

韦进, 郝洪涛, 张晓彤, 胡敏章, 申重阳. 2021. 利用中国北部连续重力站资料评估全球潮汐模型精度. 地震学报, 43(1): 84-99. doi: [10.11939/jass.20200041](https://doi.org/10.11939/jass.20200041).
Wei J, Hao H T, Zhang X T, Hu M Z, Shen C Y. 2021. Accuracy estimation of global tide models using continuous gravity observation data in northern China. *Acta Seismologica Sinica*, 43(1): 84-99. doi: [10.11939/jass.20200041](https://doi.org/10.11939/jass.20200041).

利用中国北部连续重力站资料评估 全球潮汐模型精度^{*}

韦 进^{1,2)} 郝洪涛^{1,2)} 张晓彤^{1,2)} 胡敏章^{1,2)} 申重阳^{1,2), †}

1) 中国武汉 430071 中国地震局地震大地测量重点实验室

2) 中国武汉 430071 武汉引力与固体潮国家野外科学观测研究站

摘要 为评估全球潮汐模型在我国潮汐改正中的适用性, 本文首先对 10 个重力站 2016—2018 年的观测数据进行了精度评定, 而后基于均方根、和方根、纬度依赖关系以及重力残差等指标对 7 个全球潮汐模型进行了精度评定。结果表明: 10 个重力站的一些评价指标达到甚至超越了早期超导重力仪, 例如 M_2 波潮汐因子的中误差普遍小于 0.000 70, 其中最高精度约为 0.000 14, 5 个主要潮波的稳定度均 $\leq 0.001 5$ 。在 10 个观测模型和 7 个全球潮汐模型中, DDW-NHi 和 M2001 模型考虑了地球扁率的影响, 基于这两个模型计算的和方根较其它模型所得的和方根均小, 约为 $0.288 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$ 。基于最高精度的乌什站数据对 Molodensky, DDW-NHi, M2001 与观测模型的改正精度的对比显示, DDW-NHi 模型改正计算的重力残差 ($\pm 0.4 \times 10^{-8}$ — $\pm 1.0 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$) 不及观测模型 ($\pm 0.1 \times 10^{-8}$ — $\pm 0.5 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$), 但依然优于 M2001 模型 ($\pm 0.7 \times 10^{-8}$ — $\pm 1.4 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$), 且 DDW-NHi 模型改正获得的残差比传统的 Molodensky 模型所得残差 ($\pm 0.5 \times 10^{-8}$ — $\pm 1.5 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$) 小 1×10^{-8} — $2 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$ 。

关键词 全球潮汐模型 海潮负荷改正 重力残差 和方根 潮汐因子纬度依赖关系

doi: [10.11939/jass.20200041](https://doi.org/10.11939/jass.20200041) **中图分类号:** P312.4 **文献标识码:** A

Accuracy estimation of global tide models using continuous gravity observation data in northern China

Wei Jin^{1,2)} Hao Hongtao^{1,2)} Zhang Xiaotong^{1,2)}
Hu Minzhang^{1,2)} Shen Chongyang^{1,2), †}

1) Key Laboratory of Earthquake Geodesy, China Earthquake Administration, Wuhan 430071, China

2) Gravitation and Solid Earth Tide, National Observation and Research Station, Wuhan 430071, China

Abstract: To evaluate the applicability of the global tide models for tide correction in China, this paper firstly assessed the data accuracy of ten gravity observation from 2016 to 2018, and then made the accuracy assessment for the seven global tide model by the evaluation indicators such as the root mean square (RMS), the root sum square (RSS), latitude dependence of the

* 基金项目 民用航天技术预先研究项目(D010103)和国家自然科学基金(41204058)共同资助。

收稿日期 2000-03-25 收到初稿, 2020-06-12 决定采用修改稿。

† 通信作者 e-mail: scy@163.com



gravimetric amplitude factor, and residual gravity. The result shows that some of the evaluation indicators have achieved or even surpassed the accuracy of the early superconducting gravimeters in ten gravity observations. For example, the RMS of the M_2 gravimetric amplitude factor was less than 0.000 70, with the highest RMS about 0.000 14, and the stability of five main tide waves was less than 0.001 5. As for the ten observed and the seven global tide models, the RSS of DDW-NHi and M2001 models with the Earth's oblateness influence is only about 0.288×10^{-8} m/s², which is smaller than others. Comparison of the tide corrected accuracies by Molodensky, DDW-NHi, M2001, and the observed tide models suggests that residual gravity corrected by DDW-NHi ($\pm 0.4 \times 10^{-8}$ — $\pm 1.0 \times 10^{-8}$ m/s²) is larger than that by observed one ($\pm 0.1 \times 10^{-8}$ — $\pm 0.5 \times 10^{-8}$ m/s²) for Wushi gravity observatory with the highest tide accuracy, but still smaller than that by M2001 ($\pm 0.7 \times 10^{-8}$ — $\pm 1.4 \times 10^{-8}$ m/s²). Furthermore, the residual gravity corrected by DDW-NHi is less about 1×10^{-8} — 2×10^{-8} m/s² than by the traditional Molodensky model.

Key words: global body tide models; ocean load correction models; residual gravity; RSS; latitude-dependence of gravimetric amplitude factors

引言

高精度相对、绝对重力测量的潮汐改正精度与地球表面潮汐模型的精度密切相关。潮汐模型可利用适当的地球模型理论计算建立,也可利用实测重力时间序列解算建立。实测模型的建立主要取决于力源信号的分离和观测系统的误差改正(Habel, Meurers, 2014),而大面积地建立高密度连续重力观测站面临着高成本的挑战(孙和平等, 2002),因此,目前重力测量的精密潮汐改正大多采用理论潮汐模型。早在二十世纪初, Love(1909)用一个球对称、无自转的弹性地球体来描述固体潮,给出了全球潮汐因子的平均值为1.16; Molodensky(1961)建立起适合于龙格-库塔(Runge-Kutta)法求解的微分方程组后,将地球勒夫数的计算扩展到29阶,并利用均质、刚性圆球状的地球模型给出了由5个潮波组成的全球理论潮汐模型。此后, Wahr(1981a, b, c)采用无海洋和无气压影响的符合流体静力学原理的均质、刚性旋转椭球状地球模型首次提出潮汐因子可用常数项和纬度依赖项来描述,并根据不同的地球模型给出了3个全球理论潮汐模型,这已成为目前建立全球潮汐模型的主要模式。Dehant等在Wahr模式的基础上建立了流体静力弹性地球(hydrostatic elastic, 缩写为He)潮汐模型和流体非静力非弹性地球(non-hydrostatic in-elastic, 缩写为NHi)潮汐模型(Dehant, Ducarme, 1987; Dehant *et al.*, 1999),两模型分别被命名为DDW-He和DDW-NHi模型。此后 Mathews(2001)利用甚长基线干涉测量(very long baseline interferometry, 缩写为VLBI)修正了初始参考地球模型(preliminary reference Earth model, 缩写为PREM)的液核动力学扁率,计算了新的全球理论潮汐模型,该模型简称为M2001。该模型的建立模式与Wahr模式基本一致,只是为了描述潮汐模型的相位,常数项部分使用复数来表示。从Dehant模型开始,潮汐因子的精度从最早的±0.001提高至现今的±0.000 01。

随着全球潮汐模型精度的提高,潮汐观测精度也在提高,且两个模型参数值的相对误差逐步减小,已可利用实测资料对理论潮汐模型进行检验和评估。全球重力潮汐台网主要潮波的潮汐因子(Melchior, de Becker, 1983)与Wahr(1981a, b, c)模型值的相对误差为0.060—0.015。我国的重力潮汐剖面(毛慧琴等, 1989)参数与Wahr模型值的相对误差为0.030—0.006,

我国 1989—1993 年的连续重力观测台网(魏望生, 喻节林, 1995)与 DDW 模型的潮汐因子最小相差约 0.002, 这得益于当时我国重力潮汐因子的观测精度从 ± 0.005 提高至 ± 0.001 左右。随着全球海潮负荷改正模型和气压改正的不断完善, 超导重力仪格值的精密测定工作持续展开, 早期的 T 型(大容量杜瓦瓶型)、CT 型(紧凑型)和 CD 型(双球型)超导重力仪周日和半日波潮汐因子的观测精度可达到 ± 0.0004 — ± 0.0007 , 为建立以观测为主的全球实验重力潮汐模型(global experimental model for gravity tides, 缩写为 GEMGT)创造了条件(Xu *et al.*, 2004)。近一二十年里, 孙和平等(2000)和韦进等(2012)利用现代观象台型超导重力仪的观测结果来检验 DDW 和 M2001 两模型, 其结果显示, 潮汐因子偏差仅为 0.0024—0.0006, 其中 M₂ 和 O₁ 波的偏差仅 0.0020—0.0006。上述成果都仅利用了观测结果与模型的偏差来评价重力仪的潮汐观测能力, 并未对全球潮汐模型的潮汐改正能力予以评估, 且以观测为主的实验模型只用到了中国一个超导重力站(武汉)。该模型是否适合我国大面积相对重力观测数据的潮汐改正, 在理论和实验模型中如何选取潮汐改正模型, 这些问题依然没有解决。为研究全球理论潮汐模型对我国重力潮汐改正的精度, 并指导我国大面积流动重力观测数据的处理, 本文拟选取 2016—2018 年我国北部的 10 个 gPhone 连续重力观测站的数据, 在评估其潮汐观测精度的基础上, 利用观测的和理论的潮汐改正模型参数构建全球潮汐模型的评价指标, 提出符合我国相对重力潮汐改正的最优模型, 以期为后续建立我国潮汐改正模型提供初值, 也为流动重力数据高精度潮汐改正提供改进方案。

1 全球潮汐模型

1.1 全球潮汐模型简介

为评价全球潮汐模型在中国区域的适应性, 本文首先收集了 1961 年以来的 7 个全球潮汐模型, 列于表 1。

表 1 全球潮汐模型的特征

Table 1 Feature statistics of global body tide models

来源	长周期波	周日波	半日波	1/3 日波	地球模型
Molodensky (1961)	—	4	1	—	圆球
Wahr (1981a, b, c)	1	19	1	0	1066A, PREM-C, C2
Dehant <i>et al</i> (1999)	1	9	1	1	流体静力弹性地球模型
	11	9	1	1	非流体非弹性地球模型
Mathews (2001)	—	16	—	—	PREM

二十世纪中叶, Molodensky (1961) 和 Wahr (1981a) 分别利用圆球、1066A、PREM-C、C2 等地球模型反演了潮汐模型, 并将潮汐因子表达为全球常数项和相对极其小的纬度依赖项之和的形式。Dehant 等(1999)以及 Mathews (2001)都使用 VLBI 技术观测地球自由核章动(free core nutation, 缩写为 FCN)的周期, 并通过该周期改正液核动力学扁率, 因而建立了更精确的重力潮汐理论模型。至此模型潮汐因子的精度可达到 0.00001。从所收集到的全球潮汐模型的潮波组成来看, Dehant 模型虽然在周日波的波群数量上不及 Mathews 模型, 但其覆盖频段最宽。

1.2 理论潮汐改正模型的正演

观测数据量决定了观测潮汐模型波群(以下简称为观测波群)的分波方式, 地球模型决

定了理论潮汐模型波群(以下简称为模型波群). 观测波群与模型波群之间会因频率范围的不同而导致两者进行比较时存在差异. 通常一个观测波群的频段包含多个理论波群, 所以以观测潮汐模型的分波方式为标准, 将多个理论波群的潮汐振幅(Tamura, 1987)加权平均作为潮汐改正模型的振幅. M2001 模型没有长周期、半日波、1/3 日波的波群, 本文用 DDW-NHi 模型的相应波群代替. 这样全球潮汐模型正演的潮汐改正模型不仅能在频域内计算重力残差矢量(Melchior, 1994; Habel, Meurers, 2014), 还能计算正演时域内的潮汐改正值.

由于我国超导重力仪较少, 弹簧重力仪数量居多, 因此在数据处理和分析过程中, 还大量使用全球潮汐因子平均值进行潮汐改正. 本文对 1961 年以来的 7 个理论全球潮汐模型中振幅较大的 5 个潮波的常数项和纬度依赖项进行了对比(表 2), 结果表明, 从 Dehant 模型开始, 潮汐改正模型的精度提高了两个数量级, 而且 M2001 还提供了潮汐改正模型的相位信息, 这势必会为当前丰富的地面重力数据带来更精确的潮汐改正值.

表 2 7 个全球潮汐模型潮汐因子的常数项和纬度依赖项

Table 2 Constant term and latitude-dependent term of the gravimetric amplitude factor in seven global body tide models

全球潮汐模型	O ₁ 波		P ₁ 波		K ₁ 波		Q ₁ 波		M ₂ 波		
	G ₀	G' _± /10 ⁻⁵									
Molodensky	圆球	1.16	0	1.153	0	1.137	0	1.137	0	1.16	0
	1066A	1.152	-600	1.147	-600	1.132	-600	1.152	-600	1.16	-500
Warh	PREM-C	1.152	-700	1.147	-700	1.132	-600	1.152	-700	1.16	-500
	C2	1.151	-700	1.147	-600	1.132	-600	1.151	-700	1.159	-500
Dehant	DDW-He	1.154 24	8	1.147 77	-13	1.147 77	-13	1.132 83	-60	1.160 30	7
	DDW-NHi	1.154 24	8	1.149 15	-10	1.134 89	-57	1.154 03	9	1.161 72	10
Mathews	M2001	1.154 07	5	1.148 91	5	1.136 1	5	1.154 1	5	-	-

注: G₀ 为潮汐因子的全球常数项, G'_± 为纬度依赖项系数, 其中 M2001 模型的 G₀ 为原模型常数项的模, G'_± 为原模型的周期项.

测点周日波的潮汐因子可表示为

$$\delta = G_0 + G'_\pm \frac{\sqrt{3}}{2\sqrt{2}} (7\cos^2\theta - 3), \quad (1)$$

半日波的潮汐因子可被表示为

$$\delta = G_0 + G'_\pm \frac{\sqrt{3}}{2} (7\cos^2\theta - 1), \quad (2)$$

式中: G₀ 为潮汐因子的全球常数项, G'_± 为纬度依赖项的系数, θ 为测点的余纬. 为描述潮汐改正模型的相位, 原 M2001 模型的常数项部分采用复数、周期项采用实数来表达.

2 重力资料的精度评价和模型的检验

2.1 重力资料处理及其精度评价

2.1.1 数据预处理和潮汐分析

gPhone 重力仪采用了零长弹簧技术, 采样频率为 1 Hz. 在进行重力固体潮观测同时台站还提供了气压小时值数据. 本研究对 2016—2018 年我国 10 台套该型重力仪的重力固体潮观测数据逐年进行降采样、格值系数校正、预处理、海潮负荷改正、联合气压潮汐分析等处理, 建立了观测潮汐改正模型. 本研究所用 10 个观测站的位置如图 1 所示, 具体信息列于表 3.

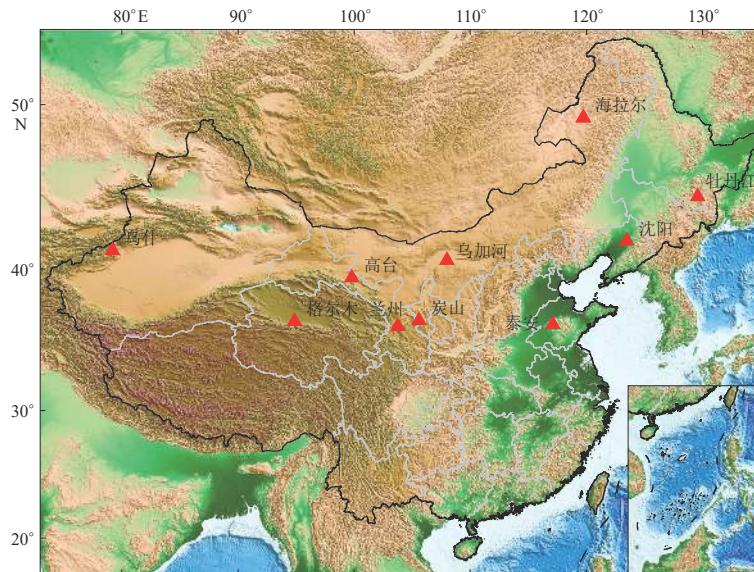


图 1 我国 10 个重力观测站空间分布示意图

Fig. 1 The spatial distribution of ten gravity observatories in China

表 3 2016 年重力潮汐观测站基本信息

Table 3 Basic information of the gravity observatories in 2016

序号	台站	省份	台站 类型	观测环境 等级	台站简介	中误差 ($10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$)
1	高台	甘肃	地下室	优秀	位于黑河以北不足 2 km 处	± 0.637
2	格尔木	青海	山洞	优秀	位于昆仑布尔汉达山北麓山洞中	± 0.706
3	海拉尔	内蒙	山洞	优秀	位于海拉尔盆地与大兴安岭北坡海拉尔河与伊敏河交汇处	± 0.601
4	兰州	甘肃	山洞	优秀	位于兰州东盆地盐场堡以北、白塔山以东、黄河北岸Ⅲ级阶级地的后缘, 距黄河最近距离约 1.5 km	± 0.740
5	牡丹江	黑龙江	山洞	良好	距市区约 1.6 km, 近年在距离台站 500 m 处建有成片住宅小区	± 0.718
6	沈阳	辽宁	山洞	良好	位于沈阳市东郊东陵区天柱山西南麓, 南距沈抚公路北线约 0.4 km	± 0.747
7	泰安	山东	山洞	良好	位于泰山南麓正南, 0.5 km 处有小型水库	± 0.989
8	炭山	宁夏	山洞	良好	位于海原县炭山乡丘陵村, 距海原县新区约 20 km, 台站供电系统时常故障	± 0.891
9	乌加河	内蒙	山洞	优秀	位于内蒙古自治区巴彦淖尔市乌拉特中旗乌加河镇正北 1 km 处	± 0.838
10	乌什	新疆	山洞	优秀	阿克苏地区乌什县西郊的七女坟旁	± 0.605

本文所选重力站大多分布在我国的中高纬度地区, 观测场地与潮汐分析中误差存在一定相关性, 由表 3 可见: 观测环境等级为优秀的观测站, 中误差为 $\pm 0.60 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$; 观测环境等级为良好的台站中误差虽稍大, 也都小于 $\pm 1 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$ 。10 个观测站的中误差平均值为 $\pm 0.74 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$, 其中乌什重力站最小, 约为 $\pm 0.6 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$ 。

2.1.2 潮汐分析结果及比较

潮汐因子中误差是评价 gPhone 重力仪重力潮汐观测能力的一个重要指标。本文将 2016—2018 年期间的重力固体潮观测数据逐年进行调和分析, 平均后统计分析振幅大于 $10 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$ 的 5 个潮波的潮汐因子 δ 和中误差 σ , 结果列于表 4 和表 5。

由表 4 可见: 10 套仪器中除泰安和海拉尔的部分波外, 其它波的潮汐因子中误差均在 ± 0.0004 — ± 0.0007 附近。潮汐观测精度虽不及 OSG 型超导重力仪的精度, 但已经与二

表 4 连续重力观测站的潮汐因子 δ 和气压导纳值的统计结果Table 4 The result of gravimetric amplitude factor δ and barometric admittance of gravity observatories

重力站	O ₁ 波		P ₁ 波		K ₁ 波		M ₂ 波		S ₂ 波		气压导纳/(10 ⁻⁸ m·s ⁻² ·hPa ⁻¹)	
	δ	$\sigma/10^{-4}$	数值	中误差								
格尔木	1.152 94	4.0	1.145 22	14.3	1.131 84	9.9	1.165 22	1.5	1.165 10	3.4	-0.269	0.015
兰州	1.157 16	4.7	1.148 77	9.0	1.136 50	3.4	1.158 77	2.4	1.160 37	5.4	-0.319	0.011
高台	1.156 37	3.8	1.150 97	6.7	1.137 49	2.5	1.161 62	1.2	1.163 21	2.7	-0.391	0.008
海拉尔	1.155 19	5.9	1.157 16	11.2	1.138 65	4.1	1.167 74	4.2	1.171 67	9.4	-0.371	0.010
牡丹江	1.153 84	4.7	1.151 92	8.4	1.137 44	3.2	1.163 77	3.4	1.167 07	7.5	-0.347	0.009
沈阳	1.153 70	7.3	1.150 00	13.1	1.137 17	4.9	1.159 45	2.8	1.159 77	6.2	-0.356	0.010
泰安	1.158 32	11.3	1.153 09	20.6	1.139 41	7.7	1.155 73	2.4	1.156 20	5.6	-0.288	0.018
炭山	1.154 74	7.8	1.145 53	16.9	1.133 36	6.4	1.161 86	2.4	1.161 45	5.9	-0.312	0.024
乌加河	1.155 54	3.1	1.150 56	5.6	1.137 52	2.1	1.157 09	1.3	1.159 06	3.1	-0.299	0.010
乌什	1.155 14	3.9	1.151 40	7.0	1.137 26	2.6	1.160 97	1.4	1.161 00	3.2	-0.430	0.010

注: δ 为潮波的潮汐因子, σ 为中误差。

表 5 乌什重力观测站的潮汐分析结果

Table 5 The tidal analysis results of Wushi gravity observatory

起始频率 /cpd	结束频率 /cpd	潮波名称	潮汐振幅 (10 ⁻⁹ m·s ⁻²)	潮汐因子		相位滞后/°	
				数值	中误差	数值	中误差
0.501 37	0.911 39	Q ₁	58.938 1	1.154 66	0.001 80	-0.097	0.09
0.911 39	0.947 99	O ₁	307.830 6	1.155 14	0.000 39	0.020	0.019
0.947 99	0.981 85	M ₁	24.209 7	1.504 93	0.004 20	-0.427	0.160
0.981 86	0.998 63	P ₁	143.232 9	1.151 40	0.000 70	-0.060	0.035
0.998 63	1.001 37	S ₁	3.387 2	1.209 77	0.042 58	16.412	2.319
1.001 37	1.004 11	K ₁	432.929 1	1.137 26	0.000 26	0.007	0.014
1.004 11	1.006 85	Ψ_1	3.387 1	1.260 70	0.030 07	-0.923	1.368
1.006 85	1.023 62	ϕ_1	6.164 9	1.169 38	0.016 14	-0.622	0.791
1.023 62	1.057 49	J ₁	24.208 8	1.153 00	0.004 61	-0.174	0.229
1.057 49	1.470 24	OO ₁	13.246 6	1.162 69	0.011 38	0.117	0.561
1.470 24	1.880 26	2N ₂	13.001 1	1.161 73	0.003 27	0.201	0.161
1.880 27	1.914 13	N ₂	81.411 6	1.159 33	0.000 71	-0.046	0.035
1.914 13	1.950 42	M ₂	425.214 3	1.160 97	0.000 14	0.013	0.007
1.950 42	1.984 28	L ₂	12.018 8	1.157 81	0.006 06	-0.428	0.300
1.984 28	2.002 74	S ₂	197.832 1	1.161 00	0.000 32	-0.289	0.020
2.002 74	2.451 94	K ₂	53.780 9	1.158 76	0.001 54	-0.137	0.076
2.451 94	7.000 00	M ₃ M ₆	6.287 4	1.073 14	0.006 61	0.109	0.353

十世纪八九十年代的超导重力仪结果相当。只是 gPhone 重力仪测定的气压导纳平均值为 $(-0.319 \pm 0.028) \times 10^{-8}$ m·s⁻²·hPa⁻¹, 精度较超导重力仪结果低一个量级(表 6)。此外, 10 个重力观测站中, 乌什重力站的潮汐分析结果精度最高, 其潮汐分析结果(表 5)呈现潮波振幅大、精度高和振幅小、精度低的特征, 其中振幅最大的 M₂ 波的中误差可达 $\pm 0.000 14$, 振幅最小的 Ψ_1 波仅为 $\pm 0.003 27$ 。这表明, 最优 gPhone 重力仪(乌什重力站)的潮汐观测精度虽只有 OSG 型超导重力仪观测精度的 0.5 倍, 然已高于早期超导重力仪 0.5 个数量级(表 6)。

2.1.3 潮汐观测的稳定性检验

重力仪的潮汐观测能力还可以通过潮汐稳定性(Ducarme *et al.*, 2002)来评估。本文将 10 套仪器 2016—2018 年各潮波的年潮汐因子与 3 年均值的差作为潮汐稳定性(下文简称为稳

表 6 各型重力仪潮汐观测精度和稳定性分析

Table 6 Accuracy and stability analysis of tidal observatory for different gravimeters

重力仪类型	数据时段	M ₂ 波潮汐因子中误差/(10 ⁻⁸ m·s ⁻²)	中误差/(10 ⁻⁸ m·s ⁻² ·hPa ⁻¹)	导纳中误差/(10 ⁻⁸ m·s ⁻² ·hPa ⁻¹)	稳定性	来源
LRC	1973—1990	0.002 00—0.005 00	—	—	—	
GEO	1971—1990	0.001 00—0.002 00	—	—	—	Melchior和de Becher (1983)
GWR	1975—1988	0.000 08	—	—	—	
LRC	1983—1986	≤0.005 00	—	—	0.005 0	毛慧琴等(1989)
GS		0.000 30—0.003 00	—	—	—	
DZW	1989—1993	0.000 80—0.004 00	—	—	—	
LRC		0.000 40—0.002 00	—	—	—	魏望生和喻节林(1995)
GEO		0.001 00—0.005 00	—	—	—	
T, CT, CD	1989—2000	—	±0.05—±0.70	±0.000 4—0.003 0	0.001 5	Ducarme et al (2002)
ASK		—	—	±0.010 0	—	
LRC	2000—2001	0.000 51	±0.20	±0.022 0	—	孙和平等(2002)
OSG		0.000 06	±0.02	±0.002 0	—	
T, CT, CD	1997—2001	0.000 70	—	±0.000 4—0.003 0	0.001 0	Xu et al (2004)
OSG	2009—2010	0.000 04	±1.10—±1.40	±0.000 5	—	韦进等(2012)

定度)来评估重力仪的潮汐观测能力.

图2统计了10个重力站4个潮波的稳定性, 可见: 除其中7个观测站的P₁波(图2c)外, 其它潮波的稳定性均小于0.001 5, 这一结果已经远高于流动重力仪组网观测的重力潮汐剖面各站点的稳定性($\leq 0.005 0$)(毛慧琴等, 1989); 7个重力站4个潮波的稳定性均达到了早期超导重力仪的观测水平($\leq 0.001 5$).

表6给出了二十世纪七十年以来重力仪潮汐观测能力的指标统计表. 可见: gPhone重力仪周日和半日波的潮汐观测精度优于二十世纪八九十年代的LCR (LaCoste&Romberg)、GEO

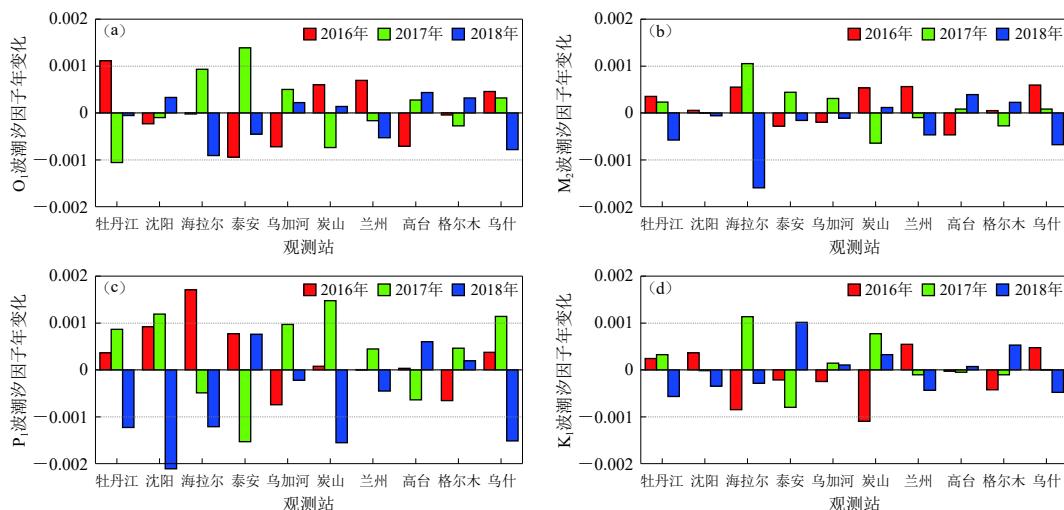


图2 2016—2018年主要潮波的潮汐因子稳定性变化

(a) O₁波; (b) M₂波; (c) P₁波; (d) K₁波

Fig. 2 Variation of the stability of gravimetric amplitude factor of the main tidal waves from 2016 to 2018

(a) O₁ wave; (b) M₂ wave; (c) P₁ wave; (d) K₁ wave

(大地型)、DZW(中国地震局地震研究所)、GS(阿斯卡尼亞公司一款重力仪)、ASK(阿斯卡尼亞公司一款重力仪)等各型弹簧重力仪约0.5—1个数量级, 其中精度高的与早期的T型(大容量杜瓦瓶型)、CT型(紧凑型)和CD型(双球型)的相当, 但与现代OSG型超导重力仪相比要低0.5—1个数量级。气压负荷改正参数的精度方面, gPhone可以解算出精度为 $\pm 0.009 \times 10^{-8}$ — $\pm 0.028 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 的气压导纳值, 较超导重力仪结果低一个数量级。

全球潮汐模型关注的频段是gPhone重力仪的优势频段(周日和半日波), 且Xu等(2004)在利用全球超导重力仪建立全球实验潮汐模型时就指出, 潮汐因子中误差优于0.000 7即可进行全球潮汐模型的建立工作。本文据此选取重力仪来评估全球潮汐模型的精度。

2.2 观测和全球潮汐模型的比较

上述10个重力站的潮汐观测精度均达到了建立实验潮汐模型的标准, 因此利用2016—2018年各年份的观测模型和表2中所列的7个全球潮汐模型进行比较分析, 建立两者间的相对误差、单一波群的均方根(root mean square, 缩写为RMS)、所有波群的和方根(root sum square, 缩写为RSS)和纬度依赖关系等指标进行全球潮汐模型的精度评定。

2.2.1 基本方法

gPhone重力仪的优势频段为周日和半日波, 且潮波振幅越大、精度越高。本研究采用均方根(RMS)来衡量理论模型与重力网观测模型的某潮波偏差和方根RSS来综合评估全球潮汐模型的精度(李大炜等, 2012), 具体表达式如下:

$$\text{RMS} = \left\{ \frac{1}{K} \sum_{n=1}^K [A_0^2(n)(\delta_0(n) \cos \varphi_0 - \delta_m(n) \cos \varphi_m)^2 + A_0^2(n)(\delta_0(n) \sin \varphi_0 - \delta_m(n) \sin \varphi_m)^2] \right\}^{1/2}, \quad (3)$$

$$\text{RSS} = \left\{ \frac{1}{K} \sum_{i=1}^I \sum_{n=1}^K [(\delta_{0,i}(n) A_{0,i}(n) \cos \varphi_{0,i} - \delta_{m,i}(n) A_{0,i}(n) \cos \varphi_{m,i})^2 + (\delta_{0,i}(n) A_{0,i}(n) \sin \varphi_{0,i} - \delta_{m,i}(n) A_{0,i}(n) \sin \varphi_{m,i})^2] \right\}^{1/2}, \quad (4)$$

式中: δ_0 、 A_0 和 φ_0 分别为重力站的潮汐因子、理论振幅、理论相位(通常为0°); δ_m 和 φ_m 分别为模型在重力站点经过气压、海潮改正后的潮汐因子和相位, K 为重力站的个数, n 为重力站的序号, m 表示观测结果, I 为潮波分波数, 本文为5(M_2 , K_1 , O_1 , P_1 , Q_1 , 共计5个)。理论潮汐振幅分别从Tamura(1987)的潮波表和郗钦文的潮波表(郗钦文, 侯天航, 1987)中选一。表7为利用7个理论模型计算的RMS和RSS。由表7可见: 除Molodensky均质圆球模型外, 考虑地球扁率的M2001和DDW-NHi模型的RSS更小, 其中M2001结果与观测数据吻合得更好, 这表明考虑地球扁率的模型更能反映我国潮汐的观测规律, 采用郗钦文潮波表(郗钦文, 侯天航, 1987)计算的RSS优于采用Tamura潮汐表所得的RSS, 由此可见DDW-NHi和M2001模型的精度高于其它模型。

两个全球潮汐模型与观测站潮汐因子的相对误差统计结果(表8)显示, DDW-NHi模型下各重力站的 M_2 、 O_1 、 K_1 和 P_1 波潮汐因子的相对误差均值分别为0.16%、0.17%、0.35%、0.28%, M2001模型下的各潮波潮汐因子的相对误差均值分别为0.15%、0.15%、0.37%、0.18%, 这表明DDW-NHi和M2001模型下各重力站各潮波潮汐因子的相对误差为0.15%—0.37%, 一致性高, 其中高台重力站 M_2 波潮汐因子的偏差在0.000 15附近, 达到了早期超导重力仪的潮汐观测稳定性(Xu et al., 2004; Habel, Meurers, 2014)。从表8还发现, M2001模型

表 7 7 个全球潮汐模型计算所得重力残差的均方根 RMS 及和方根 RSS

Table 7 RMS and RSS of the residual gravity corrected by seven global body tide models

潮汐模型	地球模型	RMS/($10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$)					RSS/($10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$)	
		M ₂ 波	K ₁ 波	O ₁ 波	P ₁ 波	Q ₁ 波	Tamura 潮波表	郗钦文 潮波表
Molodensky	均质圆球	0.143 9	0.168 7	0.173 4	0.064 8	0.047 8	0.292 8	0.291 2
	1066A	0.190 9	0.179 8	0.169 3	0.068 9	0.039 9	0.322 1	0.322 0
Warh	PREM-C	0.190 9	0.179 8	0.169 4	0.069 3	0.040 0	0.322 3	0.320 6
	C2	0.199 9	0.179 8	0.171 2	0.068 9	0.039 9	0.328 5	0.329 0
	DDW-He	0.143 6	0.227 5	0.167 1	0.066 6	0.053 7	0.328 0	0.328 1
DDW	DDW-NHi	0.144 5	0.171 3	0.167 1	0.065 2	0.040 2	0.289 8	0.289 6
	M2001	0.144 5	0.168 3	0.167 2	0.065 2	0.040 2	0.288 1	0.287 9

表 8 两个全球潮汐模型与观测站的潮汐因子的相对误差

Table 8 The relative errors of the gravimetric amplitude factors between DDW-NHi and M2001 models and the observatories

台站	M ₂ 波潮汐因子相对误差		O ₁ 波潮汐因子相对误差		P ₁ 波潮汐因子相对误差		K ₁ 波潮汐因子相对误差		RMS/($10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$)	
	DDW-NHi	M2001	DDW-NHi	M2001	DDW-NHi	M2001	DDW-NHi	M2001	DDW-NHi	M2001
格尔木	0.251 3%	0.251 3%	0.178 2%	0.150 4%	0.253 3%	0.247 4%	0.259 5%	0.459 4%	0.120 6	0.141 0
高台	0.015 2%	0.015 2%	0.224 4%	0.253 1%	0.187 8%	0.189 1%	0.312 9%	0.094 1%	0.087 5	0.068 3
海拉尔	0.015 3%	0.495 8%	0.062 1%	0.093 9%	0.815 2%	0.800 9%	0.574 1%	0.290 9%	0.223 8	0.198 0
兰州	0.015 4%	0.211 4%	0.354 1%	0.381 8%	0.269 4%	0.275 8%	0.291 5%	0.093 8%	0.114 6	0.105 1
牡丹江	0.015 5%	0.200 8%	0.188 0%	0.157 6%	0.582 2%	0.575 4%	0.244 1%	0.008 6%	0.227 8	0.220 6
乌什	0.015 6%	0.236 3%	0.025 6%	0.003 9%	0.168 3%	0.165 9%	0.246 3%	0.011 9%	0.107 8	0.095 5

的 RMS 比 DDW-NHi 更小, 这与累计残差振幅结果(表 7)一致.

2.2.2 潮汐振幅的纬度依赖关系

在全球潮汐模型中, 潮汐因子通常被表示为全球常数项与纬度依赖项之和, 潮汐因子的值与重力站纬度有关. 将 10 个重力站 2016—2018 年逐年的潮汐参数和 3 个 RSS 较小的全球潮汐模型的潮汐参数按纬度排列, 如图 3 所示.

由图 3a 可见, 潮汐振幅与纬度有明显的相关性, 其中: M₂ 波和 O₁ 波的理论振幅与观测振幅差异不大; DDW-NHi 以及 M2001 模型的 K₁ 波一致性较好, 而与 Molodensky 模型相差 $1 \times 10^{-8} - 2 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$, 所以观测振幅与 DDW-NHi 或 M2001 模型一致性更好.

从潮汐因子与纬度的相关性(图 3b)可见, 本文所选站点的纬度与潮汐因子的相关性不明显, 观测值分居模型的两侧, 观测值与模型值相差 0.000 15—0.005 00.

综合 RMS、RSS 和潮汐振幅的纬度依赖关系表明, DDW-NHi 和 M2001 模型的 RSS 值相对较小, 处于 $0.28 \times 10^{-8} - 0.29 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$ 之间(表 7). 在潮汐振幅与纬度的相关性中, Molodensky 模型的 K₁ 波在高纬度地区(35°N — 50°N)明显偏离另外两个模型. 因此本文初步认定 DDW-NHi 和 M2001 模型可被我国相对重力仪用于潮汐改正.

2.2.3 理论和观测潮汐改正模型的比较

我国流动重力观测站数目远多于连续重力观测站, 流动重力数据采用的还是 Molodensky 均质圆球确定的潮汐改正模型. 为评估该模型和本文筛选模型时域范围内的改正特征, 依然将 Molodensky 模型纳入评价范围. 因此本文利用 3 个理论的和 1 个观测的潮汐改正模型对观测精度最优的乌什重力站 2016 年的观测数据(图 4a)进行时域改正, 比较改正后的重力

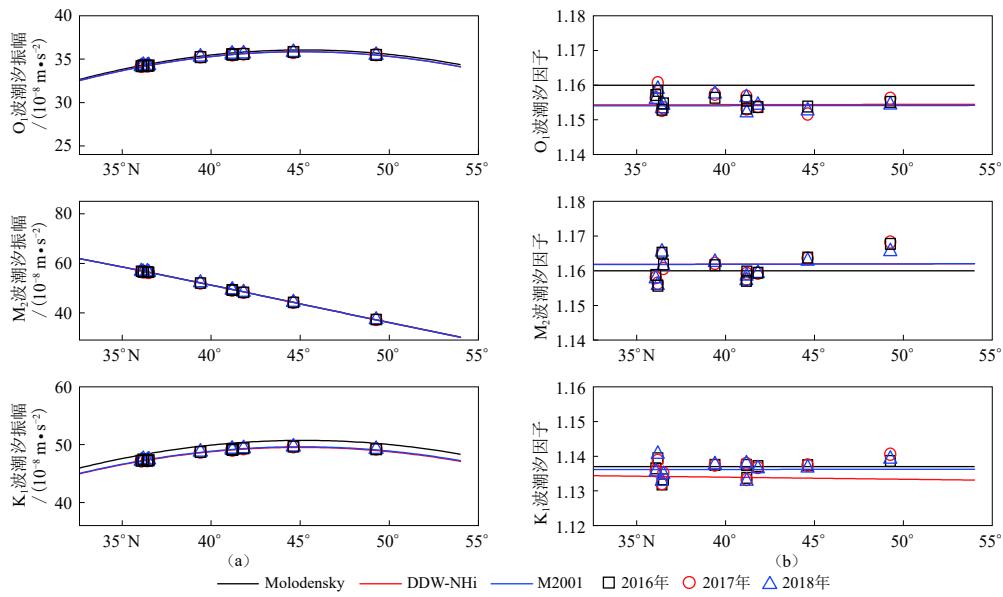


图 3 O_1 波, M_2 波和 K_1 波的潮汐振幅(a)和潮汐因子(b)的纬度依赖关系

Fig. 3 The latitude dependence of the gravimetric amplitude (a) and gravimetric amplitude factors (b) of O_1 , M_2 and K_1 waves

残差时间序列和功率谱密度,结果如图 4 所示。

由图 4 可见:观测模型的重力残差最小(图 4e),其日均值中误差仅为 $\pm 0.1 \times 10^{-8}$ — $\pm 0.5 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$,且功率谱密度最大能量不到 -110 dB ($1 \text{ dB} = 10 \lg (10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2})^2 / \text{Hz}$),几乎被淹没在残差噪声中(图 4f);3 个理论模型中 DDW-NHi 的重力残差日均值中误差最小,仅为 $\pm 0.4 \times 10^{-8}$ — $\pm 1.0 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$,优于 Molodensky 模型的中误差 $\pm 0.5 \times 10^{-8}$ — $\pm 1.5 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$,也优于 M2001 模型的中误差 $\pm 0.7 \times 10^{-8}$ — $\pm 1.4 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$ 。

对理论潮汐模型的潮汐改正精度进行评价时, RMS 和 RSS 指标未考虑小振幅潮波。而利用它们在时域内进行潮汐改正,则可以分析这些小振幅潮波对潮汐改正的影响。理论模型中,DDW-NHi 和 M2001 模型的周日波频段上 O_1 波, P_1 波和 K_1 波的残差能量相当(图 5a),但与 Molodensky 模型的 K_1 波存在较大差异,这与潮汐振幅与纬度的相关性结果(图 3e)一致。另一方面,Molodensky 模型的 K_1 波功率谱密度大于其它两模型,应与该模型 K_1 波的潮汐因子不准确有关。

由于 M2001 模型的 M_2 波模型参数采用的是其它模型的,带入时域改正后存在 -90 dB 的重力残差信号(图 5b),这可能是 M_2 波模型参数相位为 0° 所致,因此这也是 M2001 模型的改正结果不及 DDW-NHi 模型的原因之一。此外,模型与观测的差异应该是模型中未考虑台站观测场地、观测环境等因素的影响所导致。

综上所述,DDW-NHi 模型是本文统计的理论模型中最优者,而传统的 Molodensky 潮汐改正模型的改正精度仅为 $\pm 0.5 \times 10^{-8}$ — $\pm 1.5 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$ 。

3 讨论与结论

在全球的 7 个潮汐模型中,DDW-NHi 模型的潮汐改正结果精度最高,能达到 $\pm 0.4 \times$

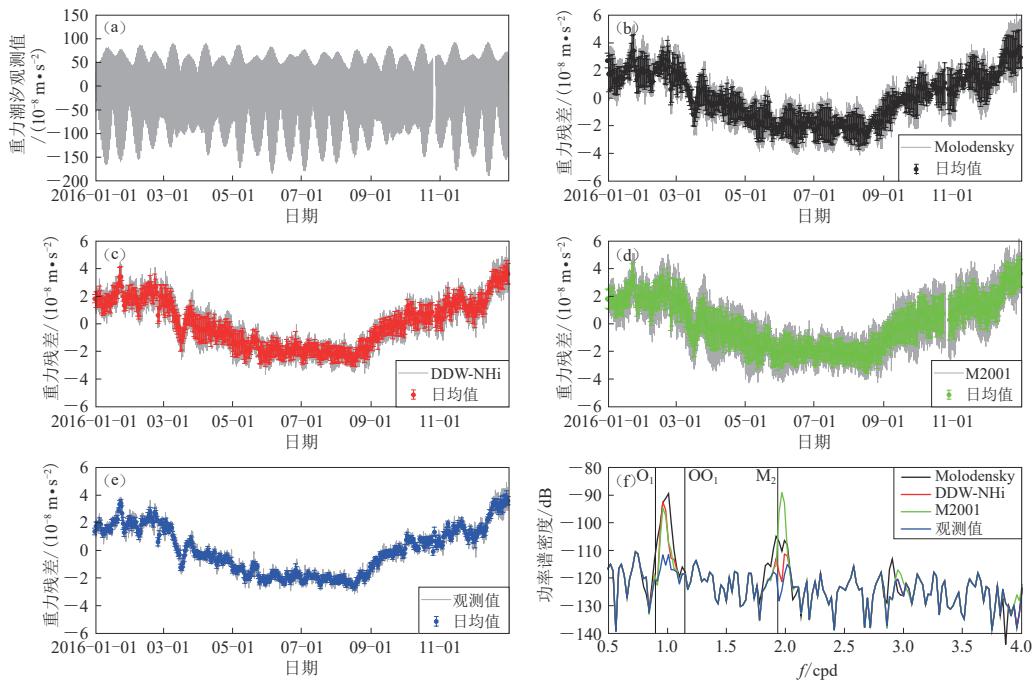


图 4 潮汐模型潮汐改正后的重力残差时间序列及其功率谱密度

(a) 乌什重力站固体潮预处理数据; (b) Molodensky 模型潮汐改正的重力残差; (c) DDW-NHi 模型潮汐改正的重力残差; (d) M2001 模型潮汐改正的重力残差; (e) 观测模型潮汐改正的重力残差; (f) 重力残差的功率谱密度

Fig. 4 Residual gravity and power spectral density corrected by several tidal models

(a) The preprocessing gravity data from Wushi observatory; (b) The residual gravity corrected by Molodensky model; (c) The residual gravity corrected by DDW-NHi model; (d) The residual gravity corrected by M2001 model; (e) The residual gravity corrected by observed model; (f) The power spectral density of the residual gravity

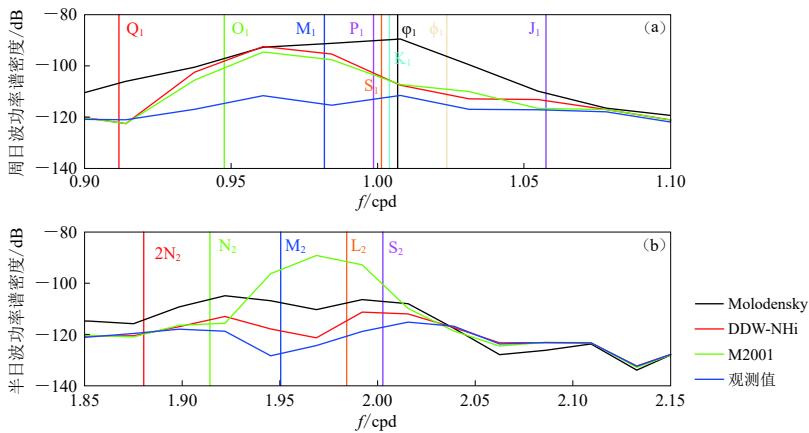


图 5 周日波(a)和半日波(b)的重力残差功率谱密度频段特征

Fig. 5 The power spectral density of the residual gravity for diurnal (a) and semi-diurnal (b) waves

$10^{-8} \pm 1.0 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$, 而传统的 Molodensky 模型的潮汐改正结果只能达到 $\pm 0.5 \times 10^{-8} \pm 1.5 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$. 前文分析主要集中于不同地球模型的改正精度评估, 然而除了地球模型之

外,影响全球潮汐模型改正精度的因素还包括计算精度时所使用的海潮模型、仪器多年运行观测系统的格值系数变化等.为讨论本文结果的有效性,下面将进一步讨论上述两个因素对全球潮汐模型改正精度评估的影响.

全球潮汐模型仅含地球岩石圈及其内部圈层的影响,而实际观测数据中富含诸如海潮、气压等地球外部圈层的影响.近年来国际上推出多个高精度全球海洋潮汐模型和区域海潮模型,经过验潮站、全球导航卫星系统(global navigation satellite system, 缩写为 GNSS)、重力等手段的检验获知联合近海海潮模型方能获得更高精度的海潮改正.

3.1 区域海潮改正模型对利用全球模型潮汐改正的影响

本文利用重力残差矢量(Melchior, 1994, H  bel, Meurers, 2014)分潮波比较 Nao.99b 全球海潮模型、Nao.99b+osu.chinasea.2010 组合以及 Nao.99b+naoregional.1999 组合这 3 种海潮模型对 DDW-NHi 模型精度的影响特征,结果如图 6 所示.由于 DDW-NHi 模型并不包含相位的影响,因此在进行重力固体潮频域改正时也不考虑相位.

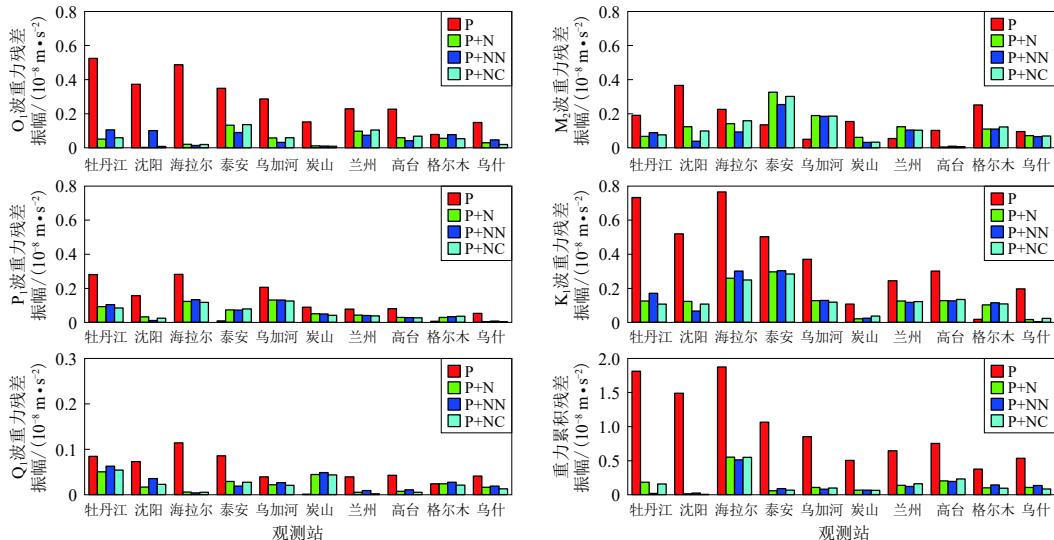


图 6 海潮负荷改正前后观测的与模型的重力残差振幅比较

图中 P 代表进行了气压改正; +N 代表进行了 Nao.99b 海潮负荷改正; +NC 代表进行了 Nao.99b 和 osu.chinasea.2010 海潮负荷改正; +NN 代表进行了 Nao.99b 和 naoregional.1999 海潮负荷改正

Fig. 6 Comparison of the residual gravity amplitude before and after corrected by ocean loading models and global body tide model

P represents the gravimetric amplitude factors corrected by atmospheric pressure; +N represents those corrected by global ocean model of Nao.99b; +NC represent the those corrected by the composite ocean model of Nao. 99b and osu.chinasea.2010; +NN represent those corrected by the composite ocean model of Nao.99b and naoregional.1999

未进行海潮改正时(图 6 中的红色线柱),各潮波重力残差振幅和各潮波累加值在 0.1×10^{-8} — $2 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$ 之间,并呈现东部振幅大、西部小的特点;东部振幅最大为 $2 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$,西部最小为 $0.5 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$.海潮负荷改正后,所有潮波的重力残差振幅显著减小,分潮波的海潮负荷改正量最大为 $1.5 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$,最小只有 $0.3 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$,改正量为改正前重力残差振幅的 70%—80%,这一结果与其它内陆台站的改正量(周江存等, 2009)基本一致.由于海潮负荷改

正量级已经远大于表 7 中单一潮波的重力残差振幅, 因此海潮负荷改正是本文必不可少的工作.

由图 6 还可以看到, 不同组合模型之间的重力残差振幅差异不足 $0.1 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$, 该量级小于表 7 中单一潮波重力残差振幅, 因此本文认为区域海潮模型的差异不会对全球潮汐模型的改正产生影响.

3.2 全球海潮模型对利用全球模型潮汐改正的影响讨论

为进一步讨论全球海潮模型对潮汐改正的影响, 本文对海潮负荷时序改正前后的潮汐因子与 DDW-NHi 模型之间的差异进行对比, 结果如图 7 所示. 可见: 所有东部台站的海潮负荷改正量均较大, 西部台站均较小, 这符合我国东部重力站受太平洋海潮影响强于西部的规

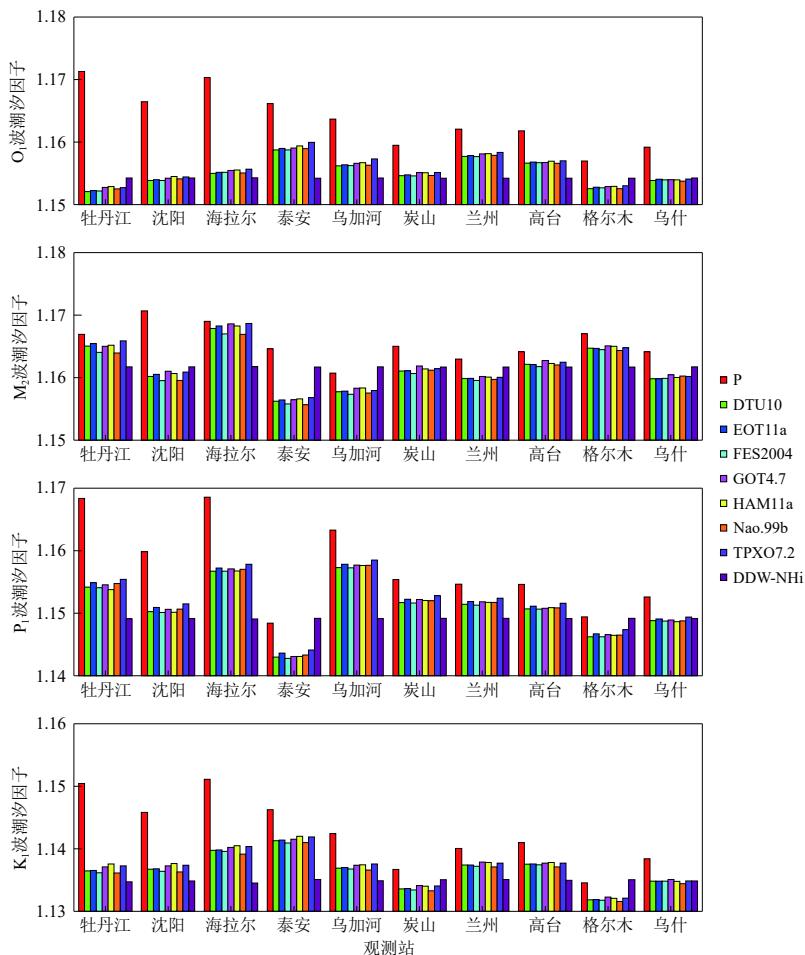


图 7 海潮改正对潮汐因子的影响

图中 P 代表进行了气压改正的潮汐因子; DUT10, EOT11a, FES2004, GOT4.7, HAM11a, Nao.99b 和 TPXO7.2 分别代表进行了气压和对应全球海潮模型改正的潮汐因子; DDW-NHi 代表了 DDW-NHi 理论潮汐因子. 横坐标台站按经度由东向西排列

Fig. 7 Impaction of the gravimetric amplitude factors corrected by seven global ocean models

P represents the gravimetric amplitude factors corrected by atmospheric pressure; DUT10, EOT11a, FES2004, GOT4.7, HAM11a, Nao.99b and TPXO7.2 represent those corrected by atmospheric pressure and corresponding global ocean tide model respectively;

DDW-NHi represents those in DDW-NHi. The stations are arranged from east to west according to their longitude

律。从改正量级看,牡丹江重力站 O_1 波的改正量最大,可达 0.020 0,平均值也有 0.003 0,该量级与观测系统的潮汐稳定度相当,高于潮汐因子的观测精度,说明海潮负荷改正后的潮汐因子大小均趋于 DDW-NHi 全球潮汐模型值,海潮负荷改正在研究非常必要。

比较不同海潮负荷改正模型之间的差异可知,图 7 中的 7 个全球海潮负荷改正结果的差异较小,为 0.000 5—0.002 0,小于改正前后的潮汐因子差异 0.020 0—0.003 0 和观测系统稳定度 0.001 5,与潮汐因子的观测精度 0.000 7 相当。因此,在进行全球潮汐模型评估时须进行海潮负荷改正,而不同海潮负荷改正模型之间的差异对结果影响并不明显。

3.3 格值系数对模型检验的影响

相对重力仪格值系数偏差会直接影响观测潮汐改正模型的准确性(Francis *et al*, 1998; Habel, Meurers, 2014),gPhone 重力仪的格值系数的范围是 0.999 9—1.019 0(刘子维等, 2011; 张锐等, 2011)。本研究选择青海格尔木重力站 2016—2018 年逐年观测数据讨论潮汐因子、残差中误差与格值系数的关系,结果如图 8 所示。

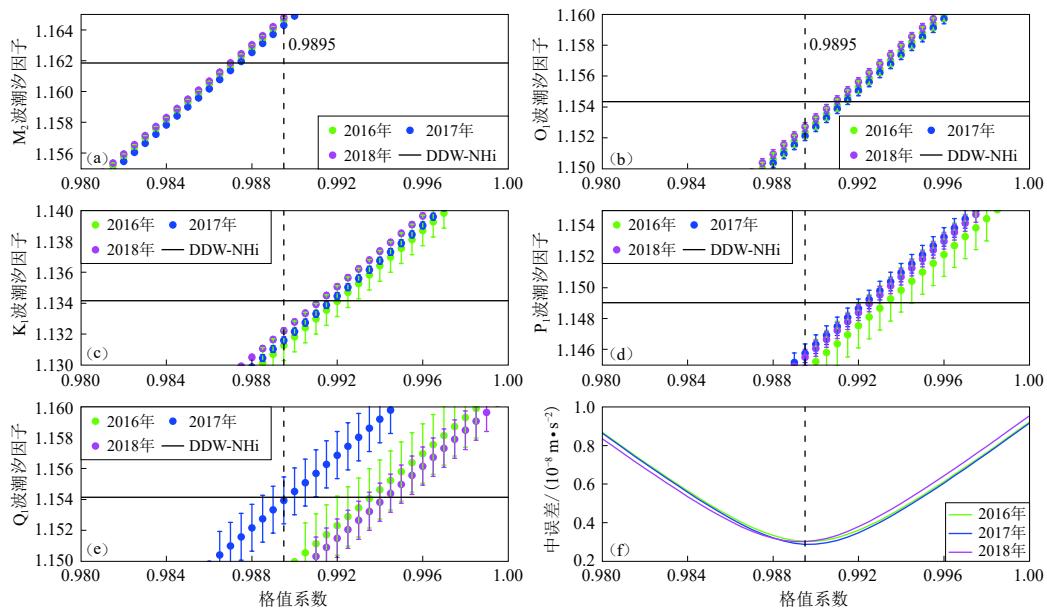


图 8 格尔木观测站潮汐因子和调和分析中误差随格值系数的变化

(a) M_2 波; (b) O_1 波; (c) K_1 波; (d) P_1 波; (e) Q_1 波; (f) 中误差随格值系数的变化

Fig. 8 Varaition of gravimetric amplitude factor and RMS of the harmonic analysis with the scale factor for Golmud observatory

(a) M_2 wave; (b) O_1 wave; (c) K_1 wave; (d) P_1 wave; (e) Q_1 wave; (f) The RMS of the residual gravity

以 DDW-NHi 模型为潮汐改正模型,利用重力残差(图 8f)作为约束测定格值系数。从图 8a–e 可见:观测潮汐因子与理论仅相差 0.001—0.002。如果不进行这样的标定(即格值系数为 1),潮汐因子偏差可能大于 0.005,该量级已远超当前 gPhone 重力仪的稳定度和潮汐观测精度。因此进行观测系统的格值系数改正是必不可少的。

3.4 结论

本文比较了 7 个常用的全球潮汐模型,并利用 10 个安装 gPhone 重力仪的重力站超过

3 年的观测资料对模型进行了检验。gPhone 重力仪的周日和半日波潮汐观测能力虽然比现代 OSG 型超导重力仪低 0.5—1.0 个数量级, 但是依然可达到早期超导重力仪的水平, 这样的精度可以对全球潮汐模型精度进行评估。对潮汐观测和理论模型的均方根、和方根、潮汐因子相对误差、潮汐因子的纬度依赖关系和重力残差及其功率谱密度的评估结果显示 DDW-NHi 的全球潮汐模型能够提供最优的重力残差精度为 $\pm 0.4 \times 10^{-8}$ — $\pm 1.0 \times 10^{-8}$ m/s², 比大规模流动重力观测常用的 Molodensky 模型的精度 $\pm 0.5 \times 10^{-8}$ — $\pm 1.5 \times 10^{-8}$ m/s² 高出 1×10^{-8} — 2×10^{-8} m/s²。

在讨论海潮负荷和格值系数对潮汐模型精度评估影响时, 仅进行全球潮汐模型的改正而未进行海潮和格值系数校正引起的潮汐因子偏差分别可达 0.003 0—0.020 0 和 0.001—0.005, 这一量级已经远大于 gPhone 重力仪的潮汐观测稳定度和潮汐因子的观测精度。不同海潮模型改正的影响量级(0.000 5—0.002 0)与潮汐因子的观测精度相当, 因此可忽略其对模型精度评估的影响。

本文所选观测站只有 10 个, 且多分布在我国北方中高纬度地区; 无南方台站特别是沿海台站参与本次评估, 难免会使得结果仅具有区域性规律。从观测资料来看, 南方和沿海地区的潮湿使重力观测系统在长期连续观测过程中的故障率较高, 使用现有分析方法和近期数据无法达到评估模型所需的精度。如何筛选此类观测数据、研制新的观测精度评估方法成为解决此类问题的一个重要内容。在进行潮汐改正时, 气压负荷影响不容忽视, 而并非所有重力站目前均具备同址同采样率的气压观测条件。为弥补站点辅助测量数据的缺失可探讨国际已经发布的全球气压模型的潮汐改正可行性。此外, 本文还讨论了格值系数对模型评估的影响, 认为需要研制出高效的连续重力观测数据标定方法, 使得标定数据达到潮汐模型评估和模型建立所需要的精度。总之, 如何科学产出符合全球潮汐模型评估精度的重力潮汐数据是本文工作特别是建立潮汐模型的根本所在。

感谢国家重力台网中心提供 10 套高精度 gPhone 重力仪超过 3 年的重力固体潮数据, 感谢审稿专家提出的宝贵意见和建议。

参 考 文 献

- 李大炜, 李建成, 金涛勇, 胡敏章. 2012. 利用验潮站资料评估全球海潮模型的精度[J]. 大地测量与地球动力学, 32(4): 106—110.
- Li D W, Li J C, Jin T Y, Hu M Z. 2012. Accuracy estimation of recent global ocean tide models using tide gauge data[J]. *Journal of Geodesy and Geodynamics*, 32(4): 106—110 (in Chinese).
- 刘子维, 李辉, 韦进, 郝洪涛, 吴云龙. 2011. 利用 M₂ 波潮幅因子精密测定 gPhone 弹簧重力仪的标定因子[J]. 大地测量与地球动力学, 31(5): 146—150.
- Liu Z W, Li H, Wei J, Hao H T, Wu Y L. 2011. Accurate determination of calibration factor of gPhone spring gravimeters by using M₂ tidal wave amplitude factor[J]. *Journal of Geodesy and Geodynamics*, 31(5): 146—150 (in Chinese).
- 毛慧琴, 许厚泽, 宋兴黎, 陈振邦. 1989. 中国东西重力潮汐剖面[J]. *地球物理学报*, 32(1): 62—69.
- Mao H Q, Hus H T, Song X L, Chen Z B. 1989. East-west gravity tidal profile of China[J]. *Acta Geophysica Sinica*, 32(1): 62—69 (in Chinese).
- 孙和平, 许厚泽, 徐建桥, 柳林涛. 2000. 重力场的潮汐变化观测及其研究[J]. *地球科学进展*, 15(1): 53—57.
- Sun H P, Xu H T, Xu J Q, Liu L T. 2000. Observation and study of the tidal variation in gravity field[J]. *Advance in Earth Sciences*, 15(1): 53—57 (in Chinese).

- 孙和平, 陈晓东, 刘明, 周百力. 2002. LCR-ET20 弹簧型潮汐重力仪观测结果的分析和比较[J]. 地震学报, 24(5): 510-515.
- Sun H P, Chen X D, Liu M, Zhou B L. 2002. Analysis and comparison of the tidal gravity observations obtained with LCR-ET20 spring gravimeter[J]. *Acta Seismologica Sinica*, 24(5): 510-515 (in Chinese).
- 韦进, 李辉, 刘子维, 康开轩, 郝洪涛. 2012. 武汉九峰地震台超导重力仪观测分析研究[J]. 地球物理学报, 55(6): 1894-1902.
- Wei J, Li H, Liu Z W, Kang K X, Hao H T. 2012. Observation of superconducting gravimeter at Jiufeng seismic station[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 55(6): 1894-1902 (in Chinese).
- 魏望生, 喻节林. 1995. 中国大陆重力潮汐参数及其特征研究[J]. 地壳形变与地震, 15(4): 77-85.
- Wei W S, Yu J L. 1995. Study on the gravity tide parameters and their characteristics in the mainland of China[J]. *Crustal Deformation and Earthquake*, 15(4): 77-85 (in Chinese).
- 郗钦文, 侯天航. 1987. 新的引潮位完全展开[J]. 地球物理学报, 30(4): 349-362.
- Xi Q W, Hou T H. 1987. A new complete development of the tide-generating potential for the epoch J2000.0[J]. *Acta Geophysica Sinica*, 30(4): 349-362 (in Chinese).
- 张锐, 韦进, 刘子维, 李辉, 郝洪涛. 2011. 用SGC053超导重力仪观测资料对gPh058重力仪格值的精密测定[J]. 大地测量与地球动力学, 31(5): 151-155.
- Zhang R, Wei J, Liu Z W, Li H, Hao H T. 2011. Accurate determination of scale value of gPh058 gravimeter by use of observations with SGC053 superconducting gravimeter[J]. *Journal of Geodesy and Geodynamics*, 31(5): 151-155 (in Chinese).
- 周江存, 徐建桥, 孙和平. 2009. 中国大陆精密重力潮汐改正模型[J]. 地球物理学报, 52(6): 1474-1482.
- Zhou J C, Xu J Q, Sun H P. 2009. Accurate correction models for tidal gravity in Chinese continent[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 52(6): 1474-1482 (in Chinese).
- Dehant V, Ducarme B. 1987. Comparison between the theoretical and observed tidal gravimetric factors[J]. *Phys Earth Planet Inter*, 49(3/4): 192-212.
- Dehant V, Defraigne P, Wahr J M. 1999. Tides for a convective Earth[J]. *J Geophys Res*, 104(B1): 1035-1058.
- Ducarme B, Sun H P, Xu J Q. 2002. New investigation of tidal gravity results from the GGP network[J]. *Bull Inf Marees Terrestres*, 136: 10761-10776.
- Francis O, Niebauer T M, Sasagawa G, Klopping F, Gschwind J. 1998. Calibration of a superconducting gravimeter by comparison with an absolute gravimeter FG5 in Boulder[J]. *Geophys Res Lett*, 25(7): 1075-1078.
- Hábel B, Meurers B. 2014. A new tidal analysis of superconducting gravity observations in western and central Europe[J]. *Contribut Geophys Geodesy*, 44(1): 1-24.
- Love A E H. 1909. The yielding of the Earth to disturbing forces[J]. *Mon Not R astr Soc*, 69(551): 476.
- Mathews P M. 2001. Love numbers and gravimetric factor for diurnal tides[J]. *J Geodetic Soc Jpn*, 46(4): 231-236.
- Melchior P, de Becker M. 1983. A discussion of world-wide measurements of tidal gravity with respect to oceanic interactions, lithosphere heterogeneities, Earth's flattening and inertial forces[J]. *Phys Earth Planet Inter*, 31(1): 27-53.
- Melchior P. 1994. A new data bank for tidal gravity measurements (DB 92)[J]. *Phys Earth Planet Inter*, 82(2): 125-155.
- Molodensky M S. 1961. The theory of nutation and diurnal Earth tides[J]. *Communs Obs Roy Belg*, 288: 25-56.
- Tamura Y. 1987. A harmonic development of the tide-generating potential[J]. *Bull Inf Marees Terrestres*, 99: 6817-6855.
- Wahr J M. 1981a. Body tides on an elliptical, rotating, elastic and oceanless earth[J]. *Geophys J R astr Soc*, 64(3): 677-703.
- Wahr J M. 1981b. A normal mode expansion for the forced response of a rotating earth[J]. *Geophys J R astr Soc*, 64(3): 651-675.
- Wahr J M. 1981c. The forced nutations of an elliptical, rotating, elastic and oceanless earth[J]. *Geophys J R astr Soc*, 64(3): 705-727.
- Xu J Q, Sun H P, Ducarme B. 2004. A global experimental model for gravity tides of the Earth[J]. *J Geodyn*, 38(3/5): 293-306.