

中、比、法三国超导重力仪潮汐观测资料 综合对比分析与研究

孙和平 许厚泽 B. Ducarme^④ J. Hinderer^(四)

(中国科学院测量与地球物理研究所动力大地测量开放实验室, 武汉 430077; ④Royal Observatory of Belgium, B_1180, Brussels/ Belgium; ④School and Observatory of the Physics of the Earth, F_67084, Strasbourg/ France)

摘要 综合分析了中国武汉、比利时布鲁塞尔和法国斯特拉斯堡 3 台超导重力仪近 27 a 的长周期序列观测数据, 获得了不同台站观测资料的质量因素, 精密测定了地球潮汐常数. 文章对用不同引潮位展开、考虑加权滤波、做气压改正、删除错误数据以及规定数据段均方差上限等问题进行了讨论. 利用全球海潮模型对分析结果进行了负荷改正, 研究了观测残差和气压变化间的相关性, 在时间和频率域内测定了大气重力导纳值, 并研究了导致与标准地球潮汐模型间差异的可能原因.

关键词 重力潮汐 超导重力仪 综合对比 精度分析

1 资料分析方法

由于超导重力仪具有极宽的动态线性测量范围, 极低的噪声水平(精度达 $0.1 \mu\text{Gal}$ 或更高量级)和漂移率, 它能分辨出处于常规仪器观测噪声水平上的有用信号, 因此是目前研究地球重力场微小变化最可靠的观测设备^[1]. 中、比、法 3 台超导重力仪均由美国 GWR 仪器公司统一制造, 属于国际上最早安装而且一直延续观测至今的少数几台仪器. 重力信号在被记录之前, 首先要通过一个模拟低通滤波器^[2], 这个滤波器在响应实时重力潮汐信号时延滞 50 s, 这一点在处理数据时应特别注意.

为提高资料分析结果精度, 首先应对原始数据作预处理, 在不破坏原始信号的前提下, 尽可能消除非潮汐成分. 利用滑动窗函数消除了尖峰和突跳等异常信号, 基于潮汐模拟信号, 对由于停电、地震和输液氮等造成的中断采用样条插值方法补充. 利用截断周期为 3 h 的对称数字低通滤波器, 对气压和重力信号作平滑处理后整理成采样间隔为每小时的整点读数值. 在计算过程中, 采用德国 Karlsruhe 大学 Wenzel 教授的 Eterna 和保加利亚科学院地球物理研究所 Venedikov 教授的 Nsv 标准资料处理方法^[3, 4], 根据不同潮汐波角频率特征和特定的奇偶带通滤波器性质, 先滤掉观测资料中的漂移项然后再将潮汐频段中日波、半日波和三分之一日波等波群从观测资料中分离, 组成相应的观测方程组. 利用经典最小二乘法解算这些方程, 求得各波群的潮汐参数和标准差. 从观测重力信号中扣除由理论地球模型获得的潮汐模拟信号以获得观测残差, 用快速富氏变换进行频谱分析, 获得残差振幅谱和平均标准差, 即噪声水平. 用回归分析方法在时间和频率域内获得重力对气压的响应系数, 即大气重力导纳值.

2 结果及讨论

2.1 潮汐常数测定

使用的长周期系列重力和气压观测数据为: 武汉和布鲁塞尔的资料区间相同, 即从 1985 年 11 月 23 日至 1994 年 12 月 31 日(共 3 326 d, 79 824 h 整点读数值), 斯特拉斯堡的资料从

1987年10月1日至1996年5月31日(共3 166 d, 75 984 h 整点读数值). 由计算结果可知, 潮汐波振幅因子的平均测定精度在日波、半日波和三分之一日波频段内分别为 3.0%, 2.0%, 1.0% (武汉), 0.5%, 1.0%, 0.6% (布鲁塞尔), 2.0%, 1.0% 和 1.0% (斯特拉斯堡), 3 个台站的 4 个主要潮汐波(O_1 , K_1 , M_2 和 S_2 波)的振幅和相位测定精度为 0.015 μGal 和 0.02° , 振幅因子的精度均优于 0.04%, 这是其他一般型号的重力观测仪器无法获得的结果. 分析表明由布鲁塞尔和斯特拉斯堡 2 个台站获得的结果非常一致, 其偏差小于 0.3%. 但武汉台结果同欧洲台站结果间存在较大的差别, 并存在一种明显的趋向性, 即在周日波频段内, 潮汐振幅因子均大于欧洲 2 个台站获得的相关结果, 而在半日波频段内则均小于欧洲台站的结果. 另外观测相位差在武汉台站均呈滞后现象, 而在欧洲台站均呈超前现象(表 1). 进一步研究发现, 这种系统偏差与不同区域海洋负荷变化和不同地壳构造差异有关. 4 个主波的平均相位差测定精度分别为 1.6% (武汉), 0.3% (布鲁塞尔) 和 1.0% (斯特拉斯堡).

表 1 几个主要潮汐波分析结果、观测残差、海潮负荷和海潮改正

波群	观测结果		观测残差		海潮负荷		最终残差		经海潮改正	
	δ	$\Delta\phi$	B	β	L	λ	X	x	δ'	$\Delta\phi'$
武汉(中国)										
O_1	1.184 4	-0.45	0.14	-20.4	0.13	-4.6	0.04	-93.2	1.159 1	-0.36
O_1	1.178 1	-0.61	0.61	-33.8	0.65	-17.6	0.18	-127.6	1.155 2	-0.26
P_1	1.173 3	-0.88	0.34	-42.7	0.20	-38.8	0.14	-48.3	1.161 0	-0.41
K_1	1.151 6	-0.80	0.81	-49.1	0.63	-31.9	0.28	-90.1	1.137 6	-0.37
N_2	1.175 5	-0.70	0.22	-43.2	0.15	-12.4	0.12	-82.6	1.161 6	-0.56
M_2	1.172 7	-0.68	1.04	-48.0	0.56	-9.8	0.69	-78.3	1.162 7	-0.60
S_2	1.169 4	-0.58	0.39	-52.3	0.23	-8.1	0.28	-87.8	1.160 6	-0.53
K_2	1.163 8	-0.55	0.08	-72.0	0.08	-3.7	0.09	-126.0	1.152 5	-0.52
布鲁塞尔(比利时)										
O_1	1.149 7	-0.12	0.06	-166.4	0.03	-125.7	0.04	160.0	1.153 1	0.12
O_1	1.151 7	0.02	0.23	176.4	0.13	162.3	0.11	-166.1	1.155 9	-0.04
P_1	1.150 7	0.22	0.08	123.6	0.07	79.8	0.05	-173.9	1.149 8	-0.02
K_1	1.138 8	0.25	0.22	76.67	0.23	65.6	0.04	169.2	1.136 6	0.01
N_2	1.163 6	3.23	0.38	88.6	0.38	75.5	0.09	171.8	1.145 3	0.11
M_2	1.179 7	2.70	1.76	71.8	1.88	63.1	0.30	-178.4	1.150 0	-0.01
S_2	1.197 0	1.28	0.63	36.1	0.62	35.0	0.02	82.1	1.160 3	0.06
K_2	1.193 0	1.41	0.17	42.0	0.15	35.6	0.02	90.9	1.160 0	0.29
斯特拉斯堡(法国)										
O_1	1.149 0	-0.52	0.09	-135.3	0.04	-126.7	0.05	-143.0	1.153 2	-0.24
O_1	1.147 1	-0.25	0.41	-157.4	0.15	172.1	0.29	-142.3	1.151 9	-0.29
P_1	1.148 8	0.16	0.08	147.0	0.06	77.8	0.08	-171.0	1.147 9	-0.05
K_1	1.135 1	0.01	0.11	174.1	0.18	65.1	0.24	-140.5	1.133 4	-0.18
N_2	1.167 6	2.09	0.27	81.0	0.35	76.8	0.08	-117.2	1.154 1	-0.58
M_2	1.181 2	1.45	1.19	55.2	1.73	59.9	0.55	-109.9	1.154 5	-0.79
S_2	1.188 0	0.32	0.44	13.5	0.57	31.3	0.20	-107.2	1.156 2	-0.63
K_2	1.187 2	0.37	0.12	15.9	0.15	29.7	0.04	-110.5	1.156 5	-0.49

利用长周期观测可分离由月球近地点轨道摄动产生的潮汐波, 计算了由分离三阶引潮位获得的小振幅潮汐波(表 2), 这些结果对反演研究地球弹性性质和海洋负荷变化特征的三阶 Love 数方面有重要作用^[5]. 由表 2 可知这些小型潮汐波的振幅因子和相位对不同台站而言有一定差异, 振幅因子的平均测定精度分别为 7.28% (武汉)、1.15% (布鲁塞尔) 和 2.81% (斯特拉斯堡), 武汉台测定精度偏低的主要原因是台站背景噪声太大所致.

表2 由三阶引潮位分离的小振幅潮汐波分析结果

波群	武汉				布鲁塞尔				斯特拉斯堡			
	δ	$\pm\delta$	$\Delta\phi$	$\pm\Delta\phi$	δ	$\pm\delta$	$\Delta\phi$	$\pm\Delta\phi$	δ	$\pm\delta$	$\Delta\phi$	$\pm\Delta\phi$
3MK ₁	1.093 1	$\pm 0.131 2$	5.807	± 7.515	1.082 6	$\pm 0.006 8$	0.641	± 0.391	1.045 4	$\pm 0.030 1$	1.055	± 1.727
M ₁	1.022 5	$\pm 0.074 3$	10.611	± 4.258	1.092 0	$\pm 0.003 6$	0.528	± 0.208	1.069 6	$\pm 0.010 9$	0.171	± 0.623
3MO ₁	1.138 5	$\pm 0.122 4$	5.159	± 7.015	1.088 1	$\pm 0.005 8$	0.886	± 0.334	1.097 4	$\pm 0.026 2$	1.561	± 1.498
3MJ ₂	1.040 2	$\pm 0.042 4$	2.287	± 2.431	1.066 5	$\pm 0.006 9$	0.232	± 0.396	1.063 0	$\pm 0.016 0$	2.332	± 0.915
3MK ₂	1.061 8	$\pm 0.011 4$	2.589	± 0.654	1.074 3	$\pm 0.001 9$	0.365	± 0.108	1.068 9	$\pm 0.004 3$	1.007	± 0.248
3MO ₂	1.048 1	$\pm 0.012 2$	0.225	± 0.696	1.074 1	$\pm 0.002 2$	0.293	± 0.126	1.065 6	$\pm 0.004 6$	0.508	± 0.263
3MO ₂	1.477 8	$\pm 0.251 3$	59.863	± 4.399	1.157 4	$\pm 0.041 3$	1.648	± 2.363	1.014 6	$\pm 0.086 8$	5.911	± 4.972
MN ₃	1.014 2	$\pm 0.012 7$	0.810	± 0.725	1.051 4	$\pm 0.006 4$	0.443	± 0.369	1.045 4	$\pm 0.014 7$	1.195	± 0.843
ML ₃	1.530 6	$\pm 0.050 9$	2.533	± 2.918	0.968 4	$\pm 0.030 2$	5.548	± 1.729	1.143 8	$\pm 0.061 1$	1.316	± 3.503
MK ₃	1.055 9	$\pm 0.019 6$	1.819	± 1.125	1.037 3	$\pm 0.010 2$	0.876	± 0.583	1.005 0	$\pm 0.026 1$	1.626	± 1.498

2.2 海潮负荷改正

利用 Schwiderski 全球海潮图和负荷格林函数数值褶积积分方法计算求得了不同台站海潮对重力观测的影响 $L(L, \lambda)$, 结果列于表 1, 它反映了不同海域潮汐变化特征^[6]. 表 1 中 δ 和 $\Delta\phi$ 表示实测的重力潮汐振幅因子和相位滞后, 经海潮改正后的值用 δ' 和 $\Delta\phi'$ 表示. $B(B, \beta)$ 表示重力潮汐观测残差矢量, 它的物理意义是检验地球模型的适应性, 值越小说明所采用的理论模型越接近于实际情况, 值越大说明观测资料中各种非潮汐信号或干扰成分越多, 应设法将其滤掉. 由数值结果分析可知, 在半月波频段内, 较大的观测残差可达到 1.76 μGal , 相位呈系统偏差, 即欧洲 2 个台站的观测残差结果基本均呈正值, 而武汉结果均呈负值. 实际地球和理论模型间最大差异是前者存在广阔的海洋, 后者则无海洋的影响, 所以人们很容易联想到观测残差主要是由海洋潮汐变化所致.

表 1 给出了经海潮负荷改正后的剩余残差矢量 $X(X, x)$, 又称最终残差. 剩余残差矢量比观测残差大大降低了, 这说明海潮负荷改正的有效性. 对 3 台超导重力仪观测结果而言, 经负荷改正后的振幅因子和相位差均得到明显改善. 与 Wahr_Dehtant 理论潮汐模型相比较, 不难发现二者的一致性^[7], 8 个主要潮汐波振幅因子的平均偏差分别为 0.25% (武汉)、0.39% (布鲁塞尔) 和 0.46% (斯特拉斯堡). 这说明了海潮模型、负荷计算及海潮改正的适应性, 也说明了超导重力仪能有效记录海洋负荷引起的重力场变化.

2.3 气压效应研究

研究表明置于地表的任何重力仪在观测重力场变化的同时还记录到气压变化产生的重力信号. 利用回归分析方法分别在时间和频率域内测定了重力观测对气压的响应系数, 结果在时间域内的大气重力导纳值分别为 -0.236 (武汉)、-0.345 (布鲁塞尔) 和 -0.316 $\mu\text{Gal}/\text{hPa}$ (斯特拉斯堡). 在频率域内的大气重力导纳值(长周期波、日波、半日波和三分之一日波)分别为 -0.384, -0.300, -0.193, -0.186 (武汉), -0.307, -0.347, -0.328, -0.278 (布鲁塞尔), -0.262, -0.327, -0.275 和 -0.257 $\mu\text{Gal}/\text{hPa}$ (斯特拉斯堡), 平均测定精度为 2.5% (武汉)、0.6% (布鲁塞尔) 和 0.75% (斯特拉斯堡). 武汉台站结果的精度偏低可能是由于气压观测资料中混入地面温度变化信号所致. 分析表明重力对气压的响应在潮汐频段内呈现明显的一致性, 即大气重力导纳值随频率的增高而减小, 其结果同由气压理论模型计算获得的结果基本一致^[8], 也同国际地球潮汐中心数据库同一台站其他重力仪测定的大气重力导纳值吻合^[9, 10].

武汉台长系列观测数据的频谱分析结果说明在潮汐频段内气压变化的能量主要集中在 S_1 和 S_2 波上. 欧洲地区台站气压频谱分析结果有类似特点, 但 S_1 和 S_2 波的振幅明显比武汉台相应结果小, 这种差别反映了不同地区观测台站特殊的气象条件. 在非潮汐频段内用快速富氏变换计算了气压、重力残差和经气压改正后的重力残差功率谱密度, 结果说明气压变化能量主要集中在周期为几天至几周的频段内, 这是由气压变化的区域分布特点和气压旋运行的时空尺度等因素决定的. 重力残差与气压变化频谱结果间有较好的相关性, 经气压改正后的重力残差功率谱密度在所有频段内均有降低.

2.4 各种方案比较

潮汐分析结果中的标准差是一个衡量观测资料质量优劣的重要指标. 用 Nsv 方法分别采用不同的选择计算了不同波群内的平均标准差. 图 1 给出了 9 个不同选择获得的结果, 标准差越小, 说明资料分析精度越高. 例如第 1 步选择是用英国 CTE 的 505 个分波的潮汐位展开表; 第 2 步用日本 Tamura 的 1 200 个分波的潮汐位展开表^[11]; 第 3 步选择是基于第 2 步的基础上, 再考虑对根据不同潮汐波角频率特征设计的特定奇偶带通滤波器加权; 第 4 和第 5 步选择是在第 3 步的基础上, 再考虑分别用不同大气重力回归系数作气压改正; 第 6 和第 7 步选择是在第 5 步的基础上再考虑消除观测错误数据; 第 8 和第 9 步选择是在第 7 步选择的基础上, 对以 48 h 为一组的数据段设立均方差上限, 对超过 3 倍和 2 倍方差的数据段滤去后获得的相应结果. 由图 1 可知在日波频段内, 曲线 ④和 ⑨表示的标准差从 2.323 降至 0.901 μGal (武汉), 从 1.497 降至 0.213 μGal (布鲁塞尔) 和从 2.087 降至 0.353 μGal (斯特拉斯堡); 在半日波频段内, 曲线 ⑤和 ⑩表示的标准差从 1.851 降至 0.62 μGal (武汉), 从 0.443 降至 0.152 μGal (布鲁塞尔) 和从 0.704 降至 0.181 μGal (斯特拉斯堡); 在三分之一日波频段内, 曲线 ⑧和 ⑪表示的标准差从 0.678 降至 0.418 μGal (武汉), 从 0.216 降至 0.142 μGal (布鲁塞尔) 和从 0.469 降至 0.09 μGal (斯特拉斯堡). 这说明上述不同步骤的选择和考虑对提高重力潮汐资料分析精度的重要性. 另外就武汉台站而言, 用 Eterna 分析方法计算获得的标准差为 0.7 μGal , 而用 Nsv 分析方法在日波、半日波和三分之一内的平均结果为 0.646 μGal , 这说明 2 种分析方法获得的结果十分吻合.

3 结论

不同台站不同潮汐波群的振幅因子和相位差测定精度为同一量级, 3 个台站的 4 个主波潮汐振幅和相位测定精度为 0.015 μGal 和 0.02° , 振幅因子的精度均优于 0.04%, 其中布鲁塞尔台站精度最高, 而武汉台资料测定精度略低, 这主要是由环境噪声太大所致. 与 Wahr_Dehant 潮汐模型相比, 8 个主要潮汐波振幅因子的平均偏差分别为 0.24% (武汉)、0.39% (布鲁塞尔) 和 0.46% (斯特拉斯堡).

经海潮负荷改正后, 观测残差有较大幅度的降低, 这说明海潮模型、负荷计算及海潮改正的适应性, 也说明重力潮汐观测能有效地记录海洋负荷引起的重力场变化. 在潮汐频段内, 气压对重力观测影响的能量主要集中在 S_1 和 S_2 波 2 个频率上. 在非潮汐频段内气压变化的能量主要集中在几天或更长一些的频段内. 经气压改正后的潮汐重力残差功率谱密度在所有频率上均有明显降低, 这说明气压改正的有效性.

对潮汐结果中的标准差分析说明, 考虑不同引潮位展开、加权滤波、做气压改正、删除错误

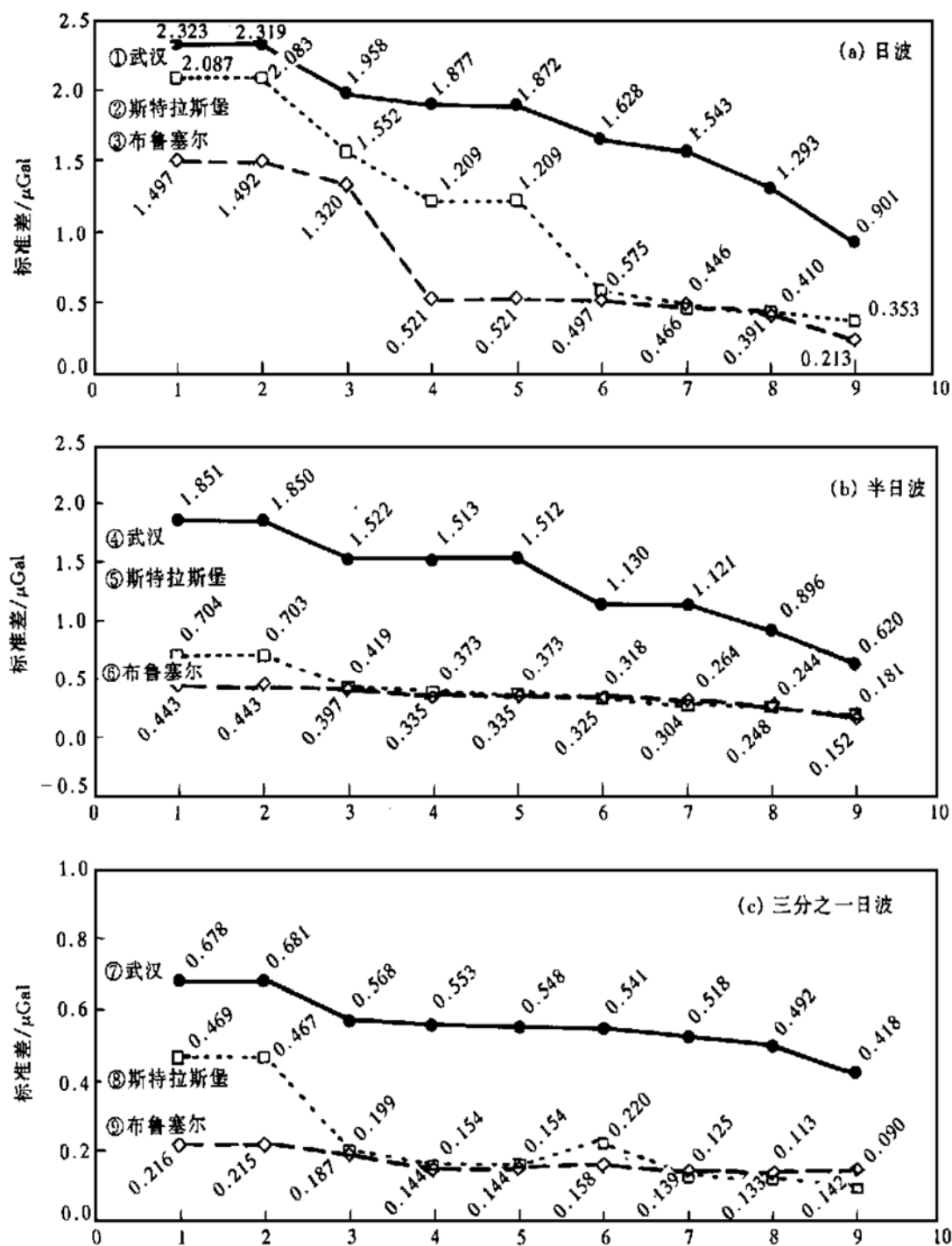


图1 重力潮汐分析获得的标准差结果间的比较

横坐标为无量纲数(代表不同选择步骤)

数据以及规定数据段均方差上限等对提高重力潮汐资料分析精度有重要作用。导致与标准地球潮汐模型间差异的原因除了海潮图精度和仪器本身有一些系统差以外,还有观测台站周围不同的区域环境干扰因素的影响,例如气压、温度、地下水变化和地质环境构造差异等。另外理论地球模型没有考虑地幔物质的横向不均匀性以及仪器标定等因素也会导致观测残差偏大,这些问题必须在更大的范围内作进一步的探讨。

致谢 本工作为中国科学院(KZ952_J1_411)、国家自然科学基金(批准号:49774223)和国家“攀登”计划资助项目。

参考文献

- 1 Crossley D J, Hinderer J. Global Geodynamics Project_GGP: status report 1994. Proceedings of the Workshop on Non-tidal Gravity Changes, Luxembourg (1994): Published via Conseil de L'Europe Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Sismologie, Edited by Poitevin C, 1995, 11: 244~ 269
- 2 Goodkind J M. The superconducting gravimeters principals of operation, current performance and future prospects. Proceedings of the Workshop on Non-tidal Gravity Changes, Luxembourg (1990): Published via Conseil de L'Europe Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Sismologie. Edited by Poitevin C, 1991, 9: 81~ 90
- 3 Venedikov A P, Vieira R, Arnoso T J. A new program developed in Madrid for tidal data processing, Instituto de Astronomía y Geodesia. Universidad Complutense, 1995
- 4 Wenzel H G. The nanogal software: data processing package, Bull D' infor. Marees Terrestres, 1996, 124: 9 425~ 9 439
- 5 Melchior P, Ducarme B, Francis O. The response of the Earth to third body forces described by second and third degree spherical harmonics as derived from 12 years of measurements with superconducting gravimeter GWR/T3 in Brussels. Phys Earth Planet Inter, 1996, 93: 223~ 238
- 6 Sun H P. Comprehensive researches for the effect of the ocean loading on gravity observations in the western Pacific area. BIM, 1992, 113: 8 271~ 9 292
- 7 Dehant V, Defraigne, P. Tides for a convective Earth. 13th Inter, Sym Earth Tides, 1997
- 8 孙和平. 大气重力格林函数. 科学通报, 1997, 42(15): 1 640~ 1 646
- 9 Ducarme B, van Ruymbeke M. On tidal parameters at Brussels fundamental station, Pros. 11 th Sym. Earth tide, Helsinki (1989): Schweizerbastische Verlagsbuchhandlung, D_7000, Stuttgart, 1990. 157~ 166
- 10 Melchior P. A new data bank for tidal gravity measurements (DB92). Phys Earth and Planetary Interiors, 1994, 82: 125~ 155
- 11 Tamura Y. A harmonic development of the tidal-generating potential. Bull D' infor Marees Terrestres, 1981, 64: 677~ 704
(1997-08-30 收稿, 1998-03-24 收修改稿)

汉诺坝地幔捕虏体中的硫化物包裹体

徐九华^④ 储雪蕾^④ 邹一民 杜元福

(北京科技大学资源工程学院, 北京 100083; ④中国地质大学(北京)研究生院, 北京 100083;

④中国矿物资源探查研究中心, 北京 100101; 中国科学院地质研究所, 北京 100029)

摘要 通过对汉诺坝玄武岩中二辉橄榄岩等捕虏体的地幔矿物内硫化物包裹体进行电子探针分析, 查明了硫化物包裹体的主要组成, 其 Ni/Fe 比值与原寄生地幔岩有关. 二辉橄榄岩中硫化物包裹体中铁镍硫化物(均为镍黄铁矿成分)的 Ni/Fe 比值明显高于橄榄辉石岩的(以镍黄铁矿为主, 部分为磁黄铁矿). CO₂ 包裹体的激光拉曼探针表明硫(H₂S+ SO₂) 在气相中普遍高于 20%(摩尔百分数), 与出现较多硫化物熔体包裹体有关.

关键词 地幔捕虏体 硫化物包裹体 电子探针分析

汉诺坝玄武岩分布于河北省张家口市的万全、崇礼、尚义和张北等县. 20 多年来, 在其中不少地方出露的碱性玄武岩层中陆续发现较为丰富的地幔捕虏体, 成为研究地幔的一个“窗口”, 也为研究地幔流体的性质提供了很好的地质样品. 自从夏林圪开展 CO₂ 包裹体研究以来, 我国在地幔岩的流体包裹体研究上已经取得了一些重要成果^[2~ 4]. 近年来, 国内外对地