动力外,还需要剔除高频非潮汐的大气与海洋质量变化,计算出来的时变重力场模型才能较好地反应全球陆地水储量及冰盖(或冰川)质量变化,而不致产生混频现象^[3]。目前国际上主要有德国地学中心(Geoforschungszentrum, GFZ)、美国德克萨斯空间研究中心(Center for Space Research, CSR)及美国喷气动力学实验室(Jet Propulsion Laboratory, JPL)3 大官方机构发布 GRACE 月时变地球重力场模型,这 3 个机构都采用了欧洲中程天气预报中心实时大气数据计算的大气与海洋去混频模型。但由于实时大气数据提供的是现有所有技术手段所采集的实时气象数据,当技术手段有更新变化时,对应的实时气象数据在水平及垂直分辨率上也会有更新变化,从而造成长时间序列气象数据的不连续,如 2006 年、2010 年的 1~2 月之

间的大气压跳跃现象^[4],造成了大气去混频模型的跳跃,扭曲了大气去混频模型的质量,影响到时变地球重力场模型的质量,并由此使得全球质量变化的反应不够真实。图 1 给出了 GRACE 重力场模型现有精度、模拟精度及下一代重力卫星精度的曲线图(虚线表示),可以看出 GRACE 重力场模型现有最高精度与模拟精度仍然存在差距,除了有仪器噪声、各向异性的空间采样及数据处理方法的原因之外,大气去混频模型是不可忽略的影响因素。大气去混频模型的改进,将会对全球质量变化的计算产生影响,因此有必要计算改进的大气去混频模型。

Duan 等最早发现 GRACE 大气去混频模型在 2006 年、2010 年的突然跳跃^[4],Forootan 等分别从物理、几何及数值计算方面进行改进,提出了改进的三维积分方法进行大气去混频模型的计算^[5],随后 Forootan 等利用改进的三维积分方法及再分析大气数据(ERA-Interim)计算了改进大气去混频模型(ITG-3D),并详细分析了其对全球质量变化的影响^[6]。Velicogna 等分析了单纯利用表面气压移除大气贡献对水文信号提取的影响^[7],Swenson 等分析了大气压垂直结构对时变大地水准面信号的影响^[8],Boy 等重建了三维积

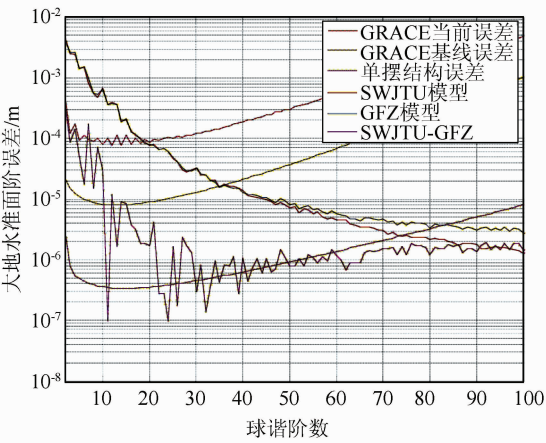


图 1 两种大气去混频模型信号比较
Fig. 1 Signal Comparison of Two Atmospheric De-aliasing Models

分方法计算非潮汐大气质量变化^[9]。Zenner 等考虑了大气数据的误差,利用最小二乘原理来计算非潮汐大气质量变化^[10-11]。Han 等通过模拟数据分析了不同混频误差对月时变地球重力场模型的影响^[12],Karbon 等强调了利用大气垂直结构计算大气去混频模型的必要性^[13]。鉴于大气与海洋去混频模型的重要性,大气与海洋去混频模型(Atmospheric and Oceanic De-aliasing Level1B, AODL1B)产品已被采纳为地球自转服务中心(International Earth Rotation and Reference Systems Service, IERS)全球地球物理流体中心的实时产品^[3]。

不同大气去混频模型质量的评价方法主要有 3 种:①从谱域及空域角度比较不同大气去混频模型的差距,只能比较不同大气去混频模型的差异,而不能反映其质量或精度;②通过比较不同大气去混频模型反演出时变地球重力场模型的质量来衡量大气去混频模型的质量,但时变重力场模型精度难以准确衡量;③利用卫星重力反演的星间距离变率残差来衡量大气去混频模型的质量,但通过计算星间距离变率残差的均方根(root mean square, RMS),可以衡量不同大气去混频模型接近星间距离变率观测值的程度,在一定程度上反映了大气去混频模型的质量。本文采用方法 1 和方法 3 来评价大气去混频模型的质量。

文献[3]尝试采用现有实时大气数据(European Centre for Medium-range Weather Forecast Operational Analysis, ECMWFop)计算的大气去混频模型与再分析大气数据(ERA-Interim)结

合进行特殊处理来消除大气压的跳跃现象。为了消除大气压的不连续及与大气去混频模型(AOD1B RL05)尽量保持一致,本文直接采用 Flechtner 等的三维积分方法^[3]、去平滑球谐分析方法及再分析大气数据计算大气去混频模型,从各种角度来比较其与大气去混频模型(AOD1B RL05)的差距,检验再分析数据用于计算大气去混频模型的可能性。

1 大气数据

ERA-Interim 是欧洲中程天气预报中心(ECMWF)最新的再分析数据,是连接再分析数据(ERA-40)与新一代再分析产品的过渡数据,它提供全球的大气变化,相对于实时大气数据有短期的延迟^[14]。该再分析数据垂直分辨率包括 60 个模型层和 37 个压力层,最顶层大气压为 0.1 hPa,水平分辨率约为 0.7°,时间间隔为 6 h,数据采用网格二进制(gridded binary, GRIB)或网络通用数据(network common data form, NetCDF)格式存储。对于本文计算,只需要提取表面大气压、不同模型层的温度、湿度数据。相对于实时大气数据,再分析大气压数据不存在任何的跳跃,图 2 及图 3 给出了智利及喜马拉雅地区某一位置 2001~2014 年地球表面大气压的变化,可以看出大气压呈现周期性及季节性变化,不存在任何突然的跳跃变化,而文献[3]中利用实时大气数据绘制的同样地点大气压可明显看出跳跃。

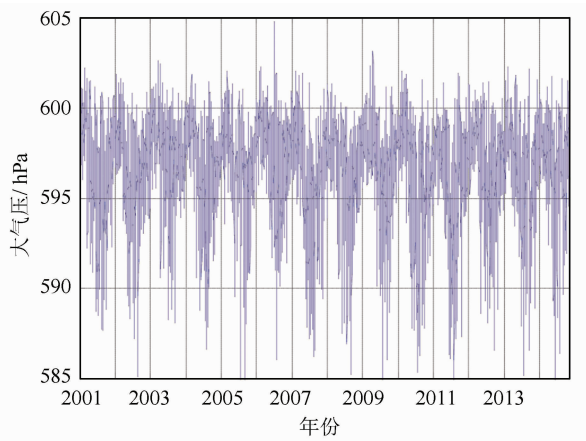


图 2 智利地区某一位置表面大气压变化
(纬度 27.24°S,经度 291.60°E)

Fig. 2 Change of Surface Pressure of One Point in Chile Area (Latitude Equals 27.24°S, Longitude Equals 291.60°E)

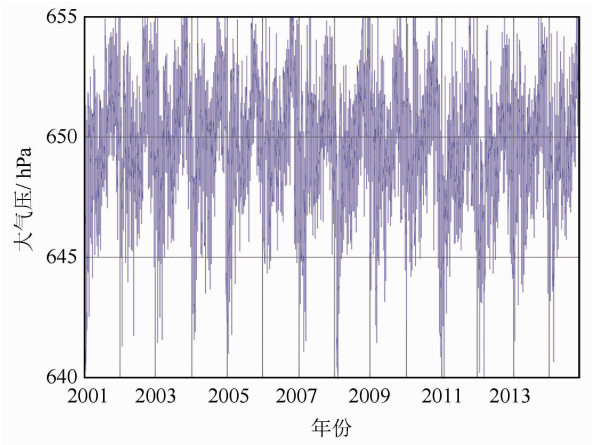


图3 喜马拉雅地区某一位置表面大气压变化
(纬度 27. 80°N, 经度 87. 00°E)
Fig. 3 Change of Surface Pressure of One Point
in Himalayan Mount (Latitude Equals 27. 80°N,
Longitude Equals 87. 00°E)

2 计算大气去混频模型的方法

在 GRACE 重力反演中,大气去混频模型由截断到一定阶次的球谐位系数来表示,根据球谐函数正交性可得其计算公式为^[3]:

$$\left. \begin{aligned} \bar{C}_{nm} \\ \bar{S}_{nm} \end{aligned} \right\} = \frac{(1+k'_n)}{(2n+1)} \frac{3}{4\pi a \bar{\rho}} \iint_{\sigma} I_n(\theta, \lambda) \bar{P}_{nm}(\cos\theta) \begin{Bmatrix} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{Bmatrix} d\sigma \quad (1)$$

式中, k'_n 为负荷勒夫数; a 为参考椭球半径; $\bar{\rho}$ 为地球平均密度; (θ, λ) 表示余纬和经度; \bar{P}_{nm} 为第一类缔合勒让德(Legendre)函数; $d\sigma = \sin\theta d\theta d\lambda$ 为表面单位面积; n, m 分别为阶和次; 径向垂直积分 I_n 可采用式(2)计算:

$$\begin{aligned} I_n &= -\frac{1}{g(\theta)} \int_{\tilde{r}_s}^0 \left[\frac{a}{a - \frac{g}{g(\theta)} H} + \frac{\zeta}{a} \right]^{n+4} d\tilde{r} \\ dP &= -\frac{1}{g(\theta)} \sum_{i=N}^1 \left[\frac{a}{a - \frac{g}{g(\theta)} H_{i-1/2}} + \frac{\zeta}{a} \right]^{n+4} \cdot \\ &\quad (P_{i-1/2} - P_{i+1/2}) \end{aligned} \quad (2)$$

式中, g 为地球表面平均重力加速度; $H_{i-1/2}$ 为第 $i-1/2$ 层地球重力位高; ζ 为高程异常,可用地球表面重力位高近似代替; $g(\theta)$ 为与余纬有关的重力加速度; dP 为大气压微分。式(2)的积分可采用数值积分计算。由于大气去混频模型表示的是大气质量的变化,因此上式垂直积分需要减去某一参考值之后才可用于式(1)的计算,本文采用 2001 年及 2002 年垂直积分的平均值作为参考

值。不同层数的大气压及重力位高的计算为:

$$P_{k+1/2} = a_{k+1/2} + b_{k+1/2} P_s \quad (3)$$

$$H_{k+1/2} = H_s + \sum_{j=k+1}^{k_{\max}} \frac{R_g T_{v_j}}{g} \ln \left(\frac{P_{j+1/2}}{P_{j-1/2}} \right) \quad (4)$$

式(3)和式(4)中, k 表示层数; $k+1/2$ 表示半层数,即为每两层的接口处; $a_{k+1/2}$ 、 $b_{k+1/2}$ 为与层数相关的系数; $P_{k+1/2}$ 为第 $k+1/2$ 层的大气压; P_s 为表面大气压; $H_{k+1/2}$ 为第 $k+1/2$ 层重力位高; H_s 为表面重力位高; $R_g = 287 \text{ m}^2/(\text{s}^2 \text{ K})$ 为干燥大气常数; $k_{\max} = 60$ 为最大层数,第 k 层虚拟温度 T_{v_k} 可由下式计算:

$$T_{v_k} = (1 + 0.608 S_k) T_k \quad (5)$$

式(5)中, S_k 为第 k 层湿度; T_k 为第 k 层真实温度(单位:华氏)。通过式(2)~式(5)的联合计算,可得到大气压垂直积分值。

Flechtner 等对高斯格网的大气压、温度及湿度数据进行双线性内插得到 0.5° 间隔的规则格网^[3],计算每一个格网区域的块状平均值,再利用常规的球谐分析对式(1)求解。本文直接利用欧洲中程天气预报中心所提供的 0.5° 等间隔格网数据,考虑到块状平均值并不能完全代表每一个格网区域的分布,不能反映格网内气压的变化,采用去平滑球谐分析方法,计算公式为^[15-16]:

$$\left. \begin{aligned} \bar{C}_{nm} \\ \bar{S}_{nm} \end{aligned} \right\} = -\frac{(1+k'_n)}{(2n+1)} \frac{3g_m}{4\pi a \rho q_n} \sum_{k=1}^{M-1} \bar{I}^k_{nm} \sum_{l=1}^{N-1} I_n(\theta_k, \lambda_l) e^{i2\pi m \langle l-1 \rangle / \langle N-1 \rangle} \quad (6)$$

式中, q_n 为去平滑因子,可参阅参考文献[15]; \bar{I}^k_{nm} 为 Legendre 积分,计算公式参阅参考文献[17]; M 为纬线条数; N 为经线条数; i 为虚数; g_m 为:

$$g_m = \begin{cases} \Delta\lambda, & \text{若 } m = 0 \\ [\sin(m\Delta\lambda) + i(1 - \cos(m\Delta\lambda))]/m, & \text{若 } m \neq 0 \end{cases} \quad (7)$$

式中, $\Delta\lambda$ 为经度间隔。式(6)通过引入去平滑因子,在一定程度上考虑了格网区域内不规则分布,有利于计算非平滑数据。式(6)可采用快速傅里叶变换计算,但每一条纬线上的格网点必须等间隔分布,且计算球谐位系数的最大阶数应小于纬线上格网点的数量。

3 大气去混频模型结果分析

3.1 谱域及空域比较

利用上述数据及方法计算了 2007-01-01~

2017-12-31 间隔 6 h、截断到 100 阶次的大气去混频模型(简称为 SWJTU),以 2007-01-01-00 时为例,从谱域角度将其与 AOD1B RL05 模型(简称为 GFZ)比较,得到如图 1 所示的信号图(以大地水准面高表示,不考虑 0 阶和 1 阶项)。其中 GRACE 当前误差曲线由 ITG-Grace2010 未校正的误差计算,GRACE 基线误差^[18]代表了 GRACE 模拟精度,单摆结构(Bender)的误差^[19]代表了下一代重力卫星的精度。由图 1 可看出 SWJTU 与 GFZ 模型之间的差距小于 GRACE 当前误差,7 阶以下的差距大于 GRACE 模拟误差,约 60 阶以下的差距大于 Bender 结构的误差。由此可看出对于 GRACE 实测数据的重力场计算可不考虑这个差距,但若要达到 GRACE 模拟精度及进行下一代卫星重力场模型计算,需考虑这个差距的影响。

同样以 2007-01-01-00 时为例,从空域角度计算 SWJTU 与 GFZ 模型的差距,以大地水准面高表示,如图 4 及表 1 所示。可以看出,两者的差距小于 1 mm,进一步说明了两种模型之间的信号接近,但也存在微小差距,最大差距集中于南极洲和太平洋区域。单纯采用 GFZ 模型计算大地水准面高最大值达到约 18 mm,超过了 1 cm 大地水准面高的精度要求,说明计算时变重力场模型时有必要计算大气去混频模型。

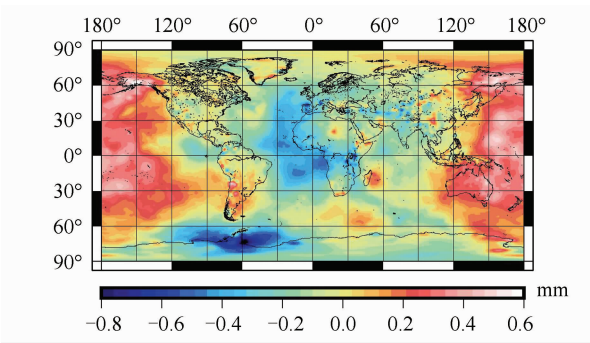


图 4 SWJTU 与 GFZ 模型的空间差距
Fig. 4 Difference Between SWJTU and GFZ Models in Space Domain

表 1 SWJTU 与 GFZ 模型差距的统计信息/mm				
Tab. 1 Statistical Information of Difference Between SWJTU and GFZ Model/mm				
	最大值	最小值	平均值	标准差
GFZ	14.99	-18.24	-1.27	5.63
SWJTU	14.77	-17.87	-1.28	5.56
GFZ-SWJTU	0.66	-0.85	-0.01	0.21

3.2 主成分分析比较

为比较两种模型的长时间序列数据,采用主成分分析方法^[20](principal component analysis, PCA)对 2007 年大气去混频模型进行处理。该方法可将时间序列数据分解为时空不相关的正交模式,不同模式代表了大气质量的主要变化,每一模式的经验正交函数(empirical orthogonal functions, EOF)代表了空域部分,而主成分元素代表了与 EOF 相关的时域部分,以大地水准面高表示,结果如图 5 及图 6 所示。可以看出,前 4 个模式的比重达到 30.4%,占据了信号的主要部分。两个模型的主成分元素随时间变化曲线均非常接近,前两个模式的空间分布也非常一致,这说明两个模型的主要信号无论在空域上还是时域上都非常接近。

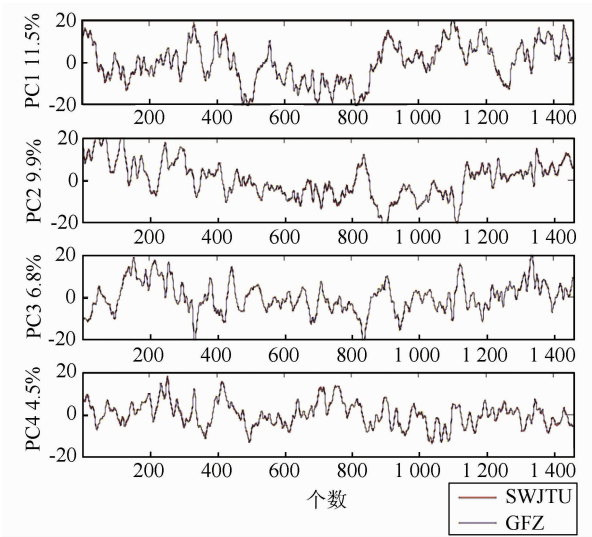


图 5 主成分元素比较
Fig. 5 Comparison of Principal Components

3.3 星间距离变率残差比较

星间距离变率残差是计算重力场模型的中间结果,通过比较该残差的大小,可以衡量模型计算的观测值与实际观测值的接近程度。以 2007-01 GRACE 数据为例,采用短弧长积分法^[21-22],除了两个大气去混频模型不一致之外,其它所有参数的设定均一致,来计算两个模型所对应的星间距离变率残差,这样保证了比较的公平性。参考力模型包括地球中心引力、非球形引力、日月引力、固体潮、海潮、固体极潮、海极潮及大气潮,求解的局部未知参数为每一弧段的边界轨道向量和加速度偏差改正数,全局未知参数为 120 阶的球谐位系数。德国地学研究中心计算的海洋去混频模型采用了实时大气数据进行约束,与本文所采用的再分析大气数据不一致,所以参考力模型中未考

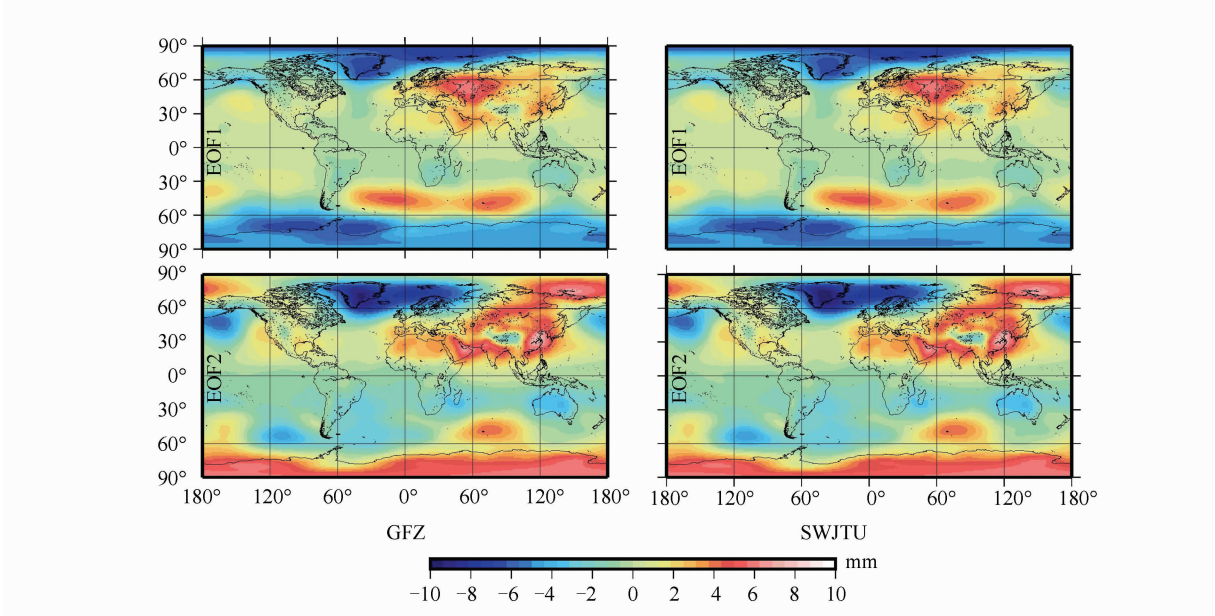


图 6 经验正交函数比较

Fig. 6 Comparison of Empirical Orthogonal Functions

考虑海洋去混频模型的影响。大气潮模型中包含了 6 h 采样频率的大气质量变化,因此在大气潮模型中移除了该部分大气质量变化,避免了与大气去混频的两次相加计算^[3]。将两个模型计算的星间距离变率残差作差,并投影到地球表面,得到星下点轨迹,如图 7 所示,可以看出两者差距大部分在 0.04 $\mu\text{m/s}$ 以下,小于 GRACE 星间距离变率观测值 0.3 $\mu\text{m/s}$ 的精度,因此两者差距对解算 GRACE 重力场模型的影响可忽略不计。但对于下一代卫星激光测距的观测值来说,该差距必然存在影响。

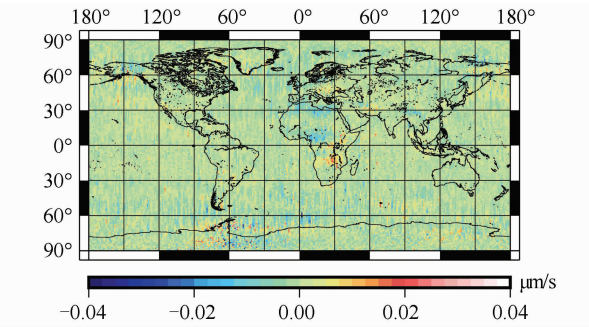


图 7 SWJTU 与 GFZ 所计算的星间距离变率残差之差(2007-01)

Fig. 7 Differences of Range Rate Residuals Between SWJTU and GFZ Models (2007-01)

为进一步比较两者的差距,对 2007 年两个模型计算出来的星间距离变率残差进行分析,分别剔除绝对值大于 0.9 $\mu\text{m/s}$ 的残差,认定其为粗差,并分别计算剩余残差的均方根,得到 SWJTU 及 GFZ 所计算的均方根如图 8 所示,可知 SWJ-

TU 模型 2007 年每月的均方根小于 GFZ 模型,说明 SWJTU 模型所计算的星间距离变率更接近于实际观测值,整体提高量级约为 0.8 nm/s,这对于 GRACE 解算重力场模型而言完全可以忽略,而对于激光测距的卫星重力反演时应考虑该影响。

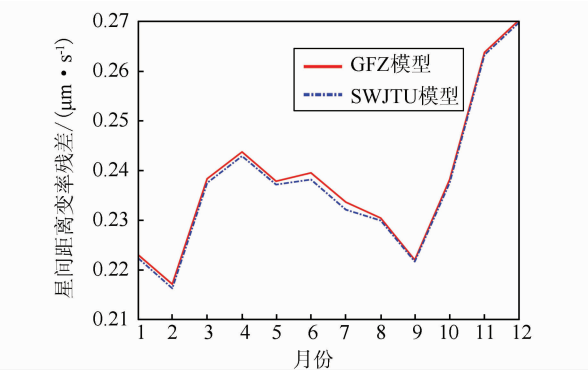


图 8 星间距离变率残差的 RMS 比较

Fig. 8 Comparison of Range Rate Residual RMS

4 结 语

本文利用 ERA-Interim 数据及去平滑球谐分析方法计算了新的大气去混频模型(SWJTU),从时域、空域、主成分分析、星间距离变率残差多角度分析了该模型与官方机构模型的差异。各种比较结果均表明,对于 GRACE 解算时变地球重力场模型而言,SWJTU 与 GFZ 的差异完全可以忽略,这也说明了实时大气数据与再分析大气数

据具有较好的一致性。AOD1B RL05 官方模型中由于气压跳跃会导致大气去混频模型的跳跃,扭曲了全球质量变化的分析结果,而 SWJTU 模型不存在大气压跳跃,并且从星间距离变率残差比较来看 SWJTU 相对于 GFZ 模型更接近于实际观测值。因此,GRACE 卫星的大气去混频模型计算,完全可以采用本文数据及方法来代替。两种结果微小差异的原因主要是由于采用不同的大气数据引起,但 ERA-Interim 数据并不是实时数据,一般有约 2 个月的延迟,这对于 GRACE 时变地球重力场模型的实时计算有一定影响,但完全可用于事后精确计算及对实时计算模型的检验。图 7 的星间距离变率残差比较结果可达到 0.04 $\mu\text{m/s}$ 的水平,高于下一代激光测距卫星的星间距离变率的 nm 级精度水平。因此,对于下一代卫星重力反演时,应考虑两者的差异。星间距离变率残差除了受大气去混频模型的影响之外,还受到局部未知参数、全局未知参数及星间距离变率观测值本身的影响,因此,通过星间距离变率残差比较只能反映不同大气去混频模型接近真实观测值的程度,并不能完全反映大气去混频模型的质量。

参 考 文 献

[1] Wahr J, Molenaar M. Time Variability of the Earth's Gravity Field: Hydrological and Oceanic Effects and their Possible Detection Using GRACE [J]. *J Geophys Res*, 1998, 103(B12): 30 209-30 225

[2] Kusche J, Klemann V, Bosch W. Mass Distribution and Mass Transport in the Earth System[J]. *Journal of Geodynamics*, 2012, 59/60: 1-8

[3] Flechtner F, Döbrowsky H, Fagioli E. AOD1B Product Description Document for Product Release 05[R]. GFZ German Research Centre for Geosciences, Potsdam, Germany, 2014

[4] Duan J, Shum C K, Guo J, et al. Uncovered Spurious Jumps in the GRACE Atmospheric De-aliasing Data: Potential Contamination of GRACE Observed Mass Change[J]. *Geophys J Int*, 2012, 191: 83-87

[5] Forootan E, Didova O, Kusche J, et al. Comparisons of Atmospheric Data and Reduction Methods for the Analysis of Satellite Gravimetry Observations[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2013, 118: 1-15

[6] Forootan E, Didova O, Schumacher M, et al. Comparisons of Atmospheric Mass Variations Derived from ECMWF Reanalysis and Operational Fields, Over 2003-2011[J]. *J Geod*, 2014, 88: 503-514

[7] Velicogna I, Wahr J, Dool H V. Can Surface Pressure be Used to Remove Atmospheric Contributions from GRACE Data with Sufficient Accuracy to Recover Hydrological Signals? [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2001, 106(B8): 16 415-16 434

[8] Swenson S, Wahr J. Estimated Effects of the Vertical Structure of Atmospheric Mass on the Time-variable Geoid[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107(B9): 1-11

[9] Boy J, Chao B F. Precise Evaluation of Atmospheric Loading Effects on Earth's Time-Variable Gravity Field [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110(B08412): 1-10

[10] Zenner L, Gruber T, Jäggi A, et al. Propagation of Atmospheric Model Errors to Gravity Potential Harmonics-Impact on GRACE De-aliasing[J]. *Geophys J Int*, 2010, 182: 797-807

[11] Zenner L, Fagioli E, Daras I, et al. Non-tidal Atmospheric and Oceanic Mass Variations and Their Impact on GRACE Data Analysis [J]. *Journal of Geodynamics*, 2012, 59-60: 9-15

[12] Han S C, Jekeli C, Shum C K. Time-variable Aliasing Effects of Ocean Tides, Atmosphere, and Continental Water Mass on Monthly Mean GRACE Gravity Field[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109(B04403): 1-10

[13] Karbon M, Wijaya D, Schindelegger M. Atmospheric Effects on the Earth Gravity Field Featured by TU Vienna [J]. *Vermessung & Geoinformation*, 2011(2): 122-130

[14] Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. The ERA-Interim Reanalysis: Configuration and Performance of the Data Assimilation System[J]. *Q J R Meteorol Soc*, 2011, 137: 553-597

[15] Colombo O L. Numerical Methods for Harmonic Analysis on the Sphere[R]. The Ohio State University, Ohio, USA, 1981

[16] Hwang C, Kao Y. Spherical Harmonic Analysis and Synthesis Using FFT: Application to Temporal Gravity Variation [J]. *Computers & Geosciences*, 2006, 32: 442-451

[17] Paul M K. Recurrence Relations for Integrals of Associated Legendrefunctions[J]. *Bull Geod*, 1978, 52: 177-190

[18] Kim J R. Simulation Study of a Low-low Satellite-to-satellite Tracking Mission[D]. Austin, USA: University of Texas, 2000

[19] Elsaka B. Simulated Satellite Formation Flights for Detecting the Temporal Variations of the Earth's Gravity Field [D]. Bonn, Germany: University Bonn, 2010

[20] Forootan E. Statistical Signal Decomposition Techniques for Analyzing Time -Variable Gravimetrydata [D]. Bonn, Germany; Institutfür Geodäsie und Geoinformation Universitaet Bonn, 2014

[21] Mayer-Gurr T. Gravitations Feld Bestimmungaus der Analysekurzer Bahnboegen am Beispiel der Satellitenmissionen CHAMP und GRACE [D]. Bonn, Germany; Institute fuer Theoretische Geo-

daesi der Universitaet Bonn, 2006

[22] You Wei, Fan Dongming, Huang Qiang. Analysis of Short-arc Integral Approach to Recover the Earh’s Gravitational Field[J]. *Chinese J Geohys*, 2011, 54(11):2 745-2 752(游为, 范东明, 黄强. 卫星重力反演的短弧长积分法研究[J]. 地球物理学报, 2011, 54(11):2 745-2 752)

Computation of GRACE Atmospheric De-Aliasing Models Using ERA-Interim Data

YOU Wei¹ SU Yong² YU Biao¹ GU Yanchao¹ FAN Dongming¹

1 Faculty of Geosciences and Environmental Engineering, Southwest Jiaotong University, Chengdu 611756, China
2 School of Civil Engineering and Architecture, Southwest Petroleum University, Chengdu 610500, China

Abstract: This paper focuses on using ERA-Interim atmosphere data and de-smoothing spherical harmonic analysis method to compute Gravity Recovery And Climate Experiment atmospheric de-aliasing models based on pressure jumps found in the European Centre for Medium-range Weather Forecast operational analysis atmosphere data, resulting from change of horizontal and vertical resolution, The computed model and the Atmospheric and Oceanic De-aliasing level 1B RL05 atmospheric model are compared ,in view of the spectral and spatial domains. The Principal Component Analysis method was used to do the comparison. Moreover, the Root Mean Square of the range rate residuals was also used as a criterion to evaluate the quality of these two models. The results show that the two models have similar precision. The differences between these two models is negligible when computing GRACE temporal gravity field models, but the difference should be considered when computing next generation satellite temporal gravity field models.

Key words: Earth’s gravitational field; GRACE; atmospheric de-aliasing model; ERA-Interim; spherical harmonic analysis

First author: YOU Wei, PhD, lecturer, specializes in satellite gravity measurement methodology. E-mail:youwei1985@foxmail.com
Foundation support: The National Natural Science Foundation of China, Nos. 41574018, 41404018; the Fundamental Research Funds for the Central Universities, No. 2682015CX010; Specialized Research Fund for the Doctoral Program of Higher Education, No. 20120184120006.