

doi: 10.11720/wtyht.2018.1.23
张刚, 庾先国, 王绪本, 等. 级联分样与分频段功率谱计算的大地电磁张量阻抗估算对比[J]. 物探与化探, 2018, 42(1): 185–191. <http://doi.org/10.11720/wtyht.2018.1.23>
Zhang G, Tuo X G, Wang X B, et al. A comparison of magnetotelluric impedance estimation effects with cascade and sub-band frequency spectrum calculation methods[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2018, 42(1): 185–191. <http://doi.org/10.11720/wtyht.2018.1.23>

级联分样与分频段功率谱计算的大地电磁张量阻抗估算对比

张刚¹, 庾先国², 王绪本³, 李怀良¹

(1. 西南科技大学 环境与资源学院, 四川 绵阳 621010; 2. 四川理工学院, 四川 自贡 643000; 3. 成都理工大学 地球物理学院, 四川 成都 610059)

摘 要: 级联分样和分频段功率谱计算是大地电磁数据处理中的两种功率谱计算方法。本文基于 Welch 方法, 在其他各项处理参数设置相同的条件下, 分别将两种功率谱计算方法用于模拟数据和实测数据对比计算。计算结果认为, 在无噪声的模拟数据条件下, 两种功率谱计算方法得到的测深曲线差异不明显; 对实测数据的计算发现, 高频部分级联分样要略优于分频段功率谱估计, 而在低频部分, 分频段功率谱估计的测深曲线连续性与误差情况要好于级联分样。

关键词: 级联分样; 分频段功率谱计算; 大地电磁; 张量阻抗

中图分类号: P631 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-8918(2018)01-0185-07

0 引言

大地电磁测深法是研究地球电性结构的重要方法。精确地估计地下介质响应函数是后续资料反演解释的基础^[1]。总的来说, 大地电磁数据处理分为时间域和频率域数据处理^[2]。目前, 众多学者利用多种信号处理手段对大地电磁时间序列信号进行分析, 如小波变换^[3-5]、Hilbert-Huang 变换^[6-7]、广义 S 变换^[8]、Top-hat 变换^[9], 这些信号处理方法有效提高了原始资料的信噪比。

频率域数据处理主要包括 Robust 稳健估算和远参考处理。由于 Robust 估算对不同的电场残差给定不同的权重, 避免了最小二乘法给定相同权重的缺点, 从而能有效抑制电场噪声干扰, Sims 等^[10]将最小二乘张量估算引入到大地电磁后, Egbert and Booker^[11]、Chave^[12]、Larsen^[13] 等国外学者较早将

Robust 理论应用于大地电磁阻抗估算研究中, 随后, M. Yu. Smirnov^[14], Varentsov 等^[15] 将 Siegel 估算子^[16]引入大地电磁阻抗张量估算中来。汤井田等^[17]对比了最小二乘估计、M 回归估计、有界影响估计和重复中位数估计几种阻抗张量估算方法, 认为有界影响估计和重复中位数估计性能良好稳定; 此外, 严家斌等^[18]、谢成良等^[2] 分别论述了 Robust 方法在常规大地电磁中的应用效果。远参考处理是消除非相关噪声的有效方法, Gamble^[19]、Clarke 等^[20]最先提出利用远参考大地电磁减小基站噪声对测深曲线的影响; Shalivahan 和 Bhattacharya^[21]讨论了参考道距离对远参考处理结果的影响, 认为参考站距基站须 215 km 才能有效提高 30 Hz ~ 0.000 55 Hz 整个频段的曲线质量。国内, 杨生等^[22]讨论了参考道的距离与测深曲线质量提升的关系, 并认为远参考处理后阻抗方差会比单点处理偏大; 陈清礼等^[23]通过实测资料处理结果表明远参考站

收稿日期: 2017-01-20; 修回日期: 2017-03-28
基金项目: 国家自然科学基金项目(41704105), 中国博士后科学基金项目(2017M610611), 国家高技术研究发展计划(“863”计划)项目“长周期分布式大地电磁观测系统”(2014AA06A612), 国家重大科学仪器设备开发专项“大深度三维电磁探测技术工程化开发”(2011YQ05006007)
作者简介: 张刚(1987-), 男, 讲师, 主要从事电法勘探的教学与科研工作。Email: zg@swust.edu.cn

可布设于 1 000 km 之远,并且与纬度无关;汤井田等^[24]利用 EMTF 软件包所带的时间序列,分别讨论了仿真方波噪声在其幅值、宽度、间距变化的情况下,远参考对单点处理的提升效果;王辉^[25]通过利用未受干扰的参考道数据合成本地电磁场时间序列,有效提高了测深曲线的质量。此外,邓明等^[26]还阐述了远参考测量方式在海底大地电磁中的应用,研发了相关硬件设备并证明了其有效和可靠性。

从上述时间域至频率域的转换过程可以看出,虽然各种先进的信号处理方法在大地电磁测深领域做了大量研究,但多数方法还处于试验阶段。目前,大地电磁时频转换仍然主要以傅立叶变换作为工具,而时频转换之前的时间序列整理主要分为级联分样和分频段功率谱估计两种方法。级联分样对较低频的功率谱计算是在计算较高频时间序列的基础上进行的,是对上一级时间序列的二次加工,而分频段功率谱估计的每个子频段的功率谱估算,都是利用原始时间序列作为原始资料进行的。级联分样法是 Wight 等^[27]最先用于大地电磁功率谱估计中,主要是为了解决测深数据量太大导致计算机不能在野外实时处理的问题,以 EH-4 电测深仪所带 Strata-tem 数据处理软件为代表;分频段功率谱估计是将整个频段分成若干个子频段,每个子频段分别进行功率谱估计,最后将所有子频段的数据整合成完整的频段,分频段功率谱估计主要以加拿大凤凰公司 V8 多功能电法仪的 SSMT2000、美国 Zonge 公司 GDP-32 自带的 SCS2D、中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所研制的 DEM-V 多功能电法系统数据处理软件为代表。

由于级联分样和分频段功率谱估计两种方法所求得的张量阻抗不尽相同,文中将两种方法分别用于标准数据和实测数据,对比其处理结果,从而总结出适合大地电磁数据处理的功率谱估计方法。

1 原理

常用的功率谱估算方法有周期图法和 Welch 法^[28]。周期图法是将信号的有限个样本 $x(n) = \{x(1), x(2), \dots, x(N)\}$ 直接进行傅里叶变换而求取功率谱估计的一种方法,其估计方差为^[28]

$$\text{var}[\hat{X}(f)] = (\sigma^2)^2 \left\{ 1 + \left[\frac{\sin(2\pi fN)}{N \sin 2\pi f} \right]^2 \right\}, \quad (1)$$

其中, σ^2 为信号的方差。由于 $\text{var}[\hat{X}(f)]$ 不随信号的长度的增加趋于 0,所以不是一致性估计。Welch 功率谱估计算法是对多个时间窗下的功率谱进行叠

加平均,是对周期图法的一种改进。设将上述时间序列分成 K 段,每段 M 个数据,其估算方差为^[28]

$$\text{var}[\hat{X}_{\text{welch}}(f)] = \left[\frac{1}{K} \sum_{m=-M}^M w^2(m) \right] [\hat{X}_w(f)]^2, \quad (2)$$

其中, $w(m)$ 为所加时间窗, $\hat{X}_w(f)$ 为 $x(n)$ 在加时间窗之后的功率谱。可以看出, Welch 法相比周期图法,估计方差只有原来的 $1/K$,在功率谱估算方差性能方面, Welch 功率谱估计比周期图法具有明显优势。所以,本文利用 Welch 方法对级联分样和分频段功率谱估计两种方法进行对比。

式(2)说明,在时间序列长度一定的条件下,可以尽量减小时间窗口长度以增加叠加次数,提高估算准确度。但是,由于 Welch 算法会使频率分辨率降低,一般将时间窗长度取为分析最大周期的 4~6 倍,以在方差性能和频率分辨率两方面进行折中。

1.1 分频段功率谱估计

对于分析频带范围为 $[f_{\min}, f_{\max}]$ 的功率谱估计,取每个资料段的时间长度(时间窗)为所求最大周期的 m 倍即 m/f_{\min} ,设时间采样长度为 N ,若不计算相邻时间窗的叠加,则该时间序列资料最多可以截取 Nf_{\min}/m 个时间窗,即在 $[f_{\min}, f_{\max}]$ 频段下的功率谱叠加次数为 Nf_{\min}/m 次,对于有限长时间序列来说,观测时间长度 N 是固定的,而 m 的取值一般为 4~6,这样,功率谱的叠加次数实际由最低频率决定,大地电磁信号频率覆盖范围约 $n \times 10^4 \sim n \times 10^{-4}$ Hz,最高频率与最低频率相差约 8 个数量级,如果高频与低频都用同一个时间窗进行功率谱求取,则时间窗长度为 $10^4 m/n$,这样计算功率谱对高频叠加次数是不利的,因为计算高频并不需要如此长的时间窗,因此可以将时间窗缩小以便在有限长的时间序列条件下,尽可能多地增加叠加次数。

所以,可以将整个频段进行如图 1 所示的分段处理,假设数据处理频段为 1 000~0.0001 Hz,将整个频段分为 5 个子频段分开处理,每个子频段的频率可以有一定程度的重复,以保证每个子频段在截断效应影响下高频与低频功率谱估算的准确性。第一个子频段处理的频段为 1 000~10 Hz,则该子频段的时间窗长度为 $m/10$ 。与全频段一起处理的时间窗长度为 10 000 m 相比,时间窗所需长度仅为全频段处理的 $1/100\,000$,在观测资料长度一定的条件下,叠加次数是全频段处理的 100 000 倍,可为后续资料筛选提供更多资料;且由 Welch 原理可知,其估计方差也仅为全频段处理的 $1/100\,000$ 。同样,通过这种方式的处理也增加了其他 4 个子频段的功率谱叠加次数,优化了数据处理结果。

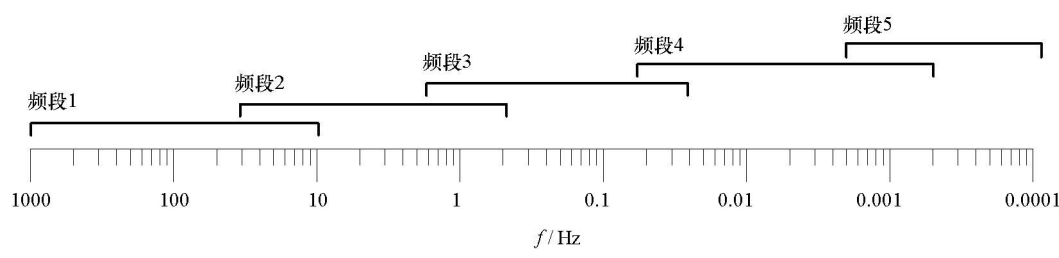


图 1 将全频率段分为各个子频段计算示意

给定一个离散时间序列 $x(n)$, 采样率 f_s , 采样长度为 N , 加时间窗之后的时间序列为 $x_w(n)_i$, 其中 $i=1, 2, 3, \dots, Nf_{\min}/m$; 为了减小截断效应的影响所加窗函数为 $h(n)$, 则对应的频谱为

$$X(f) = \frac{1}{H} \sum_{i=1}^H \sum_{n=1}^N x_w(n)_i h(n) e^{-j2\pi f n / f_s}, \quad (3)$$

其中, $H=Nf_{\min}/m$ 。

1.2 级联分样

级联分样计算频谱最初由 Blackman 和 Tukey 于 1959 年提出, Sims 于 1965 年将该方法用于求功率谱, Wight 等^[27]将级联分样用于大地电磁功率谱求取中, 解决了由于测深数据量太大导致不能在野外计算机进行实时处理的问题。级联分样是将原始记录数据隔一取一(即分样, 图 2)得到新的离散时间序列信号。由于分样, 使奈圭斯特频率降低一半, 这时为了消除高于奈圭斯特频率的影响, 需要增加去假频滤波器, 去假频滤波器的因子由 Wight 等给出, 这样就完成了第一级分样; 第二级分样在第一级分样的时间序列基础上, 再进行数据隔一取一, 然后新的时间序列上同样加上去假频滤波器, 这样完成了第二级分样。每一级分样都是在上一级时间序列基础上进行隔一取一, 同时奈圭斯特频率在上一

级基础上减半, 通过去假频滤波器降低高频的影响, 这样就可以得到多级时间序列。在进行功率谱估计时, 每一级都利用 32 个点进行频谱计算, 为了使频点在对数坐标系等间隔分布, 一般取第 6 和第 8 次谐波进行计算。级联分样所求得的最高频率由原始未分样的时间序列采样率确定, 最低频率由分样级数确定。

给定一个离散时间序列 $x(n)$, 其采样率为 f_s , 采样长度为 N , 则其对应的频谱为

$$X(f) = \sum_{n=1}^N x(n) e^{-j2\pi f n / f_s}. \quad (4)$$

假设其去假频滤波器响应函数为 $h(n)$, 第 k 级分样后的时间序列为 $x_k(m) = x_{k-1}(n)h(n)$, 每一次做频谱分析的时间序列长度 $N=32$, 第 k 级的采样频率 $f_{sk}=f_s/2^k$, 则第 k 级的频谱为

$$\begin{aligned} X_k(f_l) &= \sum_{n=1}^{32} x(m) e^{-j2\pi f n / f_s} \\ &= \sum_{n=1}^{32} x_{k-1}(n) h(n) e^{-j2^{k+1}\pi f n / f_s}, \end{aligned}$$

而此时, $f_l = \frac{f_s}{32} l$, 其中, l 表示两个谐波, 一般取值为 6 和 8, 所以有:

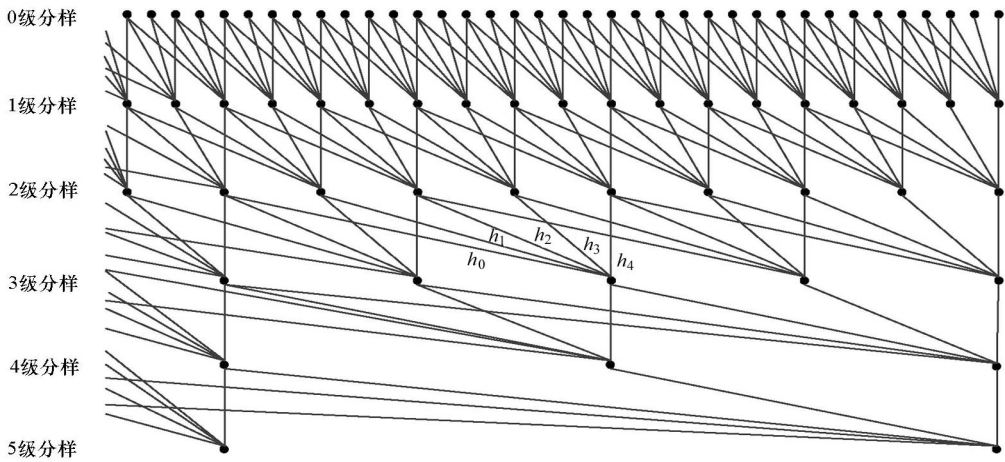


图 2 多级分样滤波示意

$$X_k(f_i) = \sum_{n=1}^{32} x_{k-1}(n)h(n)e^{-jn\pi l/16}, \tag{5}$$

其中, $h_0 = h_4 = 1$, $h_1 = h_3 = 3.414\ 213\ 56$, $h_2 = 4.871\ 009\ 24$ 。

2 数据处理对比

2.1 模拟数据对比

模拟数据为 EMTF 软件包^[11]所含时间序列文件,EMTF 软件包是俄勒冈州立大学 Egbert 教授等开发的处理大地电磁数据的开源代码,该软件可以在 MTNET 网站免费下载(http://mtnet.dias.ie/data/download_data.html),提供了 2 个 $100\ \Omega \cdot \text{m}$ 均匀半空间的时间序列文件: test1.asc, test2.asc。两个时间序列相关度较高,接近于 1^[24], test1.asc 文件包含了 H_x 、 H_y 、 H_z 、 E_x 和 E_y 五分量的时间序列,采样率为 1 Hz,共有 40 000 个采样点。分别利用级联分样和分频段功率谱估算两种方法,来对 test1.asc 文件中的时间序列进行测深曲线求取。两种方法处理过程中所设置的参数一致,即:每个时间窗(segment)的时间长度设定为所计算最低频率的 4 倍,每个时间窗

的重叠率(Overlap)为 0.3,电磁场相干度设置为 0.8。两种方法所计算的频点一致,首先利用级联分样方法计算从第 1 级分样到第 9 次分样,每次分样的采样率是上次采样率的一半,采样率从第 1 级的 1 Hz 到第 9 级的 0.003 906 25 Hz,为了增加计算频点,取第 6、8 和 10 级谐波的频率,这样,得到周期为 3.2 s~1 365.33 s 共 27 个频点下的功率谱。其次,利用分频段功率谱估计的方法计算与级联分样一致频点的功率谱。进而求得两种方法下的视电阻率(ρ_s)和阻抗相位(φ)曲线。

叠加次数是决定数据处理结果好坏的一个重要指标,一般来说,要求至少每个频点的叠加次数为 4~6 次^[29]。表 1 为两种功率谱估计方法计算的模拟数据不同频段的叠加次数,可以看出,级联分样在相对较高频段(3.2~341.333 s)比分频段的叠加次数多,而在低频段(341.333~1 365.33 s),分频段功率谱计算的叠加次数更多。由于原始数据为未受干扰的模拟数据,每个时间窗计算的功率谱都可以认为是无偏估计,所以,尽管两种算法的叠加次数不一,但是从最终的测深曲线形态来看(图 3),无论是视电阻率还是阻抗相位,两种算法的差异并不明显。

表 1 两种功率谱估计方法所计算的模拟数据不同频段的叠加次数

分样级数	级联分样				多频段			
	采样率/Hz	最小周期/s	最大周期/s	叠加次数	采样率/Hz	最小周期/s	最大周期/s	叠加次数
1	1	3.2	5.33333	1865	1	3.2	25.6	585
2	0.5	6.4	10.6667	931	1	21.3333	102.4	144
3	0.25	12.8	21.3333	465	1	85.3333	409.6	35
4	0.125	25.6	42.6667	232	1	341.333	819.2	17
5	0.0625	51.2	85.3333	114	1	682.667	1365.33	10
6	0.03125	102.4	170.667	56				
7	0.015625	204.8	341.333	28				
8	0.0078125	409.6	682.667	13				
9	0.00390625	819.2	1365.33	5				

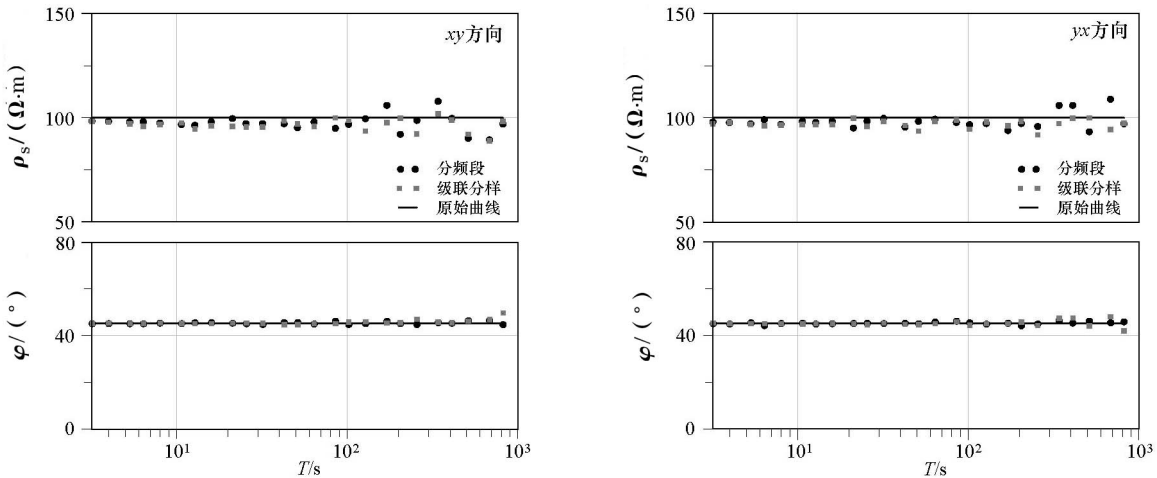


图 3 利用 EMTF 软件包作为实验数据,两种功率谱估算方法计算的测深曲线

2.2 实测资料对比

表 2、图 4 所使用的实测资料来源于中国地质调查局项目“龙门山构造带深部地质调查”,时间序列采样率为 1 Hz,利用级联分样计算共 12 级分样的周期范围为 3.2~10 922.7 s,每级仍然计算第 6、8 和 10 级谐波,分频段功率谱估计方法计算的频点和级联分样一致,共分为 3.2~51.2 s,42.666 7 ~409.6 s,170.667 ~819.2 s,682.667 ~1 638.4 s,1 365.33 ~10 922.7 s 共 5 个子频段。

如 2.2 节所述,对于级联分样来说,第 k 级的频率为 $f_l=\frac{f_s}{2^k}l$,其中, l 为表示两个谐波。设每个时间窗口的重叠率(overlap)为 p ,每个时间窗(segment)的时间长度设定为所计算最低频率的 q 倍,则频率为 f_l 的叠加次数为

$$\frac{N}{f_s} \frac{1}{T_{lmax}(1-p)q} = \frac{Nf_{lmin}}{f_s} \frac{1}{(1-p)q} = \frac{Nl_{min}}{2^{k+5}(1-p)q};$$

表 2 两种功率谱估计方法所计算的实测数据不同频段的叠加次数

分样级数	级联分样				多频段			
	采样率/Hz	最小周期/s	最大周期/s	叠加次数	采样率/Hz	最小周期/s	最大周期/s	叠加次数
1	0.25	12.8	21.3333	6220	1	12.8	51.2	3902
2	0.125	25.6	42.6667	3110	1	42.6667	409.6	485
3	0.0625	51.2	85.3333	1553	1	170.667	819.2	241
4	0.03125	102.4	170.667	776	1	682.667	1638.4	120
5	0.015625	204.8	341.333	388	1	1365.33	10922.7	17
6	0.0078125	409.6	682.667	194				
7	0.00390625	819.2	1365.33	95				
8	0.001953125	1638.4	2730.67	47				
9	0.0009765625	3276.8	5461.33	23				
10	0.00048828125	6553.6	10922.7	10				

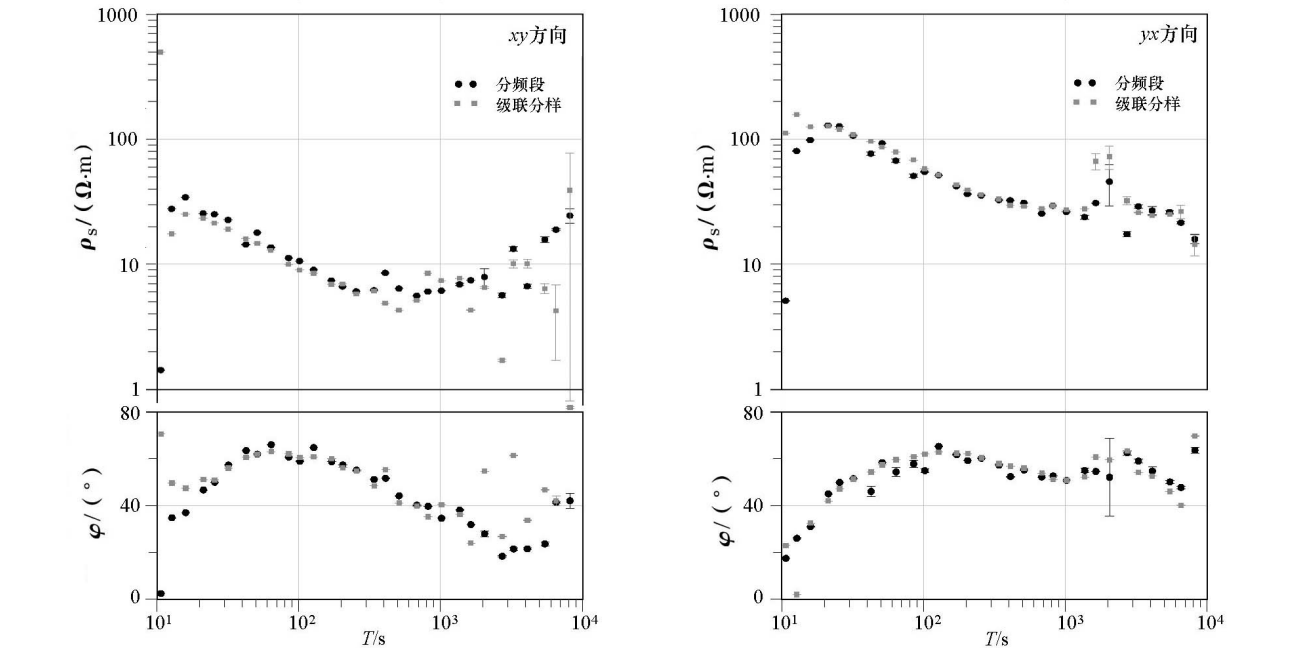


图 4 实测数据下两种功率谱估算方法计算的测深曲线

对于分频段功率谱,估计的子频段为 $[f_{min},f_{max}]$,则在该子频段的频率 f 所计算的叠加次数为

$$\frac{N}{f_s} \frac{1}{T_{lmax}(1-p)q} = \frac{Nf_{lmin}}{f_s} \frac{1}{(1-p)q}。$$

对于同一站点的时间序列来说,其时间序列长度(N)和采样率(f_s)是固定的,那么,在利用二种方法进行处理时,假设在时间窗口重叠率(p)、时间窗长度(都为计算最低频率的 q 倍)都一定的条件下,可知级联分样的叠加次数主要受分样级数决定,而分频段功率谱估计的叠加次数主要由于频段的最低频率所决定。如果以叠加次数作为评价两种方法的依据,则当 $Nl_{min}/[2^{k+5}(1-p)q]>Nf_{lmin}/f_2[(1-p)q]$,即 $f_{min}<2^{-k-5}f_sl$ 时,级联分样的叠加次数大于分频段功率谱估计。

从叠加次数上来看(表 2),级联分样在高频部分(12.8~409.6 s)的叠加次数(6 220)相比分频段估计(3902)要多,所以从图 4 来看,级联分样要略优

于分频段估计。一般说来,如果计算出的每个数据段结果一致,则叠加次数在 4~6 次以上即可得到准确估计^[29],所以如此多的叠加次数已经足够满足后续 Robust 稳健估计对数据段筛选的需要,能够较准确地估计视电阻率和阻抗相位。从图 4 可以看出,测深曲线在高频部分即便有部分差异,但是差异不明显,可以认为两种方法都进行了较准确的估算,随着周期增大,两种方法的叠加次数都减小,但级联分样的减小趋势要比分频段功率谱估计要快,在最长周期 10 922.7 s,级联分样的叠加次数为 10,而分频段功率谱估计为 17,所以在低频部分(409.6 ~ 10 922.7 s),分频段功率谱估计的视电阻率连续性要好于级联分样,从整体来说,前者的误差棒也要比后者小。

3 结论

可靠的功率谱估计是得到准确张量阻抗元素的重要保证。本文基于 Welch 功率谱估计进行级联分样和分频段功率谱估算这两种方法在大地电磁张量阻抗估算中的对比,得到以下结论。

1) 对于同一时间序列,在时间窗口长度,以及时间窗口重叠率一定的条件下,级联分样的叠加次数主要由分样级数决定,而分频段功率谱估算的叠加次数主要由子频段的最低频率决定。

2) 模拟数据计算表明,级联分样和分频段功率谱估算得到的测深曲线差异不明显;对实测资料计算表明,在高频段,当满足条件 $f_{\min} < 2^{-k-5} f_s l_{\min}$ 时,级联分样的叠加次数要多于分频段功率谱估计,所以估算效果略优;而在不满足上式的低频段,级联分样的叠加次数要小于分频段功率谱估计,所以测深曲线的连续性和误差情况都不如分频段功率谱估计。建议在处理高频数据时,可以使用处理效果略优的级联分样方法;而在处理低频数据处理时,推荐使用分频段功率谱估计。

本文仅以叠加次数作为评价两种方法的主要依据,而大地电磁数据处理结果的影响因素众多,如分频段估计的子频段个数、子频段带宽、由子频段至整个频段的拼接算法等的不同都会对数据处理结果产生不同影响,这是以后进一步研究需要考虑的问题。

参考文献:

[1] 王家映,徐义贤. 国外大地电磁响应函数估计方法[J]. 地学前缘, 1998, 2(2): 217-22.

[2] 谢成良. 大地电磁测深资料综合处理软件系统研究[D]. 中国地质大学(北京), 2013.

[3] Garcia X, Jones A G. Robust processing of magnetotelluric data in the AMT dead band using the continuous wavelet transform[J]. Geophysics, 2008, 73(6): F223-F234.

[4] Trad D O, Travassos J M. Wavelet filtering of magnetotelluric data[J]. Geophysics, 2000, 65(2): 482-491.

[5] 何兰芳,王绪本,王成祥. 应用小波分析提高 MT 资料信噪比[J]. 成都理工大学学报, 1999, 26(3): 299-302.

[6] Cai J H. Magnetotelluric response function estimation based on Hilbert-Huang transform[J]. Pure and Applied Geophysics, 2013, 170(11): 1899-1911.

[7] 汤井田,化希瑞,曹哲民,等. Hilbert-Huang 变换与大地电磁噪声压制[J]. 地球物理学报, 2008, 51(2): 603-610.

[8] 景建恩,魏文博,陈海燕,等. 基于广义 S 变换的大地电磁测深数据处理[J]. 地球物理学报, 2012, 55(12): 4015-4022.

[9] 汤井田,李灏,李晋,等. top-hat 变换与庐枞矿集区大地电磁强干扰分离[J]. 吉林大学学报: 地球科学版, 2014, 44(1): 336-343.

[10] Sims W E, Bostick Jr F X, Smith H W. The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data[J]. Geophysics, 1971, 36(5): 938-942.

[11] Egbert G D, Booker J R. Robust estimation of geomagnetic transfer functions[J]. Geophysical Journal International, 1986, 87(1): 173-194.

[12] Chave A D, Thomson D J, Ander M E. On the robust estimation of power spectra, coherences, and transfer functions[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 1987, 92(B1): 633-648.

[13] Larsen J C. Transfer functions: smooth robust estimates by least-squares and remote reference methods[J]. Geophysical Journal International, 1989, 99(3): 645-663.

[14] Smirnov M Y. Magnetotelluric data processing with a robust statistical procedure having a high breakdown point[J]. Geophysical Journal International, 2003, 152(1): 1-7.

[15] Varentsov I M. Arrays of simultaneous electromagnetic soundings: design, data processing and analysis[J]. Methods in Geochemistry and Geophysics, 2006, 40: 259-273.

[16] Siegel A F. Robust regression using repeated medians[J]. Biometrika, 1982, 69(1): 242-244.

[17] 汤井田,张弛,肖晓,等. 大地电磁阻抗估计方法对比[J]. 中国有色金属学报, 2013, 23(9): 2351-2358.

[18] 严家斌. 大地电磁信号处理理论及方法研究[D]. 长沙:中南大学, 2003.

[19] Gamble T D, Goubau W M, Clarke J. Magnetotellurics with a remote magnetic reference[J]. Geophysics, 1978, 44(1): 53-68.

[20] Clarke J, Gamble T D, Goubau W M, et al. Remote-reference magnetotellurics: equipment and procedures[J]. Geophysical Prospecting, 1983, 31(1): 149-170.

[21] Shalivahan, Bhattacharya B B. How remote can the far remote reference site for magnetotelluric measurements be? [J]. Journal

of Geophysical Research: Solid Earth, 2002, 107(B6): 2105.

[22] 杨生, 鲍光淑, 张全胜. 远参考大地电磁测深法应用研究 [J]. 物探与化探, 2002, 26(1): 27-31.

[23] 陈清礼, 胡文宝, 苏朱刘, 等. 长距离远参考大地电磁测深试验研究 [J]. 石油地球物理勘探, 2002, 37(2): 145-148.

[24] 汤井田, 刘祥, 周聪. 仿真方波的大地电磁远参考去噪研究 [J]. 物探化探计算技术, 2014, 36(5): 513-520.

[25] 王辉, 魏文博, 金胜, 等. 基于同步大地电磁时间序列依赖关系的噪声处理 [J]. 地球物理学报, 2014, 57(2): 531-545.

[26] 邓明, 李哲, 魏文博, 等. 带远参考测量方式的海底大地电磁同步采集技术 [J]. 地质与勘探, 2003, 39(5): 77-80.

[27] Wight D E, Bostick F X Jr, Smith H W. Real-time Fourier transformation of magnetotelluric data. Final technical report No. 203[R]. Austin: Texas University, 1977.

[28] 张峰, 石现峰, 张学智. Welch 功率谱估计算法仿真及分析 [J]. 西安工业大学学报, 2009, 29(4): 353-356.

[29] 石应骏. 大地电磁测深法教程 [M]. 北京: 地震出版社, 1985.

A comparison of magnetotelluric impedance estimation effects with cascade and sub-band frequency spectrum calculation methods

ZHANG Gang¹, TUO Xian-Guo², WANG Xu-Ben³, LI Huai-Liang¹

(1. School of Environment and Resource, Southwest University of Science and Technology, Mianyang 621010, China; 2. Sichuan University of Science & Engineering, Zigong 643000, China; 3. Institute of Geophysics, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China)

Abstract: Cascade and sub-band frequency spectrum calculation are two power spectrum calculation methods in magnetotelluric data processing. This paper is based on Welch power spectrum calculation method, and sets the processing parameters under the same conditions, so as to use two spectrum calculation methods to estimate magnetotelluric impedance with simulated data and field data respectively. The results show that, for both the apparent resistivity and the impedance phase, the two power spectrum calculation methods obtain nearly the same results for the simulated data and the field data; nevertheless, the sounding curve with sub-band frequency spectrum calculation method is more continuous and more reasonable than that with cascade method at lower frequency, while at high frequency, the cascade method can get slightly better curves than sub-band frequency spectrum calculation.

Key words: cascade; sub-band frequency spectrum calculation; magnetotelluric; tensor impedance

(本文编辑: 沈效群)