

翟丽娜,孔祥瑞,杨锦玲,等,2020. 大连台重力固体潮受海潮负荷影响特征研究. 中国地震,36(4):953~960.

大连台重力固体潮 受海潮负荷影响特征研究

翟丽娜¹⁾ 孔祥瑞¹⁾ 杨锦玲²⁾ 苑争一³⁾ 王松阳¹⁾

1) 辽宁省地震局,沈阳 110034

2) 福建省地震局,福州 350003

3) 中国地震台网中心,北京 100045

摘要 大连台重力固体潮汐观测受海潮负荷影响较大,选取2015年1月1日~2019年8月14日的重力数据进行预处理,获得重力潮汐参数,基于选取的8个海潮模型对 O_1 、 K_1 和 M_2 波进行海潮负荷改正及评价分析。数值分析结果表明, O_1 、 K_1 和 M_2 波的重力海潮负荷振幅分布频段在 $2.4\sim 2.8\mu\text{Gal}$ 之间,3个主潮波的残差负荷改正有效性为43%~53%,8个海潮模型对大连台主潮波的海潮负荷改正差别较小。

关键词: gPhone重力仪 固体潮 海潮负荷 海潮模型 调和分析

[文章编号] 1001-4683(2020)04-0953-08 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

地球因太阳、月亮相对位置变化而产生周期性潮汐变化时,固体地球自身产生周期性的地面重力变化,长周波、半日波和日波合并称为重力固体潮(焦新华等,2009)。对重力固体潮的观测和分析,是在获得日月引潮力作用下的地球变化特征后,得到固体地球内部构造特征(刘清超等,2016),通过计算来提取重力固体潮中包含的地球物理信息以达到获取重力固体潮信号的目的。海潮是海洋表面受到太阳和月亮引力后产生的周期性涨落现象,其与重力固体潮具有同源性,会产生相同的频谱特征,因此在观测的重力固体潮资料中会夹杂海潮信息(张昭栋等,1989)。分析重力固体潮汐残差信号可获得地球内部动力学信息,但其中夹杂的全球和局部海潮负荷对分析结果影响较大,仅采用滤波法很难将其剔除,尤其在沿海地区,海潮负荷对重力潮汐振幅占比更大(杜文成等,2018)。为了更加有效地利用观测到的重力资料精密测定地球潮汐常数以及研究地核运动等问题,对重力观测资料进行海潮负荷信号改正尤为重要(孙和平等,2002)。

Farrell等(1972)首次提出采用海潮潮高和负荷格林函数进行褶积积分计算,求取海潮负荷影响,而后Schwidorski(1980)采用流体动力学差值方法构建较高精度的SCW80海潮模

[收稿日期] 2020-06-07; [修定日期] 2020-10-26

[项目类别] 震情跟踪青年项目(2021010204)、星火计划青年项目(XH21013Y)、星火计划攻关项目(XH19059)和辽宁省地震局青年基金(LZ201911)共同资助

[作者简介] 翟丽娜,女,1986年生,工程师,主要从事地壳形变与地震预测方面的研究工作。E-mail:529436296@qq.com

型,被广泛认可并作为标准使用。伴随现代高精度 Topex/Poseidon(T/P)卫星测高技术的进一步发展,国内外学者在前人基础上对海潮负荷开展更广泛的研究,通过构建和优化海潮负荷模型,对重力固体潮、地倾斜固体潮的影响进行改正计算,结合地域特点来选取某区域的最优海潮模型,提出了多种高精度海潮模型(Sun,1992;Neumeyer et al,2005;Bos et al,2005;周江存等,2005、2007;周江存,2008;孙和平等,2005a、2005b、2006;Florsch et al,2009;Arnos et al,2011;Kim et al,2011、2013;Zhou et al,2013;Ducarme et al,2014;杨锦玲等,2016;杜文成等,2018;刘清超等,2016)。本文主要搜集和研究现阶段应用较广泛的 FES2004、GOT4.7、EOT11a、DTU10、NAO99b、HAMTIDE11a、TPXO72 atlas 和 TPXO72 等 8 个海潮模型。

辽宁位于中国东北地区南部,构造上处于郯庐断裂带中北部渤海与辽河平原之间的营滩断裂带上,该地区地质构造复杂,基底介质刚度较高,新生代活动较强,复杂的构造环境使得辽宁地区成为中国大陆东北部最为活跃的地区(翟丽娜等,2019、2020)。大连台 gPhone 型连续重力观测仪放置于大连市国家基准台观测山洞内,是距海岸线较近的全国重力观测台站,海潮对该台重力固体潮资料的影响较大。为了更加真实地反映海潮影响程度,在对重力数据进行干扰处理后,进行重力固体潮各波群潮汐参数及精度估算,选取适合大连地区的 8 个海潮模型对主要潮波 S_2 、 M_2 、 K_2 、 N_2 、 K_1 、 O_1 、 Q_1 和 P_1 进行海潮负荷改正计算分析。

1 预处理调和分析

自 2010 年起,大连台 gPhone 秒采样弹簧重力仪进行观测并连入陆态网络数据库中。本文选取 2015 年 1 月 1 日~2019 年 8 月 14 日的秒值数据进行分析 and 研究(图 1、图 2)。进行潮汐参数计算时,首先进行降采样预处理,将秒值降采样为分钟值、分钟值降采样为小时值后,才可进行调和分析。采用国际低潮中心(ICET)降采样滤波器对秒值进行降采样,得到分钟值后,一般采用 Tsoft 软件(Van Camp et al,2005)对降采样后的数据进行预处理。数据预处理时,需先移除理论合成潮信息,而后扣除大气效应,剔除地震、尖峰、仪器掉格、突跳等错误数据(徐伟民等,2012;韦进,2012)。采用插值方法对仪器故障、断电等数据进行间断处理,将结果加上已扣除大气效应和理论合成潮的信息,最终得到重力潮汐数据。由于数据采集器原件故障,导致降采样处理后的重力数据在 2018 年 9 月 15 日~10 月 31 日期间出现了数据缺失。采用 Etema3.30(Wenzel,1996)软件对预处理的重力固体潮整点值做调和分析,计算获得 N_2 、 K_2 、 K_1 、 M_2 、 S_2 、 O_1 、 Q_1 和 P_1 波精度较高的参数(振幅因子、相位滞后和误差估算),见表 1。其中,振幅较大的有半日波 S_2 和 M_2 以及周日波 K_1 和 O_1 ,振幅分别为 S_2 波 $28.9938\mu\text{Gal}$ 、 M_2 波 $48.1454\mu\text{Gal}$ 、 K_1 波 $42.3419\mu\text{Gal}$ 、 O_1 波 $29.3428\mu\text{Gal}$,8 个主波振幅因子标准差在 3.2% 以内,精度较高。

2 海潮负荷计算及分析

2.1 海潮模型

近年来,全球现代化海潮模型有同化模型和经验模型 2 种,经验模型是对卫星测高数据进行潮汐信息提取而成,同化模型是在流体动力学模型基础上对各类观测数据同化后形成。本文选取 8 个海潮模型进行分析,虽然分辨率和精度逐步提高,但对于近海地形状况,海潮梯度一般变化较大。对大连连续重力数据进行分析时,选用的海潮模型具体信息如表 2 所

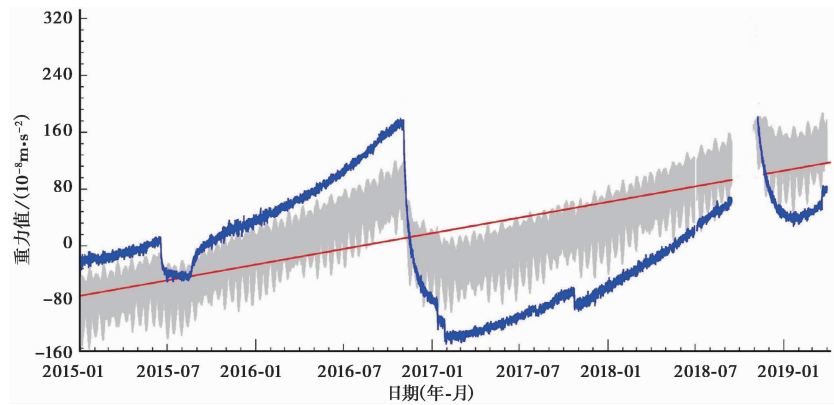


图 1 连续重力整点值采样潮汐重力图

蓝色曲线为重力非潮汐变化曲线；灰色曲线为沈阳重力残差值曲线；红色线为重力非潮汐变化趋势线

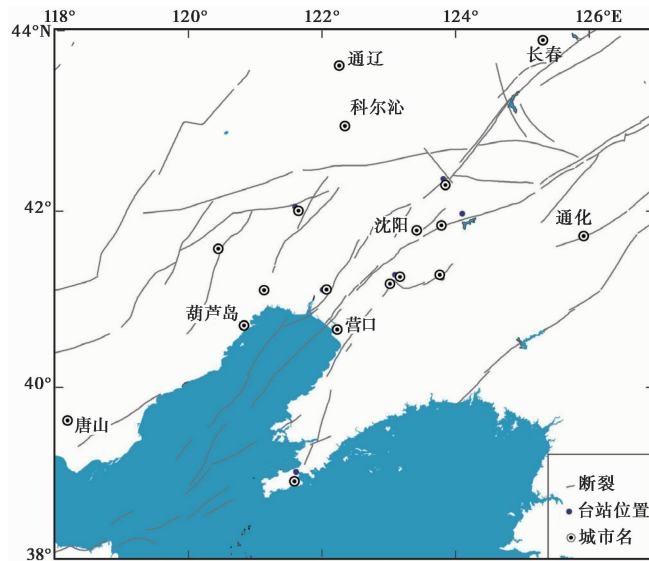


图 2 大连台连续重力区域图

表 1 大连台 gPhone 重力仪重力潮汐实测结果

波群	潮汐因子	潮汐因子中误差	潮波振幅/ μgal	相位滞后/ $^\circ$	相位滞后中误差
Q_1	1.0178	0.0411	5.3147	0.0547	0.0299
O_1	1.1107	0.0105	29.3428	0.1759	0.0231
P_1	1.0505	0.0301	13.8986	0.1774	0.0378
K_1	1.1007	0.0003	42.3419	0.2373	0.0256
N_2	1.0996	0.0297	17.3162	1.5968	0.0998
M_2	1.1647	0.0183	48.1454	2.0617	0.0347
S_2	1.1248	0.0408	28.9938	0.1658	0.0815
K_2	1.1785	0.0147	15.2874	4.6792	0.8542

示,其中,EOT系列海潮模型由德国大地测量研究所提供,EOT11a模型以FES2004模型为基础,选取T/P、ERS-2、Jason1/2和Envist等卫星的测高数据,分辨率为 $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$;TPXO系列模型由美国俄勒岗州立大学提出,分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$;DTU10模型由丹麦技术大学在法国潮汐小组提出的FES2004模型基础上建立,分辨率为 $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$;HAMTIDE系列模型由德国汉堡大学提出,采用最小二乘法在广义反演基础上降低模型与数据的不确定性,分辨率可达 $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$;TPXO72 atlas模型是对T/P、ERS-2、Jason-1等3个卫星测高数据做调和分析,结合沿海地区分辨率进行结算,精度为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$;NAO99b模型是日本天文台应用T/P卫星数据,结合日本验潮站资料构建的区域模型,精度为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 。

表2 全球海潮模型信息

海潮模型	国家	模型类型	测高卫星	分辨率
EOT11a	德国	经验模型	T/P, ERS-2, Jason1/2, Envist	$0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$
TPXO72	美国	同化模型	T/P, ERS-2, Jason-1	$0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$
DTU10	丹麦	经验模型	T/P, Jason1/2, Envist, GFO, ERS-2	$0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$
HAMTIDE11a	德国	同化模型	T/P, Jason1	$0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$
TPXO72 atlas	美国	同化模型	T/P, Jason1	$0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$
NAO99b	日本	同化模型	T/P	$0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$
FES2004	法国	同化模型	T/P, ERS-2	$0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$
GOT4.7	美国	经验模型	T/P, ERS1-2, GFO	$0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$

2.2 海潮的负荷效应计算

根据Farrell等(1972)提出的理论,结合Agnew(1997)的积分格林函数算法,将海潮与重力格林函数做褶积积分计算(刘清超等,2016;杨锦玲等,2016;杜文成等,2018),具体计算公式为

$$\begin{aligned}
 L(\theta, \lambda, t) &= a^2 \iint \rho H(\theta', \lambda', t') \cdot G(\psi) S(A) \sin\theta' d\theta' d\lambda' \\
 &= a^2 \iint \rho H(\psi, A, t) G(\psi) S(A) \sin\psi d\psi dA
 \end{aligned}
 \tag{1}$$

其中, $L(\theta, \lambda, t)$ 表示某时刻某点的海潮负荷量, θ 和 λ 分别为计算点坐标, t 为时间; ρ 为海水密度; a 为地球半径; $H(\theta', \lambda', t')$ 为负荷点 (θ', λ') 处的瞬时潮高; $G(\psi)$ 表示与角距相关的重力负荷格林函数(该函数与负荷勒夫数相关)。

经过8种海潮模型改正计算后,分别得到 O_1 、 K_1 和 M_2 波受海潮影响的负荷信息,如表3所示。其中, O_1 波最大振幅与最小振幅的差值为 $0.136\mu\text{Gal}$ 、 K_1 波为 $0.104\mu\text{Gal}$ 、 M_2 波为 $0.61\mu\text{Gal}$,重力海潮负荷的振幅分布频段在 $2.4\sim 2.8\mu\text{Gal}$ 之间,总体上8个海潮模型的差异性较小。

2.3 海潮的负荷改正计算

对重力海潮负荷3个主潮波信息进行矢量叠加计算,以减小海潮负荷影响,并进一步剔除该影响,得到改正后各潮波的潮汐参数。海潮负荷改正后的矢量图如图3所示,其中矢量 \bar{A}^{th} 表示固体潮理论值,矢量 \bar{A} 为固体潮观测值,矢量 \bar{L} 为海潮负荷(相位、振幅分别为 λ 和 L),矢量 \bar{B} 表示固体潮观测残差,矢量 \bar{X} 表示固体潮剩余残差(相位、振幅分别为 x 和 X)。 α 、 β 、 λ

表 3 大连台 O_1 、 K_1 、 M_2 潮波重力海潮负荷信息

模型	O_1		K_1		M_2	
	振幅/ μGal	相位/ $^\circ$	振幅/ μGal	相位/ $^\circ$	振幅/ μGal	相位/ $^\circ$
EOT11a	0.462	-39.986	0.224	22.169	2.017	15.107
TPX072	0.499	-42.013	0.220	49.824	2.099	16.423
DTU10	0.487	-36.998	0.301	25.998	1.962	19.038
HAMTIDE11a	0.516	-34.002	0.324	27.826	1.489	21.258
TPX072 atlas	0.499	-42.013	0.229	49.824	2.099	16.429
NAO99b	0.598	-35.171	0.309	39.798	1.802	21.524
FES2004	0.529	-36.927	0.307	24.987	1.927	16.712
GOT4.7	0.508	-40.027	0.271	27.005	1.796	21.105

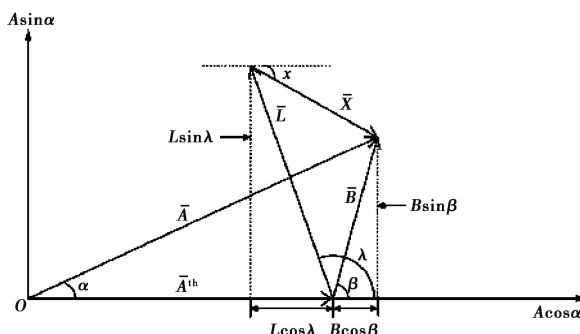


图 3 重力固体潮海潮负荷改正矢量图

为重力海潮负荷 3 个主潮波的矢量角。

潮波频率为 σ , \bar{B} 、 \bar{X} 及潮汐参数 $\delta^c(\Delta\varphi^c)$ 表示为

$$\bar{B} = B(\sigma)e^{i\beta(\sigma)} = \bar{A}^{th}(\sigma) [\delta(\sigma)e^{i\Delta\varphi(\sigma)} - \delta^{th}(\sigma)e^{i\Delta\varphi^{th}(\sigma)}] \quad (2)$$

$$\bar{X}(\sigma) = X(\sigma)e^{i\lambda(\sigma)} = \bar{B}(\sigma) - \bar{L}(\sigma) = B(\sigma)e^{i\beta(\sigma)} - L(\sigma)e^{i\lambda(\sigma)} \quad (3)$$

$$\delta^c(\sigma)e^{i\Delta\varphi^c(\sigma)} = \delta(\sigma)e^{i\Delta\varphi(\sigma)} - L(\sigma)e^{i\lambda(\sigma)}/A^{th}(\sigma) \quad (4)$$

2.4 海潮负荷效应计算结果分析

根据海潮负荷理论的计算方法和模型分析,利用 8 个全球海潮模型对大连台重力数据进行海潮负荷改正计算,发现固体潮剩余残差与观测残差相比减小较多。固体潮观测残差经海潮模型改正后的剩余残差,如表 4 所示,计算中主要以 O_1 、 K_1 和 M_2 波为例,分析发现上述 3 种半日波的观测残差值分别为 $0.499\mu\text{Gal}$ 、 $0.701\mu\text{Gal}$ 和 $1.825\mu\text{Gal}$,经海潮模型改正后其剩余残差数值范围在 $0.153\sim 0.203\mu\text{Gal}$ 、 $0.188\sim 0.388\mu\text{Gal}$ 和 $1.088\sim 1.367\mu\text{Gal}$ 之间。残差振幅大于理论值,但总体明显减小,初步估计由未进行区域海潮模型的改正计算以及环渤海部分区域环境因素、大气负荷效应和台站区域地质构造等因素引起,后续工作将重点进行渤海区域海潮模型计算的对比分析。

利用 O_1 、 K_1 和 M_2 波的振幅因子来综合评价负荷改正效果,对主要潮波负荷改正的有效性进行统计,如表 5 和图 4 所示。负荷改正有效性根据孙和平等(2006)给出的由观测残差矢量振幅减去最终残差振幅、再除以观测残差振幅而获得。对海潮负荷改正效果做综合评

表 4 大连台重力观测残差和剩余残差

对比项	观测残差	剩余残差							
		EOT11a	TPX072	DTU10	HAMTIDE11a	TPX072atlas	NAO99b	FES2004	GOT4.7
O ₁ 波振幅/ μ Gal	0.499	0.164	0.200	0.164	0.153	0.212	0.203	0.180	0.190
O ₁ 波相位/ $^{\circ}$	6.514	71.663	78.546	79.568	86.281	81.281	79.113	86.753	80.284
K ₁ 波振幅/ μ Gal	0.701	0.260	0.326	0.217	0.222	0.352	0.299	0.188	0.254
K ₁ 波相位/ $^{\circ}$	5.778	19.431	26.125	27.415	30.784	26.640	31.979	27.866	25.808
M ₂ 波振幅/ μ Gal	1.825	1.088	1.383	1.313	1.220	1.299	1.367	1.089	1.347
M ₂ 波相位/ $^{\circ}$	13.203	80.655	76.542	87.699	72.809	88.730	84.212	87.192	85.965

表 5 观测振幅因子和海潮改正后的振幅因子

波群	观测值	EOT11a	TPX072	DTU10	HAMTIDE11a	TPX072 atlas	NAO99b	FES2004	GOT4.7
O ₁	1.1107	1.1086	1.1076	1.1079	1.1072	1.1083	1.1076	1.1072	1.1080
K ₁	1.1007	1.1152	1.1183	1.1135	1.1134	1.1170	1.1153	1.1135	1.1144
M ₂	1.1647	1.1668	1.1196	1.1633	1.1715	1.1675	1.1649	1.1631	1.1636

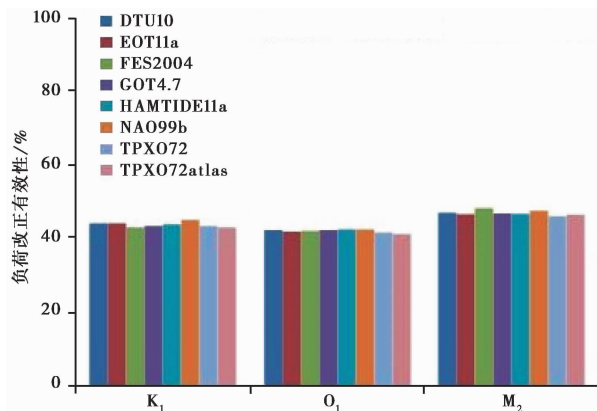


图 4 8 个海潮模型 K₁、O₁ 和 M₂ 波海潮负荷改正的有效性

价发现,应用 8 个海潮模型进行海潮改正后 O₁ 波的负荷改正有效性为 43%~45%,M₂ 波为 48%~53%,K₁ 波为 43%~48%。在大连台重力海潮模型的改正中,结合表 5 及图 4 的计算结果分析发现,对 K₁ 波和 O₁ 波海潮改正效果最好的为 TPX072 atlas 模型,而 M₂ 波潮波改正效果最好的为 TPX072 模型。不同模型剩余残差值仍较大,一方面是由于大连海湾深入渤海腹地位置的特殊性,该地海潮影响与其他地区具有较大的差异性,使其模型误差较大;另一方面,重力仪器运行时间长,仪器零漂较大,考虑其为大气负荷影响。在重力固体潮汐数据预处理时,将大气负荷、验潮站信息和近海海潮模型加入修正会得到更好的计算效果。

3 结论

根据 8 个全球海潮模型,对大连台重力数据受海潮负荷影响大小进行海潮负荷改正计算,基于计算结果,对比海潮模型在大连台的计算效果,得出如下结论:

(1) 根据 8 个全球海潮模型计算出 O_1 、 K_1 和 M_2 波的重力海潮负荷振幅分布频段在 $2.4 \sim 2.8 \mu\text{Gal}$ 之间。对主潮波的海潮负荷振幅数值分析发现, O_1 波和 K_1 波的振幅明显小于 M_2 波, 在经过海潮模型改正后, 3 个主潮波的负荷振幅及相位均有不同程度的减小。

(2) 对负荷改正效果进行综合评价, 3 个主潮波的负荷改正有效性为 43% ~ 53%, K_1 波和 O_1 波海潮改正效果最好的为 TPX072 atlas 模型, 而 M_2 波海潮改正效果最好的为 TPX072 模型。总体来说, 不同模型剩余残差值仍较大, 可能与大连海湾位置的特殊性、近海模型存在误差等有关。如采用近海高精度海潮模型进行修正计算, 并在预处理方法中尝试新的改进, 会得到更好的计算效果。

致谢: 感谢匿名审稿专家对论文进行了细致的审阅并提出宝贵的审稿意见。

参考文献

- 杜文成, 袁林果, 张宁宇, 等, 2018. 青岛台站重力固体潮和海潮负荷特征研究. 大地测量与地球动力学, **38**(9): 913~916, 942.
- 焦新华, 吴燕冈, 2009. 重力与磁法勘探. 北京: 地质出版社, 16~17.
- 刘清超, 孙和平, 徐建桥, 等, 2016. 南极中山与昭和站重力海潮负荷效应及背景噪声研究. 地球物理学报, **59**(8): 2773~2782.
- 孙和平, 周江存, 2002. 中国地壳运动观测网络基准站重力场变化的海潮负荷信号改正问题. 地球科学进展, **17**(1): 39~43.
- 孙和平, Ducarme B, 许厚泽, 等, 2005a. 基于全球超导重力仪观测研究海潮和固体潮模型的适用性. 中国科学: D 辑, **35**(7): 649~657.
- 孙和平, 许厚泽, 周江存, 等, 2005b. 武汉超导重力仪观测最新结果和海潮模型研究. 地球物理学报, **48**(2): 299~307.
- 孙和平, 许厚泽, 陈武, 等, 2006. 香港地区重力固体潮和海潮负荷特征研究. 地球物理学报, **49**(3): 724~734.
- 韦进, 李辉, 刘子维, 等, 2012. 武汉九峰地震台超导重力仪观测分析研究. 地球物理学报, **55**(6): 1894~1902.
- 徐伟民, 陈石, 高孟潭, 等, 2012. 中国大陆重力场非潮汐时空变化特征的初步分析. 地球物理学进展, **27**(3): 861~871.
- 杨锦玲, 关玉梅, 钟继茂, 等, 2016. 厦门重力固体潮海潮负荷改正研究. 地球物理学进展, **31**(3): 992~998.
- 翟丽娜, 贾晓东, 孔祥瑞, 等, 2019. 郯庐断裂带中段三维密度结构反演与解释. 地震学报, **41**(4): 472~483.
- 翟丽娜, 贾晓东, 孔祥瑞, 等, 2020. 大连台连续重力观测质量分析. 大地测量与地球动力学, **40**(增刊 I): 10~13.
- 周江存, 孙和平, 2005. 用东海和南海潮汐资料修正全球海潮模型对中国及邻区重力场负荷计算的影响. 地震学报, **27**(3): 332~338.
- 周江存, 孙和平, 2007. 海潮对卫星重力场恢复的影响. 地球物理学报, **50**(1): 115~121.
- 周江存, 2008. 固体潮和卫星重力场恢复中的负荷问题及其应用研究. 博士学位论文. 武汉: 中国科学院测量与地球物理研究所, 39~43.
- Agnew D C, 1997. Nloadf: a program for computing ocean-tide loading. J Geophys Res: Solid Earth, **102**(B3): 5109~5110.
- Arnos J, Benavent M, Bos M S, et al, 2011. Verifying the body tide at the Canary Islands using tidal gravimetry observations. J Geodyn, **51**(5): 358~365.
- Bos M S, Baker T F, 2005. An estimate of the errors in gravity ocean tide loading computations. J Geod, **79**(1~3): 50~63.
- Ducarme B, Pálinská V, Meurers B, et al, 2014. On the comparison of tidal gravity parameters with tidal models in central Europe. J Geodyn, **80**: 12~19.
- Farrell D E, Huebener R P, Kampwirth R T, 1972. Direct observation of growth of the Landau domain structure. Solid State Communication, **12**: 1647~1649.
- Florsch N, Llubes M, Wöppelmann G, et al, 2009. Oceanic loading monitored by ground-based tiltmeters at Cherbourg (France). J Geodyn, **48**(3~5): 211~218.

- Kim T H, Shibuya K, 2013. Verification of the ellipsoidal earth model with an inelastic and convective mantle using tidal gravity variations revisited. *Geophys J Int*, **194**(1):230~248.
- Kim T H, Shibuya K, Doi K, et al, 2011. Validation of global ocean tide models using the superconducting gravimeter data at Syowa Station, Antarctica, and *in situ* tide gauge and bottom-pressure observations. *Polar Sci*, **5**(1):21~39.
- Neumeyer J, del Pino J, Dierks O, et al, 2005. Improvement of ocean loading correction on gravity data with additional tide gauge measurements. *J Geodyn*, **40**(1):104~111.
- Schwiderski E W, 1980. On charting global ocean tides. *Rev Geophys*, **18**(1):243~268.
- Sun H P, 1992. Comprehensive researches for the effect of the ocean loading on gravity observations in the western Pacific area. *Bull Int, Marees Terrestres*, **113**:8271~8292.
- Van Camp M, Vauterin P, 2005. Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides. *Comput Geosci*, **31**(5):631~640.
- Wenzel H G, 1996. The Nanogal Software: Data Processing Package ETERNA 3. 3. *Bull Inf Marees Terrestr*, **124**:9425~9439.
- Zhou J C, Hwang C W, Sun H P, et al, 2013. Precise determination of ocean tide loading gravity effect for absolute gravity stations in coastal area of China: effects of land-sea boundary and station coordinate. *J Geodyn*, **68**:29~36.

Study on Ocean Tidal Loading Correction of Tidal Gravity at Dalian Station

Zhai Lina¹⁾ Kong Xiangrui¹⁾ Yang Jinling²⁾ Yuan Zhengyi³⁾ Wang Songyang¹⁾

1) Liaoning Earthquake Agency, Shenyang 110034, China

2) Fujian Earthquake Agency, Fuzhou 350003, China

3) China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China

Abstract The observation of gravity solid tide at Dalian station has been greatly affected by ocean tide load. In this paper, based on the selected ocean tide models, we select gravity data for preprocessing to obtain gravity tide parameters, to carry out ocean tide load correction and evaluation analysis on O_1 , K_1 , and M_2 waves. The numerical analysis shows that the eight global ocean tide models have little difference in the effectiveness of the load correction of the main tidal waves. The gravitational ocean tide load amplitude distribution frequency bands of the O_1 , K_1 and M_2 waves are between 2.4 and 2.8 μGal . The residual load correction effectiveness of the three main tide waves is 43%~53%, and the eight ocean tide models have relatively small differences in the correction of the main tide waves of Dalian station.

Keywords: gPhone gravimeter; Solid tide; Ocean tide loading; Regional OTL models; Harmonic analysis