科学通报 2012 年 第 57 卷 第 22 期：2094 ~ 2101
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

拉萨重力潮汐变化特征

徐建桥, 陈晓东, 周江存, 孙和平

中国科学院测量与地球物理研究所, 大地测量与地球动力学国家重点实验室, 武汉 430077
E-mail: xujq@asch.whigg.ac.cn

2011-11-16 收稿, 2012-02-17 接受
国家自然科学基金(40874038, 41074053, 41021003)资助

摘要 重力潮汐变化是固体地球对日、月及近地行星等天体引潮力的响应, 是地球内部结构和介质分布特征的综合反映, 是其他全球和局部动力学过程研究的基础. 本文采用拉萨台超导重力仪(SG)一年多连续观测资料, 研究青藏高原地区重力潮汐变化特征. 通过与 LaCoste-Romberg ET20 弹簧重力仪的对比观测, 将拉萨的重力潮汐观测归算到武汉国际重力潮汐基准, 精密确定了 SG 的格值为−777.358±0.136 nm s^{-2} V^{-1}, 比其厂家提供的格值小 2.2%. 观测结果表明, 拉萨台 SG 重力潮汐观测精度非常高, 标准偏差为 0.459 nm s^{-2}, 4 个主要潮波的观测精度均优于 0.006%, 近周日共振特征表现得非常明显, 可以作为区域重力潮汐基准, 为青藏高原及其邻区重力观测提供参考. 海潮负荷对拉萨重力潮汐观测的影响非常小, 仅导致振幅因子不足 0.6%的扰动; 局部大气负荷效应没有明显的季节性特征, 但对重力潮汐和非潮汐变化的观测和研究的影响非常显著, 气压改正导致 SG 观测的标准偏差显著降低. 经过海潮和局部气压负荷改正以后, 拉萨台 SG 重力潮汐观测与理论模型之间仍然存在大约 1%的差异, 可能与青藏高原活跃的构造运动和区域巨厚的地壳有关, 当然, 要得到确切的结论还有待观测资料的长期积累和相关理论研究工作的进一步深入.

关键词
超导重力仪
青藏高原
拉萨
重力潮汐参数
近周日共振
负荷效应

日、月及近地行星等天体对地球引力的大部分维持着地球在空间的运动轨道, 剩下的一小部分(即引潮力)将导致固体地球的周期性潮汐形变, 并伴随着重力场的潮汐变化. 重力潮汐变化是固体地球对引潮力的响应, 是地球内部结构和介质分布特征的综合反映, 是重力时间变化中最主要的部分, 其观测的信噪比极高. 一方面, 采用现代天文观测提供的天体精密轨道常数, 通过万有引力定律即可精密计算地球上任意一点的引潮力(位)[1~6]; 基于现有的“平均”地球模型, 地球的潮汐形变(包括重力潮汐变化)可以通过地球的潮汐运动方程(相互耦合的运动方程、质量守恒方程、本构方程及 Poisson 方程)的数值积分获得[7~10], 是可以精确预测的地球物理现象之一. 另一方面, 重力潮汐变化可以通过地表高精度重力仪的长期、连续观测获得, 通过调和分析获得各频段潮波的响应参数[11~14]. 重力潮汐变化的观测与研究是认识地球内部结构的重要依据, 是其他全球和局部动力学过程研究的基础.

青藏高原位于太平洋板块、印度板块和欧亚板块的汇聚处, 是第三纪以来最年轻的造山带, 是世界上最大、最高的高原, 被誉为地球的“第三极”. 自 20 世纪初期, 国际上许多研究机构在该区域进行了大量的大地测量, 包括三角测量、弧度测量、水准测量、GPS 测量和重力测量, 为认识青藏高原现今地壳形变和运动状态, 研究高原构造运动机制积累了丰富的观测资料, 并获得了许多有意义的成果[15]. 尽管我国在青藏高原开展过初步的重力固体潮观测和研究[16], 但限于当时仪器的观测精度和稳定性, 且持续时间仅为半年, 仅仅获得了一些初步的结果, 缺乏足够的说服力. 青藏高原的地壳厚度为 65~75 km[15],

英文版见: Xu J Q, Chen X D, Zhou J C, et al. Characteristics of tidal gravity changes in Lhasa, Tibet, China. Chin Sci Bull, 2012, 57, doi: 10.1007/s11434-012-5130-2

约为全球地壳平均厚度的 3 倍, 因此与地球模型相比, 该区域可以看作是介质侧向非均匀性最剧烈的地区, 青藏高原活跃的构造运动以及如此强烈的侧向非均匀对地球潮汐响应是否有显著影响? 该区域的表面负荷效应是否具有其特殊性?

超导重力仪(SG)具有极高的灵敏度和稳定性、极低的噪音水平和漂移以及极宽的动态频率响应范围, 其观测精度可以达到 10^{-2} nm s^{-2} 量级, 是目前观测精度和稳定性最高的重力观测仪器, 在全球地球动力学, 特别是局部地壳垂直运动的研究中发挥了重要作用[17~21]. 拉萨位于雅鲁藏布江支流拉萨河中游河谷平原, 地处青藏高原南部、喜玛拉雅山北侧, 为了研究青藏高原的形成、演化、隆升机制和隆升速率等被地球物理学界普遍关注的热点动力学问题, 中国科学院测量与地球物理研究所于 2009 年底在拉萨建立了超导重力仪永久观测站, 以监测该区域重力的长期、连续变化. 本文的主要目的是采用拉萨台超导重力仪长期连续观测资料研究该区域重力潮汐变化及负荷响应特征, 精密确定重力潮汐参数, 初步建立区域重力潮汐基准.

1 拉萨台超导重力仪的标定

中国科学院测量与地球物理研究所于 2009 年底在位于青藏高原南部的拉萨建立了重力永久观测站, 台站的地理坐标为 29.645°N, 91.035°E, 高程 3632.3 m, 包括超导重力仪观测室、超导重力仪观测监控室和重力对比观测室. 对比观测室建立了两个边长为 1.2 m 的正方形的观测墩, 以便绝对和相对重力仪与超导重力仪的对比观测. 一台最新式超导重力仪 C057(SG057)安装在超导重力仪观测室内一个边长为 77 cm 的等边三角形的观测墩上, 观测墩高 1 m, 与 30 cm 厚的墩基采用钢筋混凝土整体浇注而成, 为减少周边环境的影响, 在观测墩周边挖了 10 cm 宽的隔离槽. 控制室内的计算机通过数据电缆与 SG057 本体相联, 通过相关参数的设定控制 SG057 及附件设备的工作, 另一方面, 通过实时的图像和参数显示监控仪器的工作状态并采集相关数据(包括重力、气压、温度等), 控制系统还可以通过互联网实现远程控制和数据传输.

与弹簧重力仪类似, 超导重力仪是相对重力仪, 其输出是反映重力实时变化的电压值, 尽管仪器生产厂商提供了初步的格值(即输出电压与重力变化之间的转换因子), 但其精度无法满足高精度重力观测的需要, 必须对它进行精密的格值标定.

通过广泛的国际合作及多台高精度重力仪在武汉台的长期、连续、对比观测, 特别是一台超导重力仪的长期连续观测, 建立了高精度的武汉国际重力潮汐基准[22], 给出了武汉台 O_1, K_1, M_2 和 S_2 等主要潮波的重力潮汐参数(包括其振幅因子 δ 和相位差 $\Delta\varphi$), 一台高精度的弹簧重力仪 LaCoste-Romberg (LCR) ET20 在武汉台进行过长期观测, 观测结果表明 ET20 在武汉台观测的标准偏差为 7.455 nm s^{-2}, 主要潮波的观测精度优于 0.16%. 由于 S_2 波受大气负荷影响比较显著, 同时, 温度在 S_2 波频率的扰动也非常显著, 因此其观测的振幅因子与相应的基准值之间存在比较大的差异; O_1, K_1 和 M_2 波振幅因子分别为 1.17655, 1.14725 和 1.17281, 与相应基准值之间的偏差分别为 0.12%, 0.43%和 0.15%. 说明 ET20 的格值被统一在国际重力潮汐基准, 利用其连续对比观测完全可以满足高精度相对重力仪标定要求.

为了精密确定拉萨台超导重力仪的格值, 并将拉萨台重力潮汐观测归算到武汉国际重力潮汐基准, 同时将 LCR-ET20 弹簧重力仪安装在拉萨台重力对比观测室, 与超导重力仪 SG057 进行对比观测, 图 1 直观给出了拉萨台超导重力仪和 LCR ET20 的同步观测资料(2009 年 12 月 8~12 日), 可以看出尽管 LCR-ET20 观测的重力变化 $\Delta g(t)$ 包含微小的漂移, 但是二者具有非常好的一致性. 采用 LCR-ET20 和 SG057 2009 年 12 月 8 日至 2011 年 2 月 27 日在拉萨台的同步观测资料, 通过初步的预处理和调和分析, 估计了主要潮波的振幅因子, 结果表明尽管 LCR-

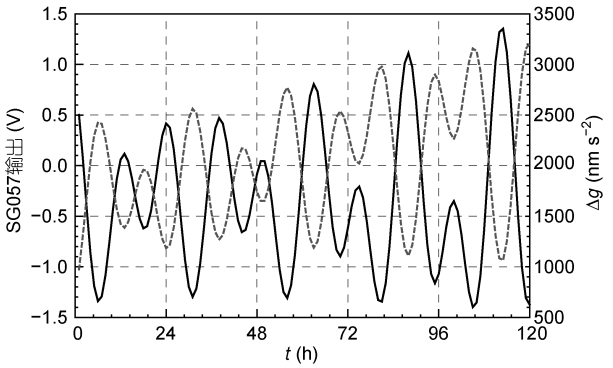


图 1 拉萨台超导重力仪(实线)与 LCR ET20(虚线)观测的比较

2009 年 12 月 8~12 日

ET20 观测的标准偏差为 11.720 nm s^{-2}, 但主要潮波的观测精度优于 0.2%; SG057 观测的标准偏差为 4.160 nm s^{-2}, 主要潮波的观测精度优于 0.05%. 由于 S_2 波的观测明显被大气负荷污染, 考虑到观测精度的差异, 以 O_1, K_1 和 M_2 波 SG057 观测的标准偏差的倒数作为权函数, 通过 LCR-ET20 与 SG057 观测的振幅(因子)值之比的加权平均, 精密确定了拉萨台超导重力仪 SG057 的格值为−777.358±0.136 nm s^{-2} V^{-1}, 比其厂家提供的格值(−795 nm s^{-2} V^{-1})小 2.2%, 相对标定精度达到 0.02%, 完全满足高精度重力连续观测要求.

2 观测资料的分析和处理

拉萨台超导重力仪从 2009 年 12 月 8 日开始正常记录, 通过计算机自动采集相关数据(包括重力、气压、温度等), 采样率为 1 s, 至今已获得了 447 天的重力连续观测资料(如图 2 所示), 足以反映该区域重力潮汐变化特征.

采用国际地球潮汐中心推荐的重力固体潮观测资料的预处理软件"T-Soft"[23], 通过移去-恢复的人-机对话方式, 直观剔除并改正观测资料中一些错误数据(如尖峰、突跳、仪器掉格、大地震干扰等), 内插一些由于偶然因素(断电、仪器故障等)引起的较小中断, 并采用低通数字滤波器直接将高密度采样资料变换为每小时采样. 利用 Eterna3.30 标准分析软件[24]对拉萨台超导重力仪观测序列作调和分析, 精密确定重力潮汐参数, 数值结果列于表 1, 在调和分析中, 采用 Hartmann 和 Wenzel[5]给出高精度引潮位分波表. 结果表明, 拉萨台 SG057 重力潮汐观测精度非常高, 标准差为 0.459 nm s^{-2}, 4 个主要潮波的重力潮汐参数分别为 $\delta(O_1)$ = 1.17031±0.00006, $\Delta\varphi(O_1)$ = –0.0148°±0.0030°; $\delta(K_1)$ = 1.14430±0.00006, $\Delta\varphi(K_1)$ = 0.0656°±0.0028°; $\delta(M_1)$ = 1.17205±0.00002, $\Delta\varphi(M_2)$ = –0.4619°±0.0012°; $\delta(S_1)$ = 1.16609±0.00006, $\Delta\varphi(S_2)$ = –0.6719°±0.0043°; 重力振幅因子的观测精度均优于 0.006%; 其他振幅大于 20 nm s^{-2} 的潮波的观测精度也优于 0.09%, 完全可以作为区域重力潮汐基准, 为青藏高原及其邻区重力观测提供参考.

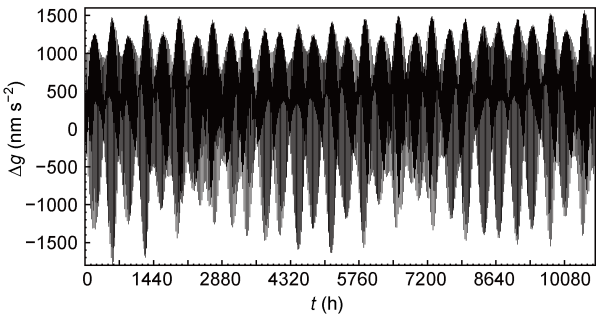


图 2 拉萨台超导重力仪观测的重力潮汐变化
2009 年 12 月 8 日~2011 年 2 月 27 日

地球的潮汐形变(包括重力潮汐变化)是目前可以比较精确预测的地球动力学过程之一, Dehant 等人[8]采用了旋转椭球体、非流体静力平衡地球模型, 考虑了地幔介质的非弹性, 地幔对流及其导致的边界形变(以观测的地球自由核章动周期和整个地球的动力学扁率控制所选用的参数), 通过位移有限截断方式, 模拟了地球的潮汐运动, 获得了各频段重力潮汐参数和勒夫数, 建立了一个高精度的潮汐理论模型(记为 DDW99), 为了便于比较, 将重力潮汐振幅因子列于表 1. 比较拉萨台 SG057 观测的重力潮汐因子和 DDW99 相应数值结果发现, 二者相差很小, 标准偏差为 0.00987, 振幅最大的几个潮波(包括 O_1, P_1, K_1, N_2, M_2 和 S_2 等)相差在 1%左右, 表明该区域受海潮负荷的影响比较小, 其原因与拉萨台地理位置远离海洋有关.

3 海潮和大气的负荷效应

重力潮汐观测残差主要来自于全球和局部的海洋潮汐的负荷效应, 在全球大部分区域, 海潮负荷效应达到重力潮汐振幅的 1%~2%, 特别在一些沿海地区, 其影响更大, 可以达到重力潮汐振幅的 3%~4%. 海潮负荷效应包括直接效应(海水质量直接吸引力的变化)和间接效应(海水负荷引起地表的形变及地球内部质量再分布产生附加引力位)两部分. 采用经典负荷理论, 通过负荷格林函数与海潮潮高全球褶积积分即可获得各海潮潮波的负荷效应(包括振幅 L 和相位 λ)[25~27]. 1980 年, Schwiderski[28]采用全球验潮站的观测资料构制了世界上第一个实用的全球海潮模型, 随着卫星测高技术的发展及其观测资料的积累, 国际上许多研究机构先后发展了一系列高精度、高空间分辨率的海潮模型[29~33].

本文采用了日本水泽天文台 Matsumoto 等人[32]构制的全球海潮模型 Nao99, 该模型利用 5 年的 T/P 测高和验潮站数据作为约束, 改善了局部浅海区潮汐模型, 其空间分辨率为 0.5°×0.5°, 最适合亚洲地区

表 1　拉萨台超导重力仪重力潮汐观测结果

潮汐波群	频率范围 (cpd)	理论振幅 (nm s^{-2})	SG057 观测结果 a)				海潮改正后结果		理论模拟 δ[8]
			δ	$\sigma(\delta)$	$\Delta\varphi$ (°/h)	$\sigma(\Delta\varphi)$ (°)	δ	$\Delta\varphi$ (°)	
SGQ_1	0.721499~0.833113	1.9721	1.15632	0.00672	0.4489	0.3333	1.13735	−0.8822	1.1560
$2Q_1$	0.851181~0.859691	6.7640	1.17095	0.00216	0.6303	0.1058	1.15740	−0.1513	1.1559
σ_1	0.860895~0.870024	8.1634	1.17487	0.00185	0.3915	0.0901	1.16218	−0.3193	1.1559
Q_1	0.887326~0.896130	51.1178	1.17354	0.00030	0.2419	0.0147	1.16601	−0.0982	1.1558
ρ_1	0.897806~0.906316	9.7096	1.17605	0.00166	0.2439	0.0806	1.16862	−0.0545	1.1558
O_1	0.921940~0.930450	266.9857	1.17031	0.00006	−0.0148	0.0030	1.16601	−0.1473	1.1556
τ_1	0.931963~0.940488	3.4822	1.15969	0.00523	0.3651	0.2585	1.15655	0.3035	1.1556
NO_1	0.958085~0.966757	20.9974	1.16565	0.00061	−0.1157	0.0299	1.16430	−0.0249	1.1550
χ_1	0.968564~0.974189	4.0158	1.15742	0.00424	−0.3590	0.2097	1.15745	−0.3652	1.1549
π_1	0.989048~0.995144	7.2651	1.15064	0.00274	−0.9963	0.1358	1.15216	−1.0593	1.1517
P_1	0.996967~0.998029	124.2278	1.15848	0.00017	−0.0164	0.0085	1.16042	−0.0835	1.1501
S_1	0.999852~1.000148	2.9377	1.59122	0.01868	19.2170	0.6467	1.59231	19.1359	1.1467
K_1	1.001824~1.003652	375.4852	1.14430	0.00006	0.0656	0.0028	1.14728	−0.0989	1.1346
Ψ_1	1.005328~1.005624	2.9377	1.25380	0.00711	0.0489	0.3239	1.25537	−0.0335	1.2403
Φ_1	1.007594~1.013690	5.3469	1.17415	0.00366	−0.2682	0.1790	1.17622	−0.3916	1.1705
θ_1	1.028549~1.034468	4.0151	1.16968	0.00408	−0.2458	0.1995	1.17269	−0.5676	1.1579
J_1	1.036291~1.044801	20.9966	1.16516	0.00079	0.0358	0.0387	1.16857	−0.3653	1.1576
SO_1	1.064840~1.071084	3.4829	1.17457	0.00465	−0.3712	0.2268	1.17807	−1.1172	1.1570
OO_1	1.072582~1.080945	11.4890	1.16380	0.00110	−0.0100	0.0540	1.16672	−0.8196	1.1569
ν_1	1.099160~1.216398	2.1997	1.16226	0.00543	−0.2154	0.2675	1.16507	−1.6772	1.1567
ε_2	1.719380~1.837970	4.1907	1.18286	0.00292	−0.3033	0.1415	1.18313	0.4930	1.1594
$2N_2$	1.853919~1.862429	14.3723	1.17902	0.00092	−0.5942	0.0449	1.17807	0.0564	1.1594
μ_2	1.863633~1.872143	17.3450	1.17859	0.00081	−0.5226	0.0393	1.17695	0.1048	1.1594
N_2	1.888386~1.896749	108.6131	1.17412	0.00013	−0.5746	0.0061	1.17267	−0.0861	1.1594
ν_2	1.897953~1.906463	20.6300	1.17257	0.00069	−0.6038	0.0336	1.17067	−0.1272	1.1594
M_2	1.923765~1.942754	567.2884	1.17205	0.00002	−0.4619	0.0012	1.17158	−0.1074	1.1594
λ_2	1.958232~1.963709	4.1832	1.16930	0.00335	−0.5914	0.1643	1.16971	−0.3359	1.1594
L_2	1.965826~1.976927	16.0345	1.17619	0.00121	−0.4323	0.0592	1.17629	−0.1862	1.1594
T_2	1.991786~1.998288	15.4312	1.17115	0.00095	−0.8619	0.0466	1.17334	−0.6894	1.1594
S_2	1.999705~2.000767	263.9324	1.16609	0.00006	−0.6719	0.0043	1.17016	−0.5182	1.1594
K_2	2.002590~2.013690	71.7503	1.16725	0.00018	−0.3915	0.0087	1.17086	−0.2621	1.1594
η_2	2.031287~2.047391	4.0117	1.16654	0.00278	−0.0783	0.1363	1.17422	−0.0194	1.1594
$2K_2$	2.067578~2.182844	1.0507	1.16610	0.00731	0.0214	0.3592	1.17904	0.0165	1.1594
MN_3	2.753243~2.869714	2.6583	1.08240	0.00298	−0.0501	0.1579	1.08240	−0.0501	1.0718
M_3	2.892639~3.081255	9.6883	1.08231	0.00085	0.0179	0.0451	1.08231	0.0179	1.0718
M_4	3.791963~3.937898	0.1533	1.00029	0.03545	−1.1772	2.0306	1.03340	0.5966	1.0359

a) $\sigma(\delta)$和$\sigma(\Delta\varphi)$分别表示振幅因子δ和相位差$\Delta\varphi$估计量的标准偏差

海潮负荷改正. NAO99提供了振幅较大的7个周日潮波(即 Q_1, O_1, M_1, P_1, K_1, J_1 和 OO_1 波)和8个半日潮波(即μ_2, N_2, ν_2, M_2, L_2, T_2, S_2 和 K_2 波)等潮图. 分别采用这些海潮等潮图, 通过积分格林函数即可获得各潮波的负荷矢量[27], 具体数值结果列于表 2. 结果表明, 由于拉萨位于高原内陆, 远离大海, 受海潮负荷影响比较小; 考虑到重力固体潮各潮波的振幅, 半日波受海潮负荷影响更为显著; 受海潮负荷影响最大的潮波为 M_2, 其振幅达到 4.122 nm s^{-2}, 大约为其观测振幅的 0.6%; 周日频段受海潮负荷影响最大的潮波为 K_1, 其振幅也仅为 1.667 nm s^{-2}, 大约为其观测振幅的 0.4%.

至于其他的振幅较小潮波的海潮负荷矢量可以通过频率域内插或外推的方法获得[34], 由于 Nao99

表 2 海潮负荷导致的拉萨台重力变化矢量 a)

	Q_1	O_1	M_1	P_1	K_1	J_1	OO_1	μ_2	N_2	ν_2	M_2	L_2	T_2	S_2	K_2
L (nm s^{-2})	0.524	1.356	0.048	0.294	1.667	0.186	0.192	0.226	1.098	0.205	4.122	0.081	0.064	1.355	0.321
λ (°)	42.75	32.07	−54.01	144.95	132.16	112.53	99.65	−82.94	−82.10	−79.31	−86.55	−91.41	−122.65	−142.97	−144.18

a) 振幅最大的 O_1, K_1, M_2 和 S_2 波的海潮负荷矢量是综合 Nao99 全球海潮模型和中国近海区域海潮的计算结果; 其他潮波的海潮负荷矢量为 Nao99 全球海潮模型的计算结果

没有 M_4 波等潮图, 该潮波的海潮改正矢量采用 Fes2004 提供的海潮模型计算获得.

通过各潮波观测矢量(观测振幅和相位差)与其海潮负荷矢量之差, 即可在重力潮汐观测中剔除海潮负荷效应, 获得海潮改正后各潮波的潮汐参数, 具体计算结果列于表 1. 结果表明, 海潮负荷效应仅导致拉萨台重力潮汐参数非常小的扰动, 对于振幅超过 20 nm s^{-2} 的潮波, 其扰动幅度不超过 0.6%. 海潮改正后, 拉萨台重力潮汐振幅因子仅发生了微小的变化, 其中 Q_1 波振幅因子下降 0.6%, O_1 波振幅因子下降 0.4%, P_1 波振幅因子增大 0.2%, K_1 波振幅因子增大 0.3%, N_2 波振幅因子下降 0.1%, S_2 和 K_2 波振幅因子均增大 0.3%, M_2 波振幅因子几乎没有变化. 但从总体上来讲, 海潮负荷改正以后, 拉萨台重力潮汐观测结果更接近理论和实验模型结果, SG057 观测与 DDW99 给出结果的标准偏差从 0.00987 下降到 0.00771.

大气的负荷效应是除海潮负荷外重力潮汐观测最大的噪音源, 在进行重力固体潮的观测与研究时, 必须要扣除气压的影响. 研究表明大气负荷对重力观测的影响主要来自于台站近区的局部气压的贡献, 主要在长周期频段的周年和季节性变化以及与太阳加热有关的大气潮 S_1~S_{12}(频率依此为 1~12 cpd), 其中影响的 90% ~95%以上来自台站附近 50 km 区域内大气的负荷[35~39], 并被全球 SG 成功检测到. 由于台站气压和其局部的气压变化之间存在非常强的相关性, 因此, 采用台站气压与重力场非潮汐变化之间的转换函数(称之为大气重力导纳)即可很好描述局部的大气负荷效应, 从全球 SG 实际观测结果来看, 采用全球、局部或台站气压估算的大气负荷效应基本相当, 大气重力导纳大约为−3.360 nm s^{-2} hPa^{-1}, 与台站位置和信号的频率有关[14,39,40]. 拉萨台观测结果表明, 与其他中、低纬度地区不同, 拉萨局部气压变化没有明显的季节性特征, 以不规则短期振荡为主, 变化幅度达到 30 hPa; 6~9 月份, 以高频扰动为主, 幅度相对较小; 其他时间, 变化的频率较低, 幅度明显增大. 台站气压与重力场非潮汐变化的线性回归即可获得拉萨台大气重力导纳为−3.740±0.006 nm s^{-2} hPa^{-1}, 与其他区域观测结果及理论模拟计算结果基本相当[14,35~40]. 为了直观描述局部大气负荷对重力观测的影响, 图 3 给出了 SG057 观测的重力残差和局部气压导致的重力变化, 分析表明 SG057 观测到的比较明显的重力扰动几乎都来自于局部大气负荷效应, 大气导致重力变化幅度达到 112.3 nm s^{-2}, 对各频段重力观测的影响非常都显著, 调和分析结果表明, 剔除局部大气负荷效应后, 观测的标准差从 2.009 nm s^{-2} 下降到 0.459 nm s^{-2}, 周日、半日、1/3 日和 1/4 日频段平均噪音水平分别从 0.1385, 0.0576, 0.0366 和 0.0237 nm s^{-2} 下降到 0.0210, 0.0170, 0.0105 和 0.0074 nm s^{-2}, 白噪音水平从 0.0364 下降到 0.0079 nm s^{-2}.

4 结果及讨论

武汉国际重力潮汐基准站是亚洲大陆唯一的国际重力潮汐基准, 通过一台高精度的弹簧重力仪 LCR-ET20 在武汉台和拉萨台的长期对比观测, 一方面对拉萨台超导重力仪作精密的标定, 另一方面将拉萨台重力潮汐观测统一在国际重力潮汐基准之中. 比较拉萨台两台仪器对振幅最大的几个潮波(包括 O_1, K_1 和 M_2 波)观测结果, 精密确定了拉萨台超导重力仪 SG057 的格值, 结果表明 SG057 的格值为 −777.358±0.136 nm s^{-2} V^{-1}, 比其厂家提供的格值(−795 nm s^{-2} V^{-1})小 2.2%, 相对标定精度达到 0.02%,

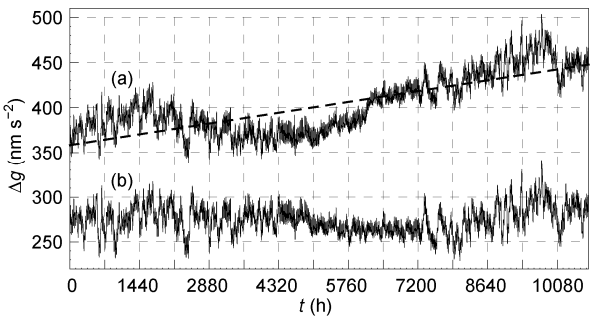


图 3 重力残差(a)与局部大气导致的重力变化(b)比较

完全满足高精度重力连续观测要求.

研究了海潮和局部大气负荷效应对拉萨重力潮汐观测的影响. 基于经典表面负荷理论, 采用 Nao99 全球海潮模型和积分格林函数数值方法, 理论计算了海潮负荷对拉萨重力潮汐观测的影响, 结果表明海潮负荷仅导致拉萨重力微小的变化, 其幅度不足各潮波观测振幅的 0.6%, 对重力潮汐振幅因子的影响很小. 为了检验海潮模型的可靠性, 我们采用了 Schwiderski, Got00, Fes04 和 Tpxo07 等全球海潮模型作了数值实验, 获得的结果与采用 Nao99 获得的结果非常接近. 拉萨台重力潮汐观测主要的噪音源来自于局部的大气负荷效应, 该区域气压变化以不规则短周期扰动为主, 没有明显的季节性变化; 拉萨的大气重力导纳为−3.740±0.006 nm s^{-2} hPa^{-1}, 与其他区域观测结果及理论模拟计算结果基本相当; 大气负荷导致的重力变化在各个频段都非常显著, 最大幅度达到 112.3 nm s^{-2}, 经过局部气压改正以后, SG057 观测的重力非潮汐扰动在各个频段都平静得多, 标准差从 2.009 下降到 0.459 nm s^{-2}, 显著提高了重力潮汐和非潮汐变化的观测精度. 随着“中国大陆构造环境监测网络”(简称“陆态网”)的全面启动, 在青藏高原及邻区开展了大量的绝对和流动重力测量, 鉴于该区域大气负荷效应的特殊性, 为了获得高精度的观测资料和大陆动力学研究的需要, 必须充分考虑区域大气负荷的影响.

通过对拉萨台超导重力仪 SG057 2009 年 12 月 8 日~2011 年 2 月 27 日连续观测资料的分析、处理, 经过局部大气负荷改正, 精密确定了拉萨台重力潮汐参数. 结果表明拉萨台超导重力仪 SG057 重力潮汐观测精度非常高, 标准差为 0.459 nm s^{-2}, 4 个主要潮波(O_1, K_1, M_2 和 S_2 波)的重力潮汐参数的观测精度均优于 0.006%, 其他振幅大于 20 nm s^{-2} 的潮波的观测精度也优于 0.09%, 完全可以作为区域重力潮汐基准, 为青藏高原及其邻区重力观测和区域大陆动力学研究, 特别是“陆态网”建设提供重要参考.

由于拉萨台超导重力仪重力潮汐观测的精度极高, 足以反映地球潮汐形变的一些细微特征. 经过海洋和局部大气负荷效应改正以后, 拉萨台重力潮汐观测结果与最新的潮汐理论模型还存在非常大的差异(具体数值参考表 1), 4 个主要潮波的差异在 0.9%~1.4%之间, 平均差异超过 1%. 潮汐理论模拟和观测结果表明, 重力潮汐变化是长波长全球信号, 反映了“平均地球”对天体引潮力的响应[10], 地球自转、椭率和地幔介质的非弹性等仅引起体潮勒夫数和重力振幅因子微小的变化, 最大贡献是导致周日体潮勒夫数和重力潮汐因子出现共振放大现象, 进而与潮波的频率相关, 主要潮波振幅因子观测与理论模拟结果之间的差异在 0.4%左右[11~14,16,22]. 可以推断拉萨台重力潮汐观测与理论模型之间相对较大的差异来自于区域性的构造异常(相对于平均地球模型)或其他区域因素的干扰. 在青藏高原区域, 最大的区域型干扰来自于高原冰川的变化, 但冰川消融本身及其伴随的“回弹”是一个长期的过程, 对地球潮汐形变的影响甚微. 因此, 拉萨台重力潮汐观测与理论模型之间相对较大的差异最可能来自于青藏高原活跃的构造运动和区域巨厚的地壳的贡献, 当然, 要得到确切的结论还有待相关理论研究工作的进一步深入和超导重力仪观测资料的长期积累.

由于椭球体流体外核和固体地幔之间的相互作用, 流体外核相对于地幔作近周日自由摆动, 在惯性参考系表现为自由核章动, 导致周日重力潮汐观测出现共振放大现象, 周日重力潮汐参数表现为极强的频率依赖性, 这是重力潮汐观测的一个重要特征[7~10,14,41]. 利用拉萨台超导重力仪 SG057 观测结果, 即可拟合重力潮汐因子近周日共振参数, 获得地球自由核章动周期为 450.5±8.6 恒星日, 比迭积全球超导重力仪观测获得的结果略大[14,41], 主要原因可能是由于青藏高原活跃的构造运动和区域巨厚的地壳导致拉萨台重力潮汐参数稍有偏离所致, 即便如此, 拉萨台超导重力仪观测到重力潮汐因子显著的近周日共振特征(如图 4 所示).

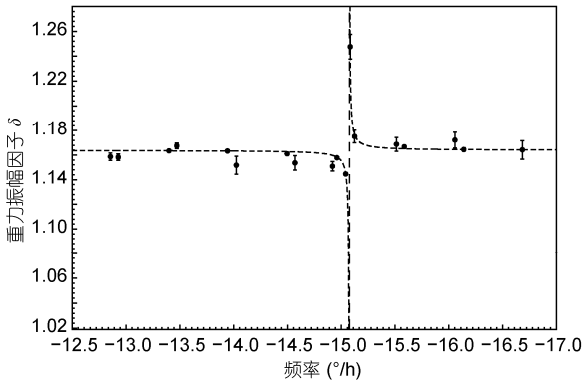


图 4　拉萨台超导重力仪观测的近周日共振

圆点代表 SG057 观测的重力潮汐振幅因子; 虚双曲线是利用拉萨台超导重力仪观测拟合近周日共振曲线

总之, 拉萨台超导重力仪重力潮汐观测结果表明, 该区域重力潮汐变化和大气、海潮负荷效应均具有显著的区域特征, 为相关领域的观测与研究, 特别是“陆态网”的建设及后续研究提供了可靠的参考和借鉴. 随着观测资料积累, 可望获得伴随高原运动的重力长期变化, 为区域大陆动力学研究提供重要约束.

致谢 拉萨台和武汉台观测和技术保障人员为获得高质量超导重力仪观测资料和其他辅助观测数据付出了辛勤劳动, 王晨晨女士对原始观测资料作了精心、细致的预处理, 在此表示衷心感谢.

参考文献

1 Doodson A T. The harmonic development of the tide generating potential. Proc Roy Soc Lond Ser A, 1954, 31: 37–61
2 Cartwright D E, Tayler R J. New computations of the tide generating potential. Geophys J R Astr Soc, 1971, 23: 45–74
3 Xi Q W. The algebraic deduction of the harmonic development for the tide generating potential with the IBMPC. Proceedings of the 10th international symposium on the Earth tides, Madrid, 1985, 481–489
4 Tamura Y. A harmonic development of the tidal generating potential. Bull Inf Marées Terrestres, 1987, 99: 6813–6815
5 Hartmann T, Wenzel H G. The HW95 tidal generating potential catalogue. Geophys Res Lett, 1995, 22: 3553–3556
6 Roosbeek F A. A harmonic development of the tide generating potential. Geophys J Int, 1996, 126: 197–204
7 Wahr J M. Body tides on an elliptical, rotating, elastic and oceanless earth. Geophys J R Astr Soc, 1981, 64: 677–703
8 Dehant V, Defraigne P, Wahr J. Tides for a convective Earth. J Geophys Res, 1999, 104: 1035–1058
9 Mathews P M. Love numbers and gravimetric factor for diurnal tides. J Geod Soc Jpn, 2001, 46: 231–236
10 徐建桥, 孙和平. SNREI 地球对表面负荷和引潮力的形变响应. 地球物理学报, 2003, 46: 328–343
11 Melchior P. A new data bank for tidal gravity measurements (DB92). Phys Earth Planet Inter, 1994, 82: 125–155
12 Melchior P, Ducarme B, Francis O. The response of the Earth to tidal body forces described by second- and third-degree spherical harmonics as derived from a 12 year series of measurement with the superconducting gravimeter GWR/T3 in Brussels. Phys Earth Planet Inter, 1996, 93: 223–238
13 Ducarme B, Venedikov A, Arnosob J, et al. Determination of the long period tidal waves in the GGP superconducting gravity data. J Geodyn, 2004, 38: 307–324
14 Xu J Q, Sun H P, Ducarme B. A global experimental model for gravity tides of the Earth. J Geodyn, 2004, 38: 291–304
15 许厚泽. 青藏高原的大地测量研究. 武汉: 湖北科技出版社, 2001. 3–67
16 毛慧琴, 许厚泽, 宋兴黎, 等. 中国东西重力潮汐剖面. 地球物理学报, 1989, 32: 62–69
17 Hinderer J, Crossley D. Scientific achievements from the first phase (1997–2003) of the Global Geodynamics Project using a worldwide network of superconducting gravimeters. J Geodyn, 2004, 38: 237–262
18 Zerbini S, Richter B, Negusini M, et al. Height and gravity variations by continuous GPS, gravity and environmental parameter observations in the southern Po Plain, near Bologna, Italy. Earth Planet Sci Lett, 2001, 192: 267–279
19 Richter B, Zerbini S, Matonti F, et al. Long-term crustal deformation monitored by gravity and space techniques at Medicina, Italy and Wettzell, Germany. J Geodyn, 2004, 38: 281–292
20 徐建桥, 周江存, 罗少聪, 等. 武汉台重力长期变化特征研究. 科学通报, 2008, 53: 583–588
21 孙和平, 徐建桥, 黎琼. 地球重力场的精细频谱结构及其应用. 地球物理学进展, 2006, 21: 345–352
22 许厚泽, 孙和平, 徐建桥, 等. 武汉国际重力潮汐基准研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2000, 30: 549–553
23 Vauterin P. Tsoft: Graphical & interactive software for the analysis of Earth tide data. In: Ducarme B, Paquet P, eds. Proceedings of the 13th International Symposium on the Earth Tides, Brussels, 1998. 481–486
24 Wenzel H G. The nanogal software: Data processing package ETERNA 3.3. Bull Inf Marées Terrestr, 1996, 124: 9425–9439
25 Farrell W E. Deformation of the Earth by surface loads. Rev Geophys Space Phys, 1972, 10: 761–797
26 许厚泽, 毛伟建. 中国大陆的海洋负荷潮汐改正模型. 中国科学 B 辑, 1988, 9: 984–994
27 Agnew D. A program for computing ocean-tide loading. J Geophys Res, 1997, 102: 5109–5110
28 Schwiderski E W. Ocean Tides I, Global ocean tidal equations. Marine Geod, 1980, 3: 161–217
29 Egbert G, Bennett A, Foreman M. TOPEX/Poseidon tides estimated using a global inverse model. J Geophys Res, 1994, 99: 24821–24852
30 Le Provost C, Genco M, Lyard F, et al. Spectroscopy of the ocean tides from a finite element hydrodynamic model. J Geophys Res, 1994, 99: 24777–24797
31 Andersen O B. Global ocean tides from ERS-1 and TOPEX/POSEIDON altimetry. J Geophys Res, 1995, 100: 25249–25259

32 Matsumoto K, Takanezawa T, Ooe M. Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model: A global model and a regional model around Japan. J Oceanogr, 2000, 56: 567–581
33 Lefèvre F, Lyard F, Le Provost C, et al. FES99: A global tide finite element solution assimilating tide gauge and altimetric information. J Atmos Oceanic Technol, 2002, 19: 1345–1356
34 周江存, 徐建桥, 孙和平. 中国大陆精密重力潮汐改正模型. 地球物理学报, 2009, 52: 1474–1482
35 Merriam J B. Atmospheric pressure and gravity. Geophys J Int, 1992, 109: 488–500
36 孙和平. 大气重力格林函数. 科学通报, 1997, 42: 1640–1646
37 Boy J P, Gegout P, Hinderer J. Reduction of surface gravity data from global atmospheric pressure loading. Geophys J Int, 2002, 149: 534–545
38 罗少聪, 孙和平, 徐建桥. 大气变化对位移、重力和倾斜观测影响的理论计算. 地球物理学报, 2005, 48: 1288–1294
39 Kroner C, Jentzsch G. Comparison of different barometric pressure reductions for gravity data and resulting consequences. Phys Earth Planet Inter, 1999, 115: 205–218
40 徐建桥, 孙和平, 周江存. 内核平动三重谱线的实验探测. 科学通报, 2009, 54: 3483–3490
41 徐建桥, 孙和平, 罗少聪. 利用国际超导重力仪研究地球自由核章动. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 31: 719–726