

# 华北地区地磁总强度大地噪声的研究\*

任熙宪 张玉敏 詹志佳 高金田

(中国北京100081国家地震局地球物理研究所)

## 摘要

利用北京台的地磁矢量资料实现了对华北地区地磁总强度21点差值大地噪声的拟合。通过上述拟合研究了该地区总强度大地噪声的水平与特点，并提出一种判别拟合是否可信的有效方法。分析表明，对于构造磁效应而言大地噪声是一种值得重视的噪声。华北地区总强度差值的磁化率效应比较弱，方向性效应是该地区大地噪声的主要成分。同时，由大地噪声特点推测了华北地区介质磁性异常分布的大致特点。另外，通过对排除大地噪声后剩余噪声的研究，得到了该地区地磁总强度21点值台网的平均观测水平值与源场噪声水平值及其与台距的关系。

**关键词** 构造磁研究；大地噪声；磁扰；方向性效应；磁化率效应

## 1 前言

由于构造磁效应的估计量级很小，一般不大于几个nT。因此，对地磁记录中各种磁干扰的排除一直是构造磁研究中的一个重要课题。人们曾先后尝试过各种干扰排除法，但大多因其局限性而未得以推广(Rikitake, 1966; Steppe, 1979; Ware, 1979)。因此，至今简单差值法仍是一种通用的基本方法。一般说来，当差值偶的间距不很大时，高空源干扰场相对于这两个测点基本上是均匀的，这时差值法可将绝大部分外源干扰排除掉。但这时差值记录中的剩余噪声往往还是比较大，其量级仍足以淹没弱小的构造磁效应。因此，在差值法的基础上寻求进一步排除干扰的方法仍是必要的。研究指出，该剩余噪声包括大地噪声、源场噪声以及因观测水平等各种原因造成的其它噪声。其中，大地噪声是一种内源噪声，它是外源磁扰作用于地壳介质并因地壳介质物性的横向不均匀性而引起的一种次级噪声。而源场噪声则是因来自高空源的磁扰的空间不均匀性而引起的另一种噪声。由于大地噪声是外源干扰场作用于地壳介质的结果，同时介于地壳介质的相对稳定性，近年来有人尝试由磁扰矢量来拟合总强度差值资料中的大地噪声，以求达到降低噪声，进一步净化资料的目的(Beahn, 1976; Poehls and Jackson, 1978)。Davis等曾采用线性拟合法对总强度日均值资料做过分析处理，结果是积极的(Davis *et al.*, 1981; 1983)。在我国布设地磁总强度21点值记录台网是监视预报地震的一种重要的地磁手段。

\* 地震科学联合基金资助项目。国家地震局地球物理研究所论著93A0046。  
1991年11月16日收到本文初稿，1993年1月21日决定采用。

这类台站分布范围广，台站间距大，当将这类资料应用于构造磁研究时，简单差值法就愈显不足。因此，通过拟合处理来认识这一类资料中大地噪声的水平及空间分布特征，对进一步提高资料在构造磁研究中的实用性有着积极的意义。同时，由于大地噪声是地壳介质对外源磁场响应的结果，它必然包含有地壳介质物性和状态的信息。因此，有可能通过对大地噪声的研究来认识某一地区介质分布及其状态的概况。从这个意义上讲，大地噪声已不再是一种“噪声”，而是一种借助于磁扰携带有介质有关信息的信号。

## 2 大地噪声及其拟合

大地噪声是一种与磁扰直接相关的噪声。来自高空的磁扰作用于地球介质而产生了它的次级磁场，因介质物性的横向不均匀性而导致的该次级磁场的空间差异将在总强度差值中得到反映。从震磁研究的角度，将其称作总强度差值资料中的大地噪声。大地噪声包括分别因介质电导率分布异常和磁化率分布异常所产生的电导率效应和磁化率效应，以及因测点总场方向不同，均匀磁扰在差值偶各自总场方向产生大小不等的磁扰分量而导致的方向性效应。其中，电导率效应又可称作电磁感应效应，它是与频率相关的。由于地下电导率的变化，电磁感应效应是相当可观的。通常，对一般地磁资料，这一大地噪声是不容忽视的，对于短周期地磁资料，尤其如此。而对于地磁长周期资料，由于磁场长周期成分对地球介质的穿透深，其感应场的地表梯度较小，一般在地表附近无大的电流通道的情况下可忽略不计该项效应。据粗略计算，周期大于一天的磁场成分符合上述情况。本文采用采样周期为一天的资料，因此，电磁感应效应在这里将不予讨论。以下提到的大地噪声一词均只表示不包括该项效应的大地噪声。

显然，当差值偶总场方向不一致时，即使是均匀磁扰也会在各自的总场方向产生大小不等的磁扰分量。可以证明，当磁扰一定时，磁扰的方向性效应  $\Delta T_1$  取决于差值偶总场矢量夹角的大小，即

$$\Delta T_1 = \theta \delta f \cdot e \quad (1)$$

其中， $\theta$ (弧度)为两总场矢量的夹角， $\delta f$  代表一磁扰， $e$  代表单位差值矢量。为了有一个量的基本概念，可以作如下设想：假定一磁扰，其在总场差值方向的分量为 100 nT，当两总场的夹角  $\theta$  为 1° 时，根据(1)式其方向性效应约等于 1.7 nT。

考虑到磁化率的各向异性，磁化率效应  $\Delta T_2$  取决于一个反映地下磁化率差异的所谓磁化率张量  $M$ ，即

$$\Delta t_2 = M \cdot \delta f \quad (2)$$

在只考虑该效应在总场方向分量的情况下，上式简化为

$$\Delta T_2 = M_1 \cdot \delta f \quad (3)$$

其中， $M_1$  由  $M$  中的部分元素组成(Davis *et al.*, 1979; Davis and Johnston, 1983)。设想有一强磁异常区，其磁化率  $X=0.1$ ，当磁扰  $\delta f=100$  nT 时，其磁化率效应的最大估计值为 10 nT。

将(2)、(3)合并，经展开和化简，最后可以得到一个大地噪声  $\Delta T$  与磁扰三分量的线性关系式

$$\Delta T = A\delta x + B\delta y + C\delta z \quad (4)$$

式中, 系数  $A, B, C$  与磁化率张量元素以及测点磁偏角和磁倾角的大小有关(Davis and Johnston, 1983), 它们应该是介质物性和状态的函数。由(4)式可知, 一旦确定了系数  $A, B, C$ , 即可由磁扰推算相应的大地噪声。

如图1所示, 本文选用华北地区 11个台站1979—1982年间地磁总强度每日21点值记录资料和北京地磁台同期三分量  $H, D, Z$  数据。首先计算了台站两两之间的总场差值, 并对结果实行了去倾处理。将  $H, D, Z$  分量数据转换为  $X, Y, Z$  后也分别进行了去倾处理, 并由此计算了  $\delta_x, \delta_y, \delta_z$ 。作为磁扰矢量数据, 它们将被用来对上述总强度差值资料中的大地噪声进行拟合。

显然, 按照(4)式, 每一差值组都应有自己的一组  $A, B, C$  拟合参数。首先将4年差值总段划分为若干个分段。在比较了几种分段后, 选择50天为一段的分法。在每一个50天区段内, 根据(4)式得到

$$\Delta T_i = A\delta_x + B\delta_y + C\delta_z, \quad i = 1, 2, 3, \dots, 50$$

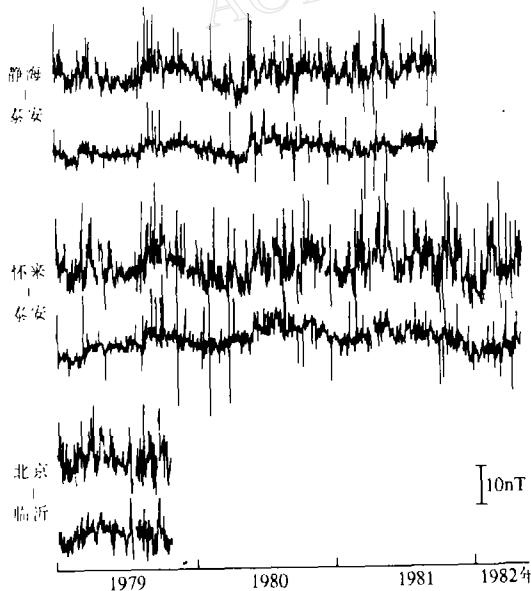


图2 净化前后的总强度差值

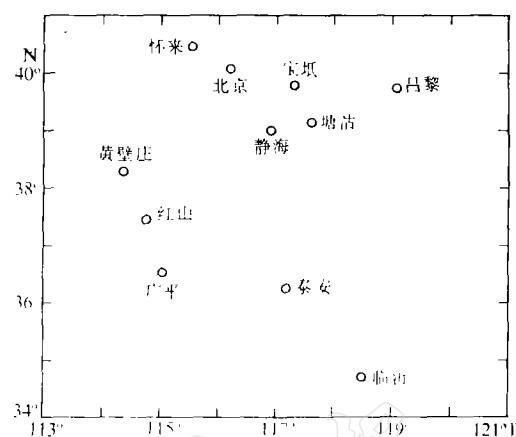


图1 台站分布

式中, 总强度差值  $\Delta T_i$  为期望输出, 由最小二乘来确定该区段的系数。由此得到差值所有区段的系数, 从中选择最佳的  $A, B, C$  系数组作为差值总段的拟合参数。判别是否最佳的标准是, 采用该组参数可以对差值总段的大地噪声实行最佳拟合, 或者说可以使排除大地噪声后的差值总段的剩余噪声水平降至最低。完成上述步骤后, 得到了所有差值偶各自的拟合参数  $A, B, C$ , 并由这些参数分别拟合了它们的大地噪声, 同时计算了排除大地噪声后的净化差值。这里, 我们用均方根  $\sigma$  来表示噪声水平的高低。大地噪声水平是用差值净化前后均方根差来表示的。表1列出了这些差值净化前后的均方根  $\sigma_1, \sigma_2$  以及二者之差  $\sigma_1 - \sigma_2$ 。图2为部分差值偶的原始和净化

差值曲线。由表1所列的  $\sigma_1$  项可以看到，简单相减尽管已排除了总强度资料中绝大部分的干扰，但由于这里差值偶间距较大，其差值的噪声水平还是比较高的，通常有2—4 nT。图2中原始差值曲线的起伏也显示了这一点。已知这些噪声包括大地噪声、源场噪声以及因观测水平等原因引起的其它种种噪声。表中  $\sigma_1 - \sigma_2$  项显示了其中大地噪声的水平。可以看到，这些差值中所含大地噪声的水平是比较高的，对于许多差值偶其大地噪声的均方根达到1—2 nT。排除该噪声后净化差值的噪声水平降到2—3 nT。对于这一类差值，净化差值曲线明显得到光滑，这一点在图2中表现得很明显。结果表明，对上述台站而言，总强度21点值资料中的大地噪声是一种值得重视的噪声。而利用矢量数据的线性拟合法是排除该噪声的一种有效的方法。由于本文选用的台站分布范围广，几乎遍布整个华北，因此，它们对华北地区亦具有代表意义。

表1 净化前后差值的均方根

差 值 对	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_1 - \sigma_2$	台站间距(km)
宝坻—泰安	4.95	2.94	2.01	392
怀来—临沂	4.70	3.01	1.69	685
怀来—泰安	5.12	3.47	1.65	487
北京—临沂	4.05	2.71	1.34	627
怀来—广平	4.74	3.42	1.32	436
塘沽—泰安	4.30	3.00	1.30	323
北京—泰安	4.49	3.22	1.27	434
静海—泰安	3.54	2.35	1.19	305
静海—临沂	3.65	2.50	1.15	493
昌黎—临沂	3.68	2.58	1.10	560
塘沽—临沂	3.81	2.72	1.09	495
昌黎—泰安	5.42	4.37	1.05	425
黄壁庄—泰安	4.06	3.05	1.01	337
宝坻—广平	4.13	3.17	0.96	411
黄壁庄—临沂	3.89	2.94	0.95	541
怀来—红山	3.94	3.04	0.90	339
北京—广平	3.92	3.05	0.87	407
宝坻—红山	3.33	2.51	0.82	341

### 3 大地噪声检验及其特点研究

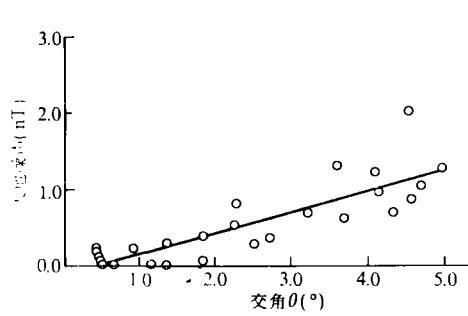


图3 大地噪声与差值偶总场交角的关系

由表1可以看到，不同差值所含大地噪声水平的高低很不一样。根据前面所述，对同一外源磁扰，大地噪声的水平取决于差值偶地下介质磁化率分布差异的程度以及总场矢量非平行的程度。而实际上，总场矢量的变化又是由正常场和局部剩磁异常共同决定的。总之，大地噪声水平主要取决于介质磁性分布的非均匀程度。上述差异越大，大地噪声水平越高。由此推想，大地噪声水平的高低也应能够反映出介质的这种非均匀程度。上述非均匀性是由

(4)式中的系数  $A$ ,  $B$ ,  $C$  直接体现的。一般说来,由于地区物性分布的局部差异,不同差值的  $A$ ,  $B$ ,  $C$  会相应不同,从而导致大地噪声水平的不同。显然,已得到的计算结果所显示的大地噪声水平不等,这一现象是正常的。根据对大地噪声的已知分析,这里拟合的噪声应包括方向性效应和磁化率效应。首先由差值偶各自总场的磁偏角和磁倾角计算了它们的交角  $\theta$ 。图3描述了大地噪声与其差值偶总场交角  $\theta$  之间的关系。从图中可以看到,二者呈一线性关系,拟合直线的斜率为  $0.27 \text{ nT}/(^{\circ})$ 。它表示  $\theta$  每增大 1 度,大地噪声将随之增加  $0.27 \text{ nT}$ 。由(1)式可知,当磁扰一定时,方向性效应与差值偶总场的交角成比例关系。因此,图3所显示的这一现象显然是因方向性效应引起的。与磁化率张量不同,差值偶总场的交角是可以测算的。因此,当磁扰已知时,可以根据(1)式来计算方向性效应。本文选用的是 1979—1982 年时段的数据。据计算,这一时期的平均磁扰为  $24 \text{ nT}$ 。假定磁扰方向为空间等几率分布,经积分平均得到磁扰在差值矢量方向的平均投影值为  $12 \text{ nT}$ 。当  $\theta=1^{\circ}$  时,由(1)式计算得到方向性效应的平均值为  $0.21 \text{ nT}$ 。这里,

$$0.27 \text{ nT}/(^{\circ}) \text{ (拟合值)} \sim 0.21 \text{ nT}/(^{\circ}) \text{ (理论值)}$$

可见,上述拟合值对该理论值符合得很好,这表明图3中拟合直线确实代表了方向性效应的变化,同时还说明本文的拟合是成功的。由此,借助于方向性效应,我们得到了一种对大地噪声拟合可信度进行检验的方法。

已知图3中的拟合直线体现了方向性效应随总场交角的变化。因此,噪声对该直线的偏离反映的应该是磁化率效应的大小。由图中可以看到,代表噪声的圆圈的一致性很好,它们对直线的偏离并不大。这一现象表示磁化率效应相应比较弱,同时又说明方向性效应是华北地区大地噪声的主要成分。已知当磁扰一定时,磁化率效应取决于差值偶地下磁化率分布的局部差异。反之,又可以由磁化率效应的大小来推测地壳介质磁化率分布的局部差异的大致情况。由上述结果可以推知,该地区磁化率分布的局部差异较小,说明这一地区磁化率分布的主要特点为大范围宽缓均匀的分布。

图4描述了差值偶总场交角  $\theta$  与双方台站间距之间的关系。显然,二者之间有一明显的线性关系。它表明当台站间距增大时,差值偶总场交角也随之增大。这说明该地区磁场方向呈一空间均匀的变化。一般说来,地磁场是正常场与局部剩余异常场的叠加,后者是局部剩磁引起的,正常场是空间均匀分布的。因此,磁场空间分布均匀与否,很大程度上取决于剩磁局部异常的分布特性。由此可见,该地区剩磁的方向分布是均匀的。

综上所述,由华北地区总强度大地噪声的特点认识到,这一地区介质磁性分布为大范围宽缓均匀的分布。这一结果与已知的地质物性分布结果是一致的。由此可见,对大地

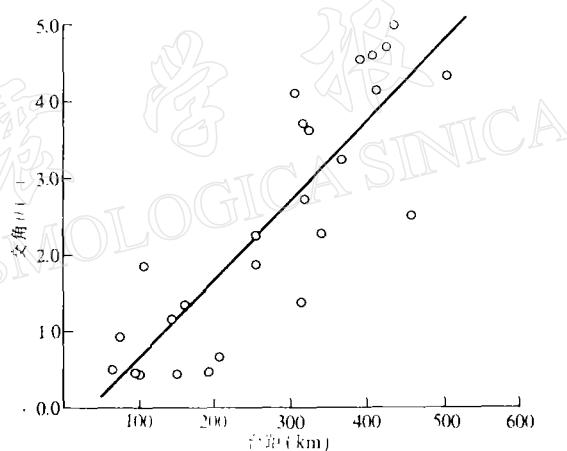


图3 差值偶总场交角与台站间距的关系

噪声的拟合和研究,不仅可以为构造磁研究提供低噪声的地磁资料,同时为研究地壳介质的横向分布提供了一种具有参考意义的新方法。

#### 4 源场噪声

由于差值中大地噪声的拟合和被分离,使得对剩余噪声中的源场噪声的研究成为可能。源场噪声是同一高空磁源对两测点产生不均匀磁扰的结果。显然,测点间距越大,这种扰动的差异也越大,即源场噪声水平也越高。该噪声因磁扰源空间分布和时间变化的不定性而无法拟合。排除大地噪声后差值的剩余噪声包含有源场噪声及因观测等因素引起的其它各种噪声。后者在这里统称其它噪声。一般说来,它与台站间距无关。因此,剩余噪声又可依与距离的关系看作两部分:其中与距离相关的部分为源场噪声,而与距离无关的剩余部分为其它噪声。图5显示了各差值剩余噪声随台站间距的变化。很显然,其剩余噪声随着间距的增加而增大。根据前面的分析,其随间距递增的部分应是由源场噪声引起的。图中拟合直线的斜率为 $b=0.0014 \text{ nT/km}$ ,它表示间距每增加100 km,源场噪声水平将增高0.14 nT。同样,得到方向性效应随台站间距的递增率为0.0024 nT/km。可见,其源场噪声的递增速度大大低于方向性效应的空间变化速度。显然,源场噪声水平的这一估算值也比过去人们对它的估计低得多。

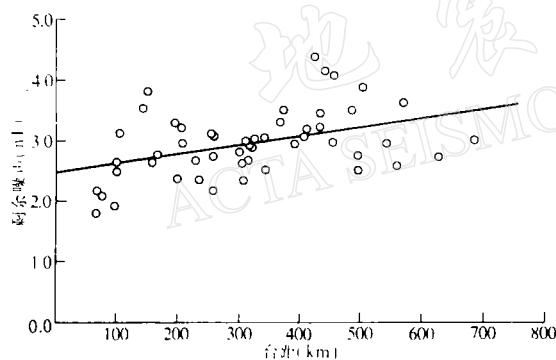


图5 剩余噪声与台站间距的关系

在构造磁研究中,由于构造磁效应比较弱小,以往考虑到源场噪声的高水平,差值偶的间距通常不大于100 km。实际上,根据上述估算水平,在排除大地噪声的前提下,这种间距扩大至数百公里也是可以允许的。这种扩展对构造磁研究是必要的,同时对提高总强度21点值资料的实用性也具有重要的意义。

图5中,拟合直线的截距为2.4 nT。该截距代表了剩余噪声中与距离无关的其它噪声的水平。它应该基本上反映了华北地区总强度21点值记录台网1979—1982年间的平均观测水平。

#### 5 讨 论

通过对大地噪声的拟合与研究,认识了华北地区地磁场总强度21点值差值中大地噪声以及源场噪声的水平与特点。并由此推测了该地区介质磁性的大致分布。通过比较认识到;该地区大地噪声的主要构成是方向性效应。由(1)式可知,方向性效应不仅与总场矢量的夹角有关,同时与磁扰水平也有着直接的关系。同样,源场噪声也取决于磁扰水平。由于本文所选用的为夜间记录资料,此时磁场平静,平均磁扰水平低,因此所得到的大地噪声和源场噪声水平应只对这一类扰动水平的资料具有代表性。显然,当磁扰水平增高时,二者也应随之线性增大。已知本文选用资料的平均磁扰水平为24 nT,大地噪声及

源场噪声正是该磁扰水平下的平均结果。当采用其它类型的总强度资料时,如果磁扰水平已知,那么可据此估算源场噪声水平。而大地噪声由于不仅与磁扰相关而且还因地区而异,因此它无法象源场噪声那样来粗略推算。但是,由于华北地区介质磁性均匀分布的特点,其大地噪声水平反映的可能是同类资料可能有的较低水平。可以设想,当台站位于杂乱的强磁异常区时,大地噪声的水平将会更高,其分布也将可能是杂乱的,非间距相关的。从这个意义上讲,本文结果对不同地区、不同磁扰水平的总强度记录资料也应具有参考价值。

## 参 考 文 献

- Beahn, T. J., 1976. Geomagnetic field gradient measurements and noise reduction techniques in Colorado. *J. Geophys. Res.*, **81**, 6276—6280.
- Davis, P. M., Stacey, F. D., Zablocki, C. J. and Olsen, J. V., 1979. Improved signal discrimination in tectonomagnetism: discovery of a volcanomagnetic effect at Kilanea, Hawaii. *Phys. Earth Plan. Int.*, **19**, 331—336.
- Davis, P. M., Jackson, D. D., Searls, C. A. and McPherron, R. L., 1981. Detection of tectonomagnetic events using multichannel predictive filtering. *J. Geophys. Res.*, **86**, B3, 1731—1737.
- Davis, P. M. and Johnston, M. J. S., 1983. Localized geomagnetic change near active faults in California. *J. Geophys. Res.*, **88**, 9452—9460.
- Poehls, K. A. and Jackson, D. D., 1978. Tectonomagnetic events detection using empirical transfer functions. *J. Geophys. Res.*, **83**, B10, 4933—4940.
- Rikitake, T., 1966. Elimination of non local changes from total intensity values of geomagnetic field. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **44**, 1041—1070.
- Steppe, J. A., 1979. Reducing noise in tectonomagnetic experiments by linear regression. *J. Geophys. Res.*, **84**, B6, 3063—3067.
- Ware, R. H., 1979. High-accuracy magnetic field difference measurements and improved noise reduction techniques for use in tectonomagnetic studies. *J. Geophys. Res.*, **84**, B11, 6291—6295.