

江颖,徐建桥,孙和平. 2015. 地球内核平动振荡的地震激发. 地球物理学报, 58(1):92-102, doi:10. 6038/cjg20150108.

Jiang Y, Xu J Q, Sun H P. 2015. Earthquake excitation of translational oscillation in the Earth's inner core. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 58(1):92-102, doi:10. 6038/cjg20150108.

地球内核平动振荡的地震激发

江颖^{1,2}, 徐建桥², 孙和平²

1 中国地震局地震研究所(中国地震局地震大地测量重点实验室), 武汉 430071

2 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

摘要 本文利用球对称、非自转、弹性和各向同性地球模型(SNREI)理论模拟计算了地球内核平动振荡的地震激发. 以 2004 年 12 月 26 日苏门答腊大地震为例, 讨论震源机制解(标量地震矩、走向、倾角、滑动角和深度)对内核平动振荡振幅激发的影响; 基于全球 21 个 M_w 8.0 级以上的大地震, 分别计算 10 个数据资料较好的超导重力台站理论上可以接收到的内核平动振荡信号的频率域振幅. 结果表明标量地震矩对内核平动振荡振幅的影响最大, 走向、倾角、滑动角和深度对内核平动振荡振幅也有一定影响, 但是影响相对较小; 不同区域获得的由大地震引起的内核平动振荡信号的幅度存在显著差异, 此结果为频率域多台站加权迭积提供了计算基础. 另外, 只有武汉台站接收到的 2011 年日本 Tohoku M_w 9.1 地震激发的内核平动振荡的振幅值达到了地球表面高精度、高灵敏度的超导重力仪检测水平, 振幅值为 $0.0103 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2}$. 结果说明地震激发的内核平动振荡的信号极其微弱, 信号几乎淹没在背景噪声中, 必须利用多台站迭积法才有可能将信号提取出来.

关键词 地球内核平动振荡; 震源机制解; 超导重力仪; 地震激发

doi:10. 6038/cjg20150108

中图分类号 P312

收稿日期 2014-01-22, 2014-12-25 收修定稿

Earthquake excitation of translational oscillation in the Earth's inner core

JIANG Ying^{1,2}, XU Jian-Qiao², SUN He-Ping²

1 Key Laboratory of Earthquake Geodesy, Institute of Seismology, China Earthquake Administration, Wuhan 430071, China

2 State Key Laboratory of Geodesy and Earth's Dynamics, Institute of Geodesy and Geophysics, CAS, Wuhan 430077, China

Abstract The translational oscillation of the solid inner core, which is also called Slichter mode (SM), has an eigenperiod of several hours that is closely related to the Earth's interior structure, and is one of the fundamental normal modes of the Earth. The SM may be excited by large deep earthquakes, asymmetric crystallization of the fluid material in the outer core, or other unknown excitation sources. The excitation mechanism of them is still unclear. It is supposed that a large earthquake can excite the translational oscillation of the inner core, and amplitudes excited by large earthquakes and received by different stations are calculated in order to verify whether the superconducting gravimeter (SG) can detect such weak signal.

Based on the spherical, non-rotating, elastic and isotropic (SNREI) Earth model, the earthquake excitation of translational oscillation in the Earth's inner core was calculated. Taking the 2004-12-26 Sumatra earthquake as an example, the influence of inner core translational oscillation's earthquake excitation caused by the focal mechanism solution (scalar seismic moment, strike, dip, slip and depth) was analyzed. Based on 21 earthquakes the magnitude of which were larger than M_w 8.0 since 1980, 10 superconducting gravimeters stations with high-

quality observations were chosen, and amplitudes of the inner core translational oscillation received by those stations were calculated theoretically. In the reference focal mechanism solutions, the hypocenter was equivalent to a double couple point source in the focal mechanism model. Six independent seismic moment tensors were determined based on the theory of double couple centroid moment tensors. Based on the Preliminary Reference Earth Model (PREM) combined with the focal mechanism solution, moment tensors of the Green's function were determined by the weighted sum, and free oscillation displacements were obtained that simulate measured free oscillation signals.

It is found that the scalar seismic moment M_0 has a major influence on the amplitudes of inner core translational oscillation; additionally, the strike, dip, rake and depth of the hypocenter have minor influences. When one of the M_0 , strike, dip, rake and depth changes while other keep constant, the difference of amplitudes is 0.223, 0.095, 0.081, 0.139 and 0.187 $\text{nm} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{Hz}^{-1}$, respectively. And it is indicated that the amplitudes of the inner core translational oscillation in different areas excited by great earthquakes have significant differences, and the results are the basis of weighting stacking the SGs' observation in the frequency domain to detect the signal. In addition, only the Wuhan station received the amplitude excited by 2010 Tohoku $M_w 9.1$ earthquake that reached the observational level of the high accuracy and sensitivity superconducting gravimeter with maximum amplitude $0.0103 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2}$.

It implies that the signal is extremely weak and it may be buried in the background noise. It is a good choice that increases the weight of the observations with larger amplitudes after large earthquakes. Weighting stack of the observations to suppress the noise and enlarging the signal should be used to detect the signal. In fact, owing to the ellipticity and rotation of the Earth, the SM splits to form a triplet, including the movement at the Earth's rotation axis and the equatorial prograde and retrograde translational movements. The earthquake excitation of the triplet based on a rotating, slightly elliptical Earth model would be calculated during the following work. According to the calculation results in this paper, the amplitudes excited by earthquakes are very small, and other possible excitation mechanisms will be researched in the future.

Keywords Translational oscillation in Earth's inner core; Focal mechanism solution; Superconducting gravimeters; Earthquake excitation

1 引言

地球固态内核的平动振荡是地球的基本简正模之一, 又称 Slichter 模, 由 Slichter(1961) 首先指出其出现的可能性. Slichter 模不以弹性应力为恢复力, 而是以重力作为主要恢复力, 对于非自转、球对称地球模型, 简并的 Slichter 模是周期最长的一阶球型振荡模, 其本征周期大约有几个小时. 随着超导重力仪(SG)的研制和全球地球动力学计划(GGP)的实施, 基于全球 SG 观测资料的大量积累和数据共享, 为 Slichter 模的检测奠定了数据基础. 许多科学家都在尝试寻找 Slichter 模存在的证据且在检测地球固体内核平动振荡方面做了许多有益的尝试.

自从 Smylie(1992, 1999) 利用中欧三台 SG 观测数据, 进行频率域的迭积, 估算了地球中心附近的密度和液核底部的黏滞度并发现了微弱的内核平动振荡三重谱线信号(Smylie et al., 1992; Smylie and Jiang, 1993), Slichter 模的信号检测便引起了地球科学界极大关注和争议. Courtier 等(2000) 和 Pagiatakis 等(2007) 也得出了和 Smylie 类似的结果. 但是, 其他一些学者(Rochester and Peng, 1993; Hinderer et al., 1995; Peng, 1997; Rosat et al., 2003; Rogister, 2003; Sun et al., 2004; Guo et al., 2006; Xu et al., 2010; Jiang et al., 2013; Shen and Ding, 2013; Ding and Shen, 2013) 却没有找到明显突出的 Slichter 模谱峰分裂特征的信号.

Slichter 模可能是由于液核物质在内外核边界

上的非对称结晶,导致内核质心的微小变化,地球重力场将驱动内核在其平衡位置附近进行平动振荡;也有可能是由于大地震发生后,地幔一阶球形形变将导致核幔边界的相应压力,通过可压缩的流体外核传递到内外核边界,激发了 Slichter 模(徐建桥等,2005;江颖等,2014). 对内核平动振荡来讲,各种能量源可激发的振幅对任何观察性估计来讲都是一个中心点. Won 和 Kuo(1973)计算出震级为 8.5 的地震对内核平动振荡的影响大概为 10^{14} J. 他们的估计依赖于几个任意关于能量释放部分的假设,比如地震. 而 Smith(1976)使用的简正模激发理论减少了这个估计的 5 次方. Gilbert(1971)计算出基于非旋转的地球模型由一般的应力释放源的弹性重力简正模的激发. Dahlen 和 Smith(1975)将理论扩展到旋转球体并详细地讨论了由旋转引起的细节上的难点,可以计算一个特殊地震源的地球简正模的激发. Crossley(Crossley, 1992; Crossley et al., 1992)和 Rosat(2007)都研究了 Slichter 模的地震激发, Rosat(2007)基于球对称非旋转的地球模型理论上预测了 2004 年苏门答腊大地震激发的 Slichter 模振幅,并研究了激发内核平动振荡的最佳震源机制,他们均认为最佳激发 Slichter 模的震源机制为垂直的“倾滑源”. 1960 年智利地震,主震 M_w 达到 9.6 级且有一个 9.5 级的前震,两个事件的结合导致地震源达到 M_w 9.8(Kanamori and Cipar, 1974),可以激发 Slichter 模到 nGal 水平. 但是 Rosat 和 Hinderer(2011)认为在 Slichter 模对应的频率上,即使是最

平静的台站,其背景噪声也有 nGal,地震不是一个最适当可以激发内核平动振荡到超导重力仪能够在地表探测到的源(Rosat and Rogister, 2012). Greff-Lefftz 和 Legros(2007)考虑了地核中的表面压力流激发 Slichter 模的可能性. Rosat 和 Rogister(2012)基于一个非旋转的滞弹性的 PREM 地球模型,重新考虑地核中的压力流作用,研究了表面负荷和流体影响作为 Slichter 模激发源的可能性. 随后, Rosat 等(2014)又考虑了大气激发 Slichter 模的可能性,但是目前激发内核平动振荡的真正原因还不明确. 目前需要解决的问题是从理论上计算大地震激发的内核平动振荡的振幅是否在 SG 可观测精度内(Richter, 1987;徐建桥等,2005),为内核平动的三重谱线检测研究提供一个理论依据.

近年来,地震频发,为我们研究大地震激发 Slichter 模提供了很好的数据基础. 从 1980 年至今, M_w 8.0 级以上的大地震共发生了 21 次(见图 1),由 GCMT(The Global Centroid-Moment-Tensor Project, 原 Harvard CMT)给出的震源机制解结果如表 1. 本文从理论上计算地震激发的内核平动振荡的振幅水平,以 2004 年 12 月 26 日苏门答腊大地震为例,讨论震源机制解(标量地震矩、走向、倾角、滑动角和深度)对内核平动振荡振幅的影响;基于 21 个 M_w 8.0 级以上的大地震,分别计算 GGP 台网中 10 个数据资料较好的台站理论上可以接收到的内核平动振荡信号的频率域振幅;从理论上计算,SG 是否可以观测到内核平动振荡的信号.

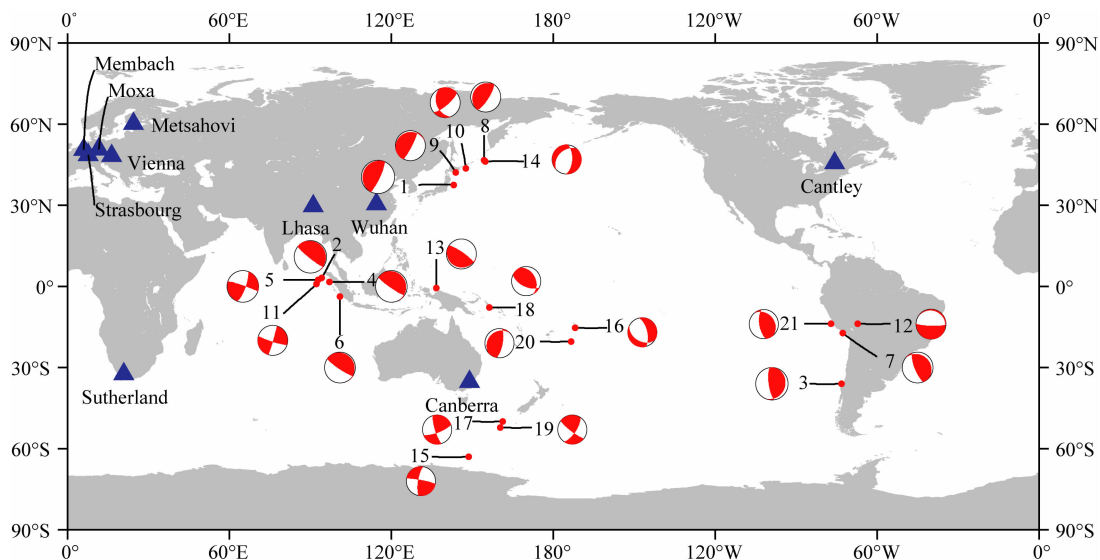


图 1 地震发生位置及超导重力仪台站位置

Fig. 1 The locations of hypocenter and SG stations

表 1 震源机制一览表
Table 1 Focal mechanism solutions

	Time	Latitude	Longitude	Strike (°)	Dip (°)	Slip (°)	Depth (km)	M_w	M_0 (Nm)
1	2011	37.52°N	143.05°E	203	10	88	20.0	9.1	5.31×10^{22}
2	2004	3.09°N	94.26°E	329	8	110	28.6	9.0	3.95×10^{22}
3	2010	35.98°S	73.15°W	19	18	116	23.2	8.8	1.86×10^{22}
4	2005	1.67°N	97.07°E	333	8	118	25.8	8.6	1.05×10^{22}
5	2012	2.35°N	92.82°E	20	76	5	45.6	8.6	9.14×10^{21}
6	2007	3.78°S	100.99°E	328	9	114	24.4	8.5	6.71×10^{21}
7	2001	17.28°S	72.71°W	310	18	63	29.6	8.4	4.67×10^{21}
8	2006	46.71°N	154.33°E	215	15	92	13.5	8.3	3.51×10^{21}
9	2003	42.21°N	143.84°E	250	11	132	28.2	8.3	3.05×10^{21}
10	1994	43.60°N	147.63°E	158	41	24	68.2	8.3	3.0×10^{21}
11	2012	0.90°N	92.31°E	107	83	-177	54.7	8.2	2.89×10^{21}
12	1994	13.82°S	67.25°W	302	10	-60	647.1	8.2	2.63×10^{21}
13	1996	0.67°S	136.62°E	103	11	69	15.0	8.2	2.41×10^{21}
14	2007	46.17°N	154.80°E	226	39	-54	12.0	8.1	1.78×10^{21}
15	1998	62.99°S	148.64°E	189	73	174	28.8	8.1	1.7×10^{21}
16	2009	15.31°S	171.97°W	119	38	-131	12.0	8.1	1.66×10^{21}
17	2004	49.91°S	161.25°E	69	74	167	27.5	8.1	1.63×10^{21}
18	2007	7.79°S	156.34°E	333	37	121	14.1	8.1	1.57×10^{21}
19	1989	52.15°S	160.41°E	34	69	170	15.0	8.0	1.36×10^{21}
20	2006	20.39°S	173.47°W	226	22	123	67.8	8.0	1.12×10^{21}
21	2007	13.73°S	77.04°W	321	28	63	33.8	8.0	1.12×10^{21}

2 理论计算

假设一个守恒系统有 N 个粒子在一个静态平衡状态下振荡,第 α 个粒子($\alpha=1, \dots, N$)的质量为 m_α , 位移为 u_α , 有力 f_α 作用于它. 如果 $V_{\alpha\beta}$ 是对称的正势能最大值,线性动量守恒方程为:

$$m_\alpha \frac{d^2 u_\alpha}{dt^2} + \sum_{\beta=1}^N V_{\alpha\beta} \cdot u_\beta = f_\alpha. \quad (1)$$

仅考虑时间上的一阶函数和空间上的脉冲函数为特征的源,如果 $S_n(R)$ 是 n 阶简正模的正规化的位移本征函数, ω_n 是本征频率. $S_n(R)$ 在时间 t , 某点 R 上激发的粒子振荡 $U_n(R, t)$ 如下:

$$U_n(R, t) = -\text{Re}\{S_n(R)e^{i\omega_n t}\} \psi_n / (\omega_n^2 + 2C), \quad (2)$$

其中 ψ_n 为激发参数:

$$\psi_n = \mathbf{M} : \left\{ \nabla S_n^* + (\nabla S_n^*)^T \right\} \Big|_{R=R_s}, \quad (3)$$

$$C = 0.5\omega_n \int_V \rho S(i\boldsymbol{\Omega}_0 \times S)^* dV. \quad (4)$$

这里 R_s 是源位置, \mathbf{M} 是源矩张量, 冒号表示标量张量积, 星号表示复共轭. V 为体积, $\boldsymbol{\Omega}_0$ 是稳定的旋转矢量. 矩张量 \mathbf{M} 包含所有源类型和强度(Gilbert, 1971).

利用地球模型和地震的震源机制解可以计算台站接收到的地震激发内核平动振荡信号. 目前随着地球一维分层模型不断完善, 准确计算地球自由振荡(包括内核平动振荡)的简正模频率已经不成为问题. 台站地球自由振荡计算值的振幅主要取决于地震发生的位置和地震的震源机制解. 模拟计算台站自由振荡需要的参数有: 地震发生的时间、位置、走向、倾角、滑动角、矩张量标量、台站的位置等. 在参考的震源机制解中, 地震的震源机制模型将震源等效为双力偶点源, 根据双力偶地震矩心矩张量理论, 6 个独立的地震矩张量与倾角 δ 、滑动方向角 λ 、断

层走向 φ 的关系如下(Aid and Richards, 1980):

$$\begin{aligned} M_{xx} &= -M_0(\sin\delta\cos\lambda\sin 2\varphi + \sin 2\delta\sin\lambda\sin^2\varphi) \\ M_{yy} &= M_0(\sin\delta\cos\lambda\sin 2\varphi - \sin 2\delta\sin\lambda\cos^2\varphi) \\ M_{zz} &= M_0\sin 2\delta\sin\lambda \\ M_{xy} &= M_0(\sin\delta\cos\lambda\cos 2\varphi + 0.5\sin 2\delta\sin\lambda\sin 2\varphi) \\ &= M_{yx} \\ M_{xz} &= -M_0(\cos\delta\cos\lambda\cos\varphi + \cos 2\delta\sin\lambda\sin\varphi) = M_{zx} \\ M_{yz} &= -M_0(\cos\delta\cos\lambda\sin\varphi - \cos 2\delta\sin\lambda\cos\varphi) = M_{zy} \end{aligned} \quad (5)$$

其中 z 是径向方向, x 是南北方向, y 是东西方向, M_0 是矩张量的标量值。

利用公式(2)和地震的位错理论模型可以估算地震激发的内核平动振荡的振幅(Smith, 1976). 在参考的震源机制解中, 地震的震源机制模型将震源等效为双力偶点源, 根据双力偶地震矩心矩张量理论, 由格林函数对矩张量加权求和, 可计算矩张量源激发产生的地球自由振荡位移(Aid and Richards, 1980). 我们基于分层地球模型 IASP91(Kennet, 1991), 结合震源机制解, 将格林函数加权矩张量求和, 可以得到接收台站的合成地震图, 经过傅里叶变换从而计算出自由振荡信号(Geller and Stein, 1979; Jiang et al., 2014). 超导重力仪可以记录球型振荡导致微小的重力变化, 在提取信号的过程中, 我们仅选用垂直分量。

3 数值实验

基于 2004 年 12 月 26 日的苏门答腊大地震(表 1 中的第 2 个地震), 计算震源机制解(标量地震矩、走向、倾角、滑动角和深度)对内核平动振荡频率域振幅的影响. 由表 1, GCMT 给出标量地震矩、走向、倾角、滑动角和深度分别为 3.96×10^{22} Nm、 329° 、 8° 、 110° 和 28.6 km, 而 USGS(美国地质调查局)给出的结果分别为 2.6×10^{21} Nm、 274° 、 13° 、 55° 和 7 km. 根据两个机构给出的震源机制解, 我们分别给定标量地震矩、走向、倾角、滑动角和深度一个变化范围, 计算不同的震源机制解因素对内核平动振荡振幅的影响。

标量地震矩的变化范围为 $0.26 \times 10^{22} \sim 3.96 \times 10^{22}$ Nm, 保证走向、倾角、滑动角和深度不变, 使 M_0 从 0.1×10^{22} Nm 增加到 4.0×10^{22} Nm, 分别计算不同的标量地震矩 M_0 对应的内核平动振荡振幅的最大值, 结果如图 2a, 随着标量地震矩的不断增大, 内核平动振荡振幅也在明显增大, 增量达到 $0.223 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{Hz}^{-1}$;

走向的变化范围为 $274^\circ \sim 329^\circ$, 保证 M_0 、倾角、滑动角和深度不变, 使走向从 270° 增加到 330° , 分别计算不同的走向对应的内核平动振荡振幅的最大值, 结果如图 2b, 随着走向的不断增大, 内核平动振荡振幅也在慢慢增大, 增量达到 $0.095 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{Hz}^{-1}$; 倾角的变化范围为 $8^\circ \sim 13^\circ$, 保证 M_0 、走向、滑动角和深度不变, 使倾角从 3° 增加到 18° , 分别计算不同的倾角对应的内核平动振荡振幅的最大值, 结果如图 2c, 随着倾角的不断增大, 内核平动振荡振幅在慢慢减小, 减小了 $0.081 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{Hz}^{-1}$; 滑动角变化范围为 $55^\circ \sim 110^\circ$, 保证 M_0 、走向、倾角和深度不变, 使滑动角从 50° 增加到 110° , 分别计算不同的滑动角对应的内核平动振荡振幅的最大值, 结果如图 2d, 随着滑动角的不断增大, 内核平动振荡振幅也在慢慢增大, 增量达到 $0.139 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{Hz}^{-1}$; 深度变化范围为 $7 \sim 28.6$ km, 保证 M_0 、走向、倾角和滑动角不变, 使深度从 5 km 增加到 30 km, 分别计算不同的深度对应的内核平动振荡振幅的最大值, 结果如图 2e, 在 $5 \sim 14$ km 的范围内, 随着深度的不断增加, 内核平动振荡振幅也增大, 在 $14 \sim 30$ km 的范围内, 内核平动振荡振幅的大小在不断波动, 振幅差异达到 $0.187 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{Hz}^{-1}$. 通过以上数值实验说明 M_0 对内核平动振荡的振幅影响最大, 而走向、倾角、滑动角和深度对内核平动振荡振幅也有一定影响, 但是影响相对较小。

在参考的震源机制解中, 地震的震源机制模型将震源等效为双力偶点源, 根据双力偶地震矩心矩张量理论, 6 个独立的地震矩张量与 M_0 、走向、倾角、滑动角的关系可知, M_0 与垂直分量成线性关系(Aid and Richards, 1980), 而走向、倾角、滑动角与垂直分量成三角函数关系, 因此 M_0 对垂直分量的影响最大。

4 结果分析

选取 1980 年至今 $M_w 8.0$ 级以上的大地震(共 21 个), 利用 GCMT 给出的震源机制解结果, 结合 GGP 中选取的 10 个数据质量较好的超导台站, 包括加拿大的 Cantley(Ca)、澳大利亚的 Canberra(Cb)、比利时的 Membach(Mb)、芬兰的 Metsahovi(Me)、德国的 Moxa(Mo)、法国的 Strasbourg(St)、南非的 Sutherland(Su)、奥地利的 Vienna(Vi)、中国的武汉(Wu)和拉萨(Lh). 计算地震激发各台站的内核平动振荡的振幅值. 超导可观测到的全球谐

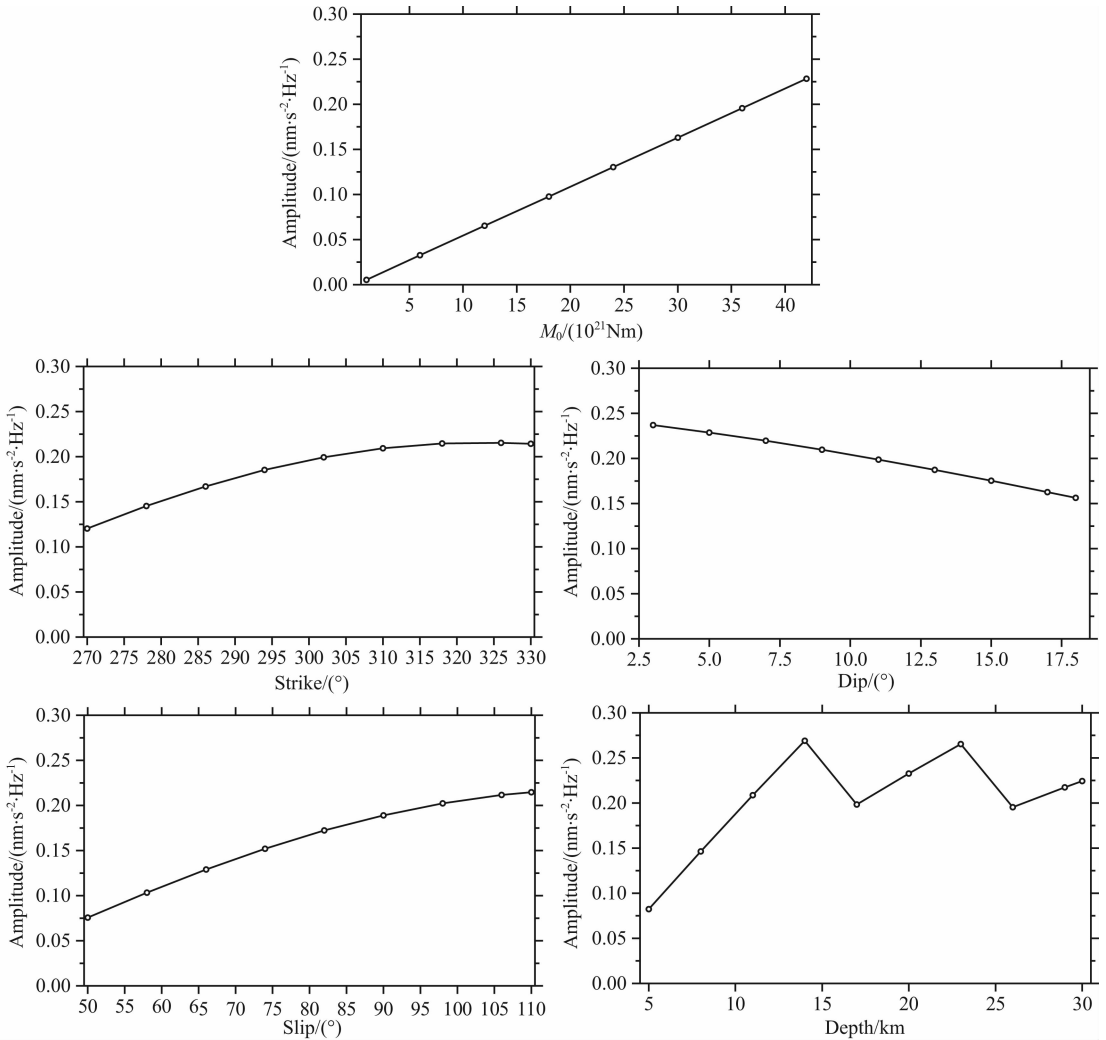


图 2 震源机制解对内核平动振荡频率域振幅的影响

Fig. 2 The influences of inner core translational oscillation's amplitudes in frequency domain caused by focal mechanism solutions

信号的振幅为 $0.01 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2}$ (徐建桥等, 2009), 结果发现只有武汉台站接收到的 2011 年日本 Tohoku $M_w 9.1$ 地震激发的内核平动振荡的振幅值达到了地球表面高精度、高灵敏度的超导重力仪检测水平, 振幅值为 $0.0103 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2}$, 其他地震激发各台站的内核平动振荡的振幅均没有超过 SG 可检测水平. 说明地震激发的内核平动振荡的信号极其微弱, 信号几乎淹没在背景噪声中, 必须利用频率域多站迭积法才有可能将信号提取出来. 因此, 本文采用更直观的方法, 利用傅里叶变换, 从频率域上比较每个地震激发内核平动振荡振幅的差别.

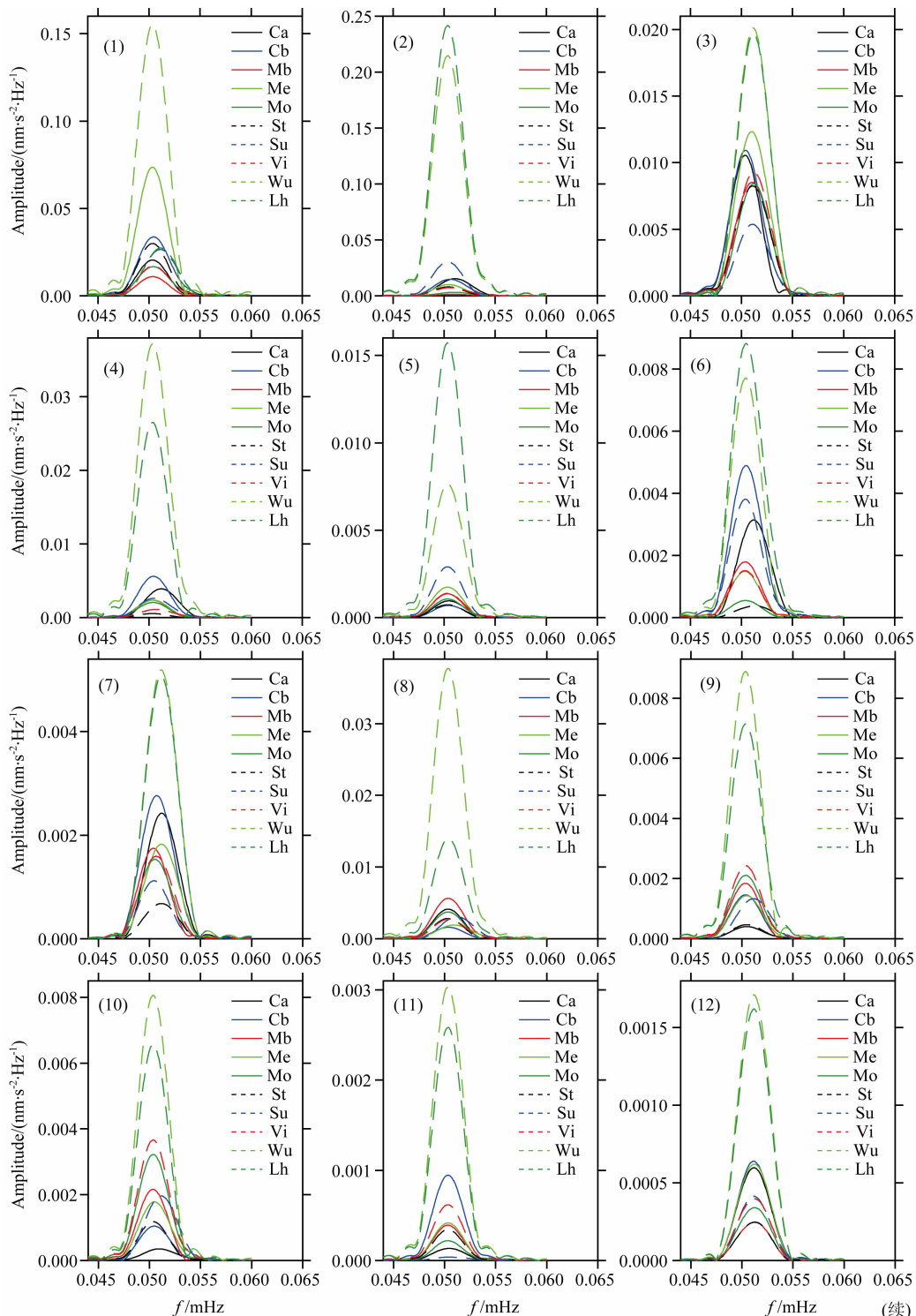
对于某一个地震来讲, 在计算地球自由振荡时, 是将地震发生的位置看作为一个点源. 经过理论计算得到合成地震图, 进行傅里叶变换, 将信号从时间域转化到频率域, 并且在内核平动振荡的频段上截取相应的振幅. 结果发现, 对某一个地震来说, 不同

台站获得的由大地震激发引起的地球内核平动振荡信号的频率域振幅存在显著差异, 结果如图 3. 比如 2004 年 12 月 26 日发生的苏门答腊大地震激发的内核平动振荡, 理论上在拉萨台站可以接收到的频率域振幅最大, 达到 $0.242 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{Hz}^{-1}$; 其次是武汉站, 达到 $0.215 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{Hz}^{-1}$; 接收由该地震激发引起的地球内核平动振荡信号的最小的台站为 Membach, 仅有 $0.001 \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{Hz}^{-1}$, 最大值与最小值之间的差异可以达到 2 个量级, 具体数值结果见表 2. 本文结果与 Rosat (2007) 的结果对比可发现, 台站的振幅变化趋势基本相同, 但是本文采用的震源机制解各参数均参考由 GCMT 给出的震源机制解结果, 而 Rosat (2007) 的计算结果是基于 Stein 和 Okal (2005) 给定的震源机制解结果, 因此得到的计算结果不同, 且本文主要是比较每个地震可以激发内核平动振荡频率域上振幅的差别. 表 2 给出了

21 个 M_w 8.0 级以上的大地震激发的 10 个台站的内核平动振荡频率域振幅的数值结果。由表 2 可知, 不同区域获得的由大地震引起的内核平动振荡信号的幅度存在显著差异, 此结果为频率域多站加权迭积提供了计算基础。根据这一计算结果可以在内核平动振荡三重谱线信号检测过程中对各台站的数

据进行加权迭积, 增加信号强度大的台站的权重, 以压制背景噪声、相对放大信号, 更有利于三重谱线的信号检测。

地震的震源机制解中, 标量地震矩、走向、倾角、滑动角和深度都会影响内核平动振荡的振幅。但是地震发生时, 震源机制解作为一个整体作用于内核



(续)

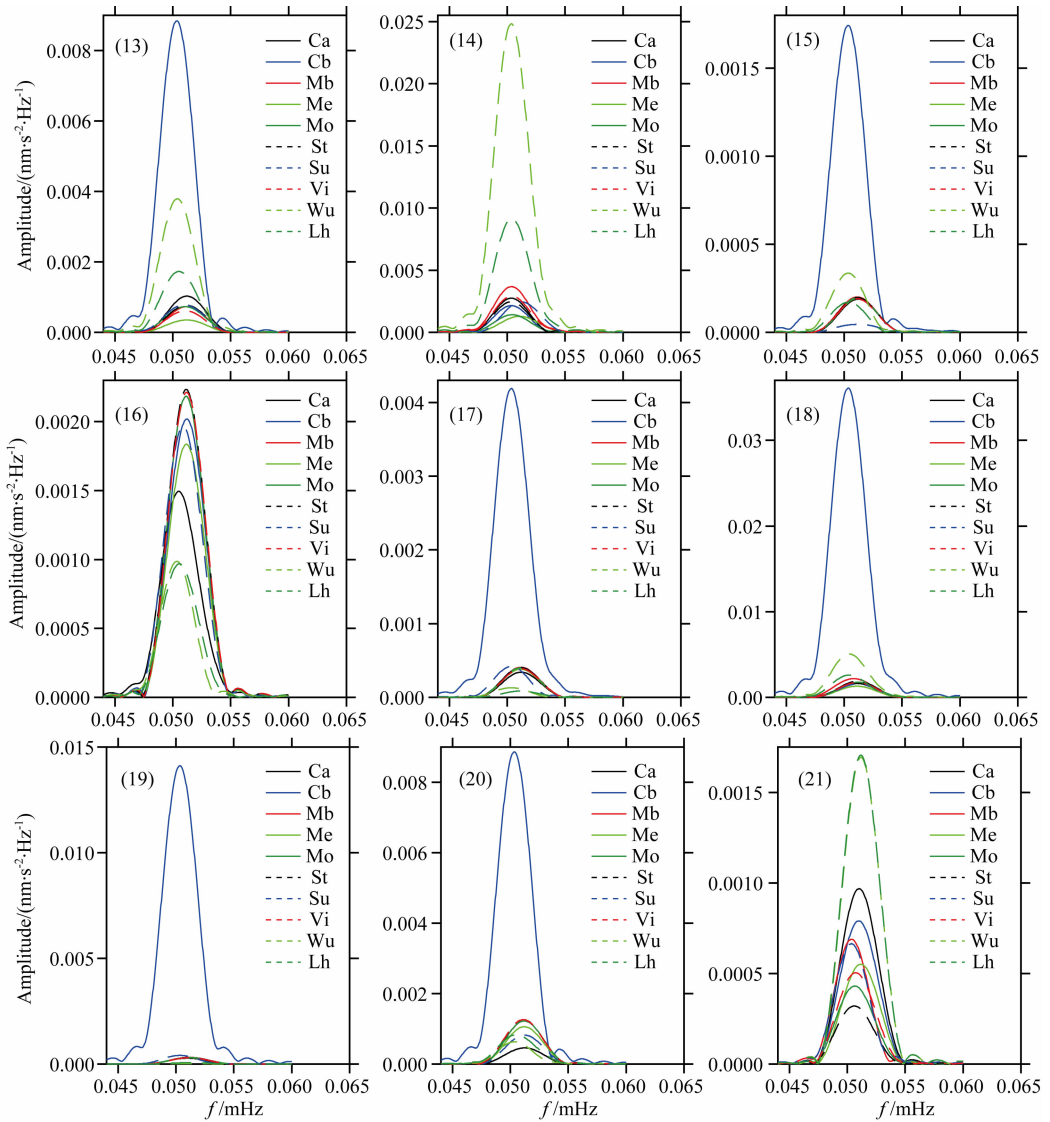


图 3 21 个 $M_w 8.0$ 级以上的大地震激发的内核平动振荡

Fig. 3 The inner core translational oscillation excited by 21 earthquakes that the magnitudes are larger than $M_w 8.0$

平动振荡的振幅,我们针对每一个台站,将 21 个大地震的震级与其激发的内核平动振荡的频率域最大振幅做二次项拟合,结果如图 4. 对某个台站来说,虽然当震级相同时,每个地震激发的内核平动振荡的振幅不同,但是 10 个超导台站的结果趋势相同,震级越大,相应的被激发的内核平动振荡的振幅越大,进一步证明标量地震矩对内核平动振荡的振幅的影响最大.

5 结论

本文基于 2004 年 12 月 26 日苏门答腊大地震,计算并分析了震源机制解(标量地震矩、走向、倾角、滑动角和深度)对内核平动振荡振幅的影响,依次改变标量地震矩、走向、倾角、滑动角和深度,同时保证

其他量不变,得到的振幅差异分别为 0.223、0.095、0.081、0.139 和 0.187 $\text{nm} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{Hz}^{-1}$,说明标量地震矩对内核平动振荡振幅的影响最大.基于 21 个 $M_w 8.0$ 级以上的大地震,分别计算 GGP 台网中 10 个台站理论上可以接收到的内核平动振荡信号的振幅,结果发现只有武汉台站接收到的 2011 年日本 Tohoku $M_w 9.1$ 地震激发的内核平动振荡的振幅值为 0.0103 $\text{nm} \cdot \text{s}^{-2}$,达到了地球表面高精度、高灵敏度的超导重力仪检测水平,其他地震激发各台站的内核平动振荡的振幅均没有超过 SG 可检测水平.说明地震激发的内核平动振荡的信号极其微弱,信号几乎淹没在背景噪声中,必须利用多台站频率域迭积法才有可能将信号提取出来.

由于不同区域获得的由大地震引起的内核平动振荡信号的幅度存在显著差异,在实际内核平动信

表 2 21 个 M_w 8.0 级以上的大地震激发的 10 个台站的频率域振幅最大值 (单位 $10^{-3} \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{Hz}^{-1}$)
 Table 2 The maximum amplitudes in frequency domain received by 10 SG stations excited by 21 earthquakes that the magnitudes are larger than M_w 8.0 (unit: $10^{-3} \text{ nm} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{Hz}^{-1}$)

序号	Ca	Cb	Mb	Me	Mo	St	Su	Vi	Wu	Lh
1	20.460	33.740	10.970	73.590	16.710	29.950	26.550	17.030	155.100	27.350
2	15.290	14.790	1.445	10.040	3.179	7.951	30.410	7.342	214.600	241.600
3	10.550	10.920	8.523	12.330	8.435	8.251	5.375	9.273	20.110	19.700
4	3.909	5.604	2.364	2.374	2.058	5.468	2.629	1.113	37.190	26.520
5	0.956	0.693	1.363	1.739	1.062	0.732	2.903	1.386	7.645	15.710
6	3.144	4.893	1.791	1.485	0.548	0.373	3.810	1.509	7.705	8.819
7	2.425	2.764	1.747	1.827	1.534	0.680	1.120	1.593	5.193	5.075
8	4.129	1.601	5.641	1.921	3.730	2.832	3.063	2.738	37.710	13.970
9	0.405	1.461	1.844	1.432	2.108	0.469	1.332	2.430	8.887	7.148
10	0.354	1.046	2.162	1.782	3.223	1.180	1.965	3.663	8.061	6.566
11	0.134	0.946	0.392	0.416	0.219	0.343	0.037	0.618	3.033	2.583
12	0.597	0.639	0.246	0.621	0.340	0.247	0.414	0.398	1.710	1.619
13	1.027	8.844	0.733	0.350	0.729	0.768	0.782	0.612	3.793	1.728
14	2.746	2.146	3.673	1.287	1.413	2.459	2.452	2.911	24.820	9.149
15	0.188	1.743	0.200	0.194	0.197	0.198	0.045	0.191	0.336	0.171
16	1.495	2.020	2.185	1.836	2.184	2.235	1.967	2.213	0.986	0.969
17	0.341	4.188	0.409	0.382	0.400	0.405	0.418	0.389	0.130	0.086
18	1.625	36.09	2.185	1.303	1.764	1.880	1.559	1.739	5.070	2.602
19	0.277	14.110	0.316	0.298	0.310	0.312	0.410	0.300	0.014	0.067
20	0.277	8.862	1.223	1.058	1.222	1.260	0.822	1.260	0.631	0.832
21	0.968	0.790	0.689	0.551	0.431	0.321	0.664	0.504	1.693	1.705

号的检测中可以选取不同地震发生后,理论上振幅比较大的台站,或者对振幅比较大的台站进行加权处理,使其数据资料在数据分析过程中占有比较大的权重,以压制背景噪声、相对放大信号,以增加检测到内核平动信号的可能性. 本文基于一个比较简单的地球模型计算了内核平动振荡的地震激发,但是实际上由于地球的自转和椭率,简并的内核平动振荡信号会发生谱峰分裂,形成三重谱线. 基于旋转微椭地球模型,理论计算三重谱线信号的地震激发将在下一步研究中进行计算. 另外,根据本文的计算结果地震激发 Slichter 模的振幅水平很低,其他可能的激发因素也将在未来的研究中继续探索.

致谢 感谢德国地学研究中心的汪荣江教授提供有关地球简正模的理论计算软件和指导.

References

Aid K, Richards P G. 1980. Quantitative Seismology: Theory and

Methods. San Francisco: University Science Books.

- Courtier N, Ducarme B, Goodkind J, et al. 2000. Global superconducting gravimeter observations and the search for the translational modes of the inner core. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 117(1-4): 3-20, doi: 10.1016/S0031-9201(99)00083-7.
- Crossley D J. 1992. Eigensolutions and seismic excitation of the Slichter mode triplet for a fully rotating Earth model. *EOS*, 73: 60.
- Crossley D J, Rochester M G, Peng Z R. 1992. Slichter modes and Love numbers. *Geophysical Research Letters*, 19(16): 1679-1682, doi: 10.1029/92GL01574.
- Dahlen F A, Smith M L. 1975. The influence of rotation on the free oscillations of the Earth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 279(1292): 583-624, doi: 10.1098/rsta.1975.0087.
- Ding H, Shen W B. 2013. Search for the Slichter modes based on a new method; Optimal sequence estimation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(9): 5018-5029, doi: 10.1002/jgrb.50344.
- Geller R J, Stein S. 1979. Time-domain attenuation measurements for fundamental spheroidal modes (${}_0S_6$ to ${}_0S_{21}$) for the 1977 Indonesian earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 69(6): 1671-1691.

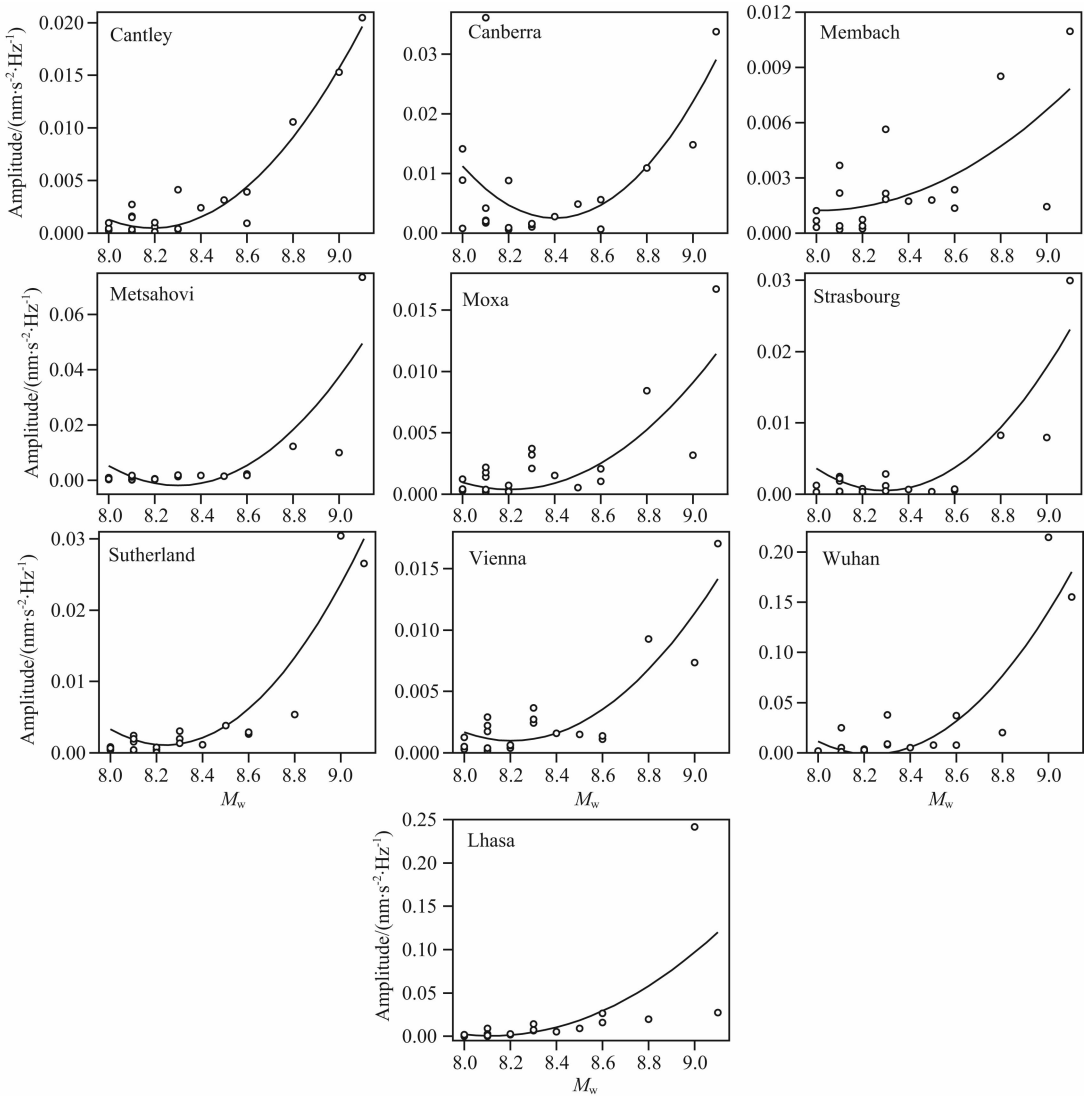


图 4 10 个超导台站震级与内核平动振荡频率域振幅的关系

Fig. 4 The relationship between magnitudes and inner core translational oscillation amplitudes in frequency domain of 10 SG stations

Gilbert F. 1971. The diagonal sum rule and averaged eigenfrequencies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 23(1): 119-123, doi: 10.1111/j.1365-246X.1971.tb01806.x.

Greff-Lefftz M, Legros H. 2007. Fluid core dynamics and degree-one deformations: Slichter mode and geocenter motions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 161(3-4): 150-160, doi: 10.1016/j.pepi.2006.12.003.

Guo J Y, Dierks O, Neumeyer J, et al. 2006. Weighting algorithms to stack superconducting gravimeter data for the potential detection of the Slichter modes. *J. Geodyn.*, 41(1): 326-333, doi: 10.1016/j.jog.2005.08.014.

Hinderer J, Crossley D J, Jensen O A. 1995. A search for the Slichter triplet in superconducting gravimeter data. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 90(3): 183-195, doi: 10.1016/0031-9201(95)05083-N.

Jiang Y, Xu J Q, Sun H P. 2013. Detection of inner core

translational oscillations using superconducting gravimeters. *Journal of Earth Science*, 24(5): 750-758, doi: 10.1007/s12583-013-0370-x.

Jiang Y, Hu X G, Liu C L, Sun H. 2014. Constraining focal mechanism of Lushan earthquake by observations of the Earth's free oscillation. *Science China Earth Sciences*, 57(9): 2064-2070, doi: 10.1007/s11430-014-4913-5.

Jiang Y, Xu J Q, Sun H P. 2014. The influence of eigenperiod of inner core's translational oscillations caused by deep interior structure. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 57(4): 1041-1048, doi:10.6038/cjg20140403.

Kanamori H, Cipar J J. 1974. Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 9(2): 128-136, doi: 10.1016/0031-9201(74)90029-6.

Kennet B L N. 1991. IASPEI 1991 seismological tables. *Terra Nova*, 3(2): 122, doi: 10.1111/j.1365-3121.1991.tb00863.x.

- Pagiatakis S D, Yin H, El-Gelil M A. 2007. Least-squares self-coherency analysis of superconducting gravimeter records in search for the Slichter triplet. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 160(2): 108-123, doi: 10.1016/j.pepi.2006.10.002.
- Peng Z R. 1997. Effects of a mushy transition zone at the inner core boundary on Slichter modes. *Geophysical Journal International*, 131(3): 607-617, doi: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb06602.x.
- Richter B. 1987. Parallel registration with two superconducting gravimeters. *Bull. Inf. Marees. Terr.*, 99: 6757-6758.
- Rochester M, Peng Z R. 1993. The Slichter modes of the rotating Earth: A test the sub seismic approximation. *Geophysical Journal International*, 113(3): 575-585, doi: 10.1111/j.1365-246X.1993.tb04653.x.
- Rogister V. 2003. Splitting of seismic-free oscillations and of the Slichter triplet using the normal mode theory of a rotating, ellipsoidal Earth. *Geophysics of the Earth and Planetary Interiors*, 140(1): 169-182, doi: 10.1016/j.pepi.2003.08.002.
- Rosat S, Hinderer J, Crossley D, et al. 2003. The search for the Slichter mode: comparison of noise levels of superconducting gravimeters and investigation of a stacking method. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 140(1-3): 183-202, doi: 10.1016/J. PEPI. 2003.07.010.
- Rosat S. 2007. Optimal seismic source mechanisms to excite the Slichter mode. *Dynamic Planet*, 130: 571-577, doi: 10.1007/978-3-540-49350-1_83.
- Rosat S, Hinderer J. 2011. Noise levels of superconducting gravimeters: updated comparison and time stability. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(3): 1233-1241, doi: 10.1785/0120100217.
- Rosat S, Rogister Y. 2012. Excitation of the Slichter mode by collision with a meteoroid or pressure variations at the surface and core boundaries. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 190-191: 25-33, doi: 10.1016/j.pepi.2011.10.007.
- Rosat S, Boy J P, Rogister Y. 2014. Surface atmospheric pressure excitation of the translational mode of the inner core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 227: 55-60, doi: 10.1016/j.pepi.2013.12.005.
- Shen W B, Ding H. 2013. Detection of the inner core translational triplet using superconducting gravimetric observations. *Journal of Earth Science*, 24(5): 725-735, doi: 10.1007/s12583-013-0369-3.
- Slichter L B. 1961. The fundamental free mode of the Earth's inner core. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 47(2): 186-190.
- Smith M L. 1976. Translational inner core oscillations of a rotating, slightly elliptical Earth. *Journal of Geophysical Research*, 81(17): 3055-3065, doi: 10.1029/JB081i017p03055.
- Smylie D E. 1992. The inner core translational triplet and the density near the Earth's center. *Science*, 255(5052): 1678-1682, doi: 10.1126/science.255.5052.1678.
- Smylie D E, Jiang X H, Brennan B J, et al. 1992. Numerical calculation of modes of oscillation of the Earth's core. *Geophysical Journal International*, 108(2): 465-490, doi: 10.1111/j.1365-246X.1992.tb04629.x.
- Smylie D E, Jiang X H. 1993. Core oscillations and their detection in superconducting gravimeter records. *J. Geomagnet. Geoelectr.*, 45(11-12): 1347-1369.
- Smylie D E. 1999. Viscosity near the Earth's solid inner core. *Science*, 284(5413): 461-463, doi: 10.1126/science.284.5413.461.
- Stein S, Okal E A. 2005. Seismology: Speed and size of the Sumatra earthquake. *Nature*, 434(7033): 581-582, doi: 10.1038/434581a.
- Sun H P, Xu J Q, Ducarme B. 2004. Detection of the translational oscillation of the Earth's solid inner core based on the international superconducting gravimeter observations. *Chinese Science Bulletin*, 49(11): 1165-1176, doi: 10.1360/03wd0242.
- Won I J, Kuo J T. 1973. Oscillation of the Earth's inner core and its relation to the generation of geomagnetic field. *Journal of Geophysical Research*, 78(5): 905-911, doi: 10.1029/JB078i005p00905.
- Xu J Q, Sun H P, Fu R S. 2005. Detection of long-period core modes by using the data from global superconducting gravimeters. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 48(1): 69-77, doi: 10.3321/j.issn:0001-5733.2005.01.012.
- Xu J Q, Sun H P, Zhou J C. 2010. Experimental detection of the inner core translational triplet. *Chinese Science Bulletin*, 55(3): 276-283, doi: 10.1007/s11434-009-0479-6.

附中文参考文献

- 江颖, 徐建桥, 孙和平. 2014. 深内部地球结构对内核平动振荡本征周期的影响. *地球物理学报*, 57(4): 1041-1048, doi: 10.6038/cjg20140403.
- 孙和平, 徐建桥, Ducarme B. 2004. 基于国际超导重力仪观测资料检测地球固态内核的平动振荡. *科学通报*, 49(8): 610-614.
- 徐建桥, 孙和平, 傅容珊. 2005. 利用全球超导重力仪数据检测长周期核模. *地球物理学报*, 48(1): 69-77, doi: 10.3321/j.issn:0001-5733.2005.01.012.
- 徐建桥, 孙和平, 周江存. 2009. 内核平动三重谱线探测的实验探测. *科学通报*, 54(22): 3483-3490.

(本文编辑 何燕)