

海城地震区地壳磁结构特征研究*

赵连福 董宝中 牛 雪

(中国沈阳110121 辽宁省地震局地震大队)

张培琴

(中国北京100083 地矿部航空物探遥感中心)

摘 要

应用矩谱和最大熵谱二种方法求解海城及周围地区地壳磁结构,对地壳进行磁性分层.研究表明,地壳从上至下可划分为3层,即无磁性层,磁性层和退磁层.还发现磁性层底界面(居里面)分布恰好与地壳速度结构上地壳下界面和中地壳顶面相吻合.有趣的是,1975年2月4日海城7.3级地震就发生在居里等温面的深度梯级带上.因此,研究磁性层及居里等温面分布特征,对于判别潜在震源区是有益的.

关键词 矩谱;最大熵谱;地壳磁结构;磁性层;磁性界面;居里面

1 前 言

1975年2月4日海城7.3级地震发生后,为了探索震区的地震地质、地球物理场深部特征与地震关系,卢造勋等先后穿越海城震区布设3条人工地震测深剖面.1981年完成东沟—海城—闫阳(NW方向),1985年完成营口—海城—沈阳(NE方向)和熊岳—本溪(NE方向)剖面,取得了很有意义的速度资料及地壳与上地幔结构的深部信息.顾浩鼎、刘国栋等又在海城地震区开展了地热与大地电磁测深的观测与研究.

本文应用航磁资料研究海城地震区地壳磁性结构、磁性分层及居里面的分布与地震关系.统计数字表明, $M_s > 2$ 的历史地震有90%发生在磁性层里,海城7.3级地震震源深度就在14—16 km 居里面深度等值线区域内,与测震记录计算震源深度13—17 km 吻合较好.

2 数据处理

2.1 数据采集

海城地震区是东沟—海城—西乌珠穆沁旗航磁反演地质断面走廊域的重要组成部分,位于断面走廊域的东南端.深地震测深剖面由走廊域的中心通过,见图1.坐标原点取

* 地震科学联合基金会资助项目.

1992年4月18日收到本文初稿,1992年11月24日决定采用.

断面走廊域的右下角,点、线距为2.5 km,在 ΔT 航磁图上构成方格网,测线方向为走廊域的走向方向,即NW45°。从右向左依次为采样点,从下至上为测线。全区共81条线,每条线为306个点,在每个结点上取数,数据进行了100%的校对,采样数据恢复图与原始航磁图对比无明显差异,确认数据可靠。

2.2 矩谱法计算磁性层界面深度

利用航磁 ΔT 异常图进行深部反演,Bhattacharya (1975; 1977)提出利用异常及其 n 阶矩确定物体质心方法。这种方法的特点不仅利用异常本身,而且用它的 n 阶矩以突出反映深部因素的影响。采用质心和顶部埋深间隔加倍的办法计算磁性下界面深度。

如函数是 $f(x)$,则它的 n 阶矩定义为

$$M^n = X^n f(x) \quad (1)$$

则它的 n 阶矩谱为

$$F_n(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} X^n f(x) e^{-i\omega x} dx \quad (2)$$

由重力位导出磁位、磁场强度,推出二度地质体磁异常的质心公式(穆石敏、焦新华,1984)

$$\frac{i\omega F_1(\omega) + F_0(\omega)}{\omega F_0(\omega)} \approx Z_0 + ia_0 \quad (3)$$

式中, F_1 、 F_0 分别为一阶矩和零阶矩, Z_0 、 a_0 为质心的纵坐标和横坐标。由于磁场沿剖面分为零,在 $\omega=0$ 处 $F_0(\omega)$ 是零,因此,(3)式在 $\omega=0$ 处不成立。

居里面深度计算分二步:

(1) 利用 Bhattacharya 的矩谱法计算质心深度 Z_0 。步骤如下:

1) 在航磁 ΔT 异常图上选择具有一定幅度和宽度的孤立正异常(由于负异常形成的原因比较复杂,最好不参加计算)。

2) 在每个异常上作3条垂直于异常的剖面线,在每条线上取32个点,然后扩充到64。

3) 计算每个点的质心深度 Z_i ,再求出剖面的平均深度。

4) 由3条剖面的质心深度,算出地质体的质心深度 Z_0 。

(2) 根据斯佩克特提出的径向功率谱方法计算磁性体顶界面深度 Z_b ,也可以用罗伽切夫切线法,这二种方法计算结果基本相同。求 Z_0 、 Z_b 后,可利用公式

$$Z_c = 2Z_0 - Z_b \quad (4)$$

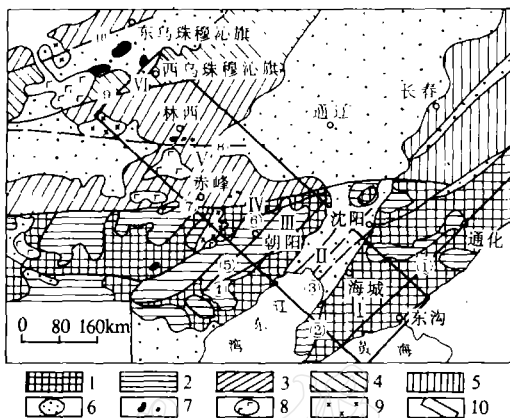


图1 断面走廊域位置与构造索引

1. 结晶基底, 2. 陆台盖层, 3. 加里东褶皱带, 4. 华力西褶皱带, 5. 古生代褶皱区(未分), 6. 中新世盆地, 7. 前中生代蛇绿岩及超镁铁岩, 8. 新生代玄武岩, 9. 不活动的第四纪火山口, 10. 断面位置。构造单元中朝准地台: I. 辽东台隆, II. 下辽河断陷, III. 燕山台褶带, IV. 内蒙地轴内蒙一大兴安岭褶皱系, V. 西拉木伦河加里东褶皱带, VI. 贺根山华力西褶皱带。主干断裂: ①庄河断裂, ②金州断裂, ③邻庐断裂, ④闾山西侧断裂, ⑤朝阳—北票断裂, ⑥凌源—北票断裂, ⑦赤峰—开原断裂, ⑧西拉木伦河断裂, ⑨达肯牧场断裂, ⑩吉尔嘎郎图断裂

式中, Z_0 为所求磁底界面(居里面)深度.

上述方法反演的磁性层下界面深度实际上是一个近似值. 本文引用二度体截面矩谱公式, 计算时把三维空间的地质体沿走向方向变化视为常量, 这样就可以把三维体简化

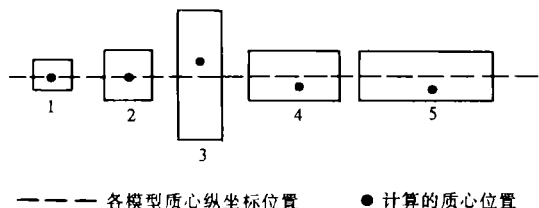


图2 不同二度体截面中质心的计算值与精确值偏离示意图

为二维来计算, 它不仅大大地简化计算过程, 其计算结果也更趋于合理. 目前矩谱法三维反演的公式虽然已经建立起来, 但由于计算过程繁杂, 工作量大, 而且计算结果误差较大, 所以很少有人应用它.

二维质心的计算结果在一般情况下与理论值吻合较好, 但确有一些模型计算值与理论值有些偏差, 如图2

是截面为长方形的多个二度体在水平或垂直方向拉长的模型, 质心深度与理论值偏差较大, 这时只要作一下深度修正就可以了.

2.3 最大熵谱法反演磁性层界面深度

由于矩谱法是选择具有一定规模的正异常计算其深度点, 显然对磁性层局部深度变化无法表征出来. 伯格(Burg)提出的最大熵谱法(maximum entropy power spectra), 较好地解决了短数据剖面谱的估计精度. 其特点是在最大熵的准则下外推自相关函数, 使数据在剖面两端之外取最不确定的形式开拓, 使其熵达到最大. 它比常规的周期开拓或在数据剖面之外充零更加合理, 从而减少了因数据剖面长度有限产生的误差, 因而最大熵谱法不仅具有较高的分辨能力, 还具有较小的预测误差. 最大熵功率谱 $S(\omega)$ 的表达式(张培琴、朱兆芳, 1989)

$$S(\omega) = p_M \div \left| 1 - \sum_{j=1}^M a_M \cdot j e^{-i\omega \Delta x} \right|^2 \quad (5)$$

式中, p_M 为预测误差功率, 是一常数, Δx 为采样间距, a_M 为预测误差滤波系数.

下面简单介绍一下最大熵谱计算磁源深度方法.

设一个水平磁性岩层产生的总磁场异常的表达式为

$$T(x) = \int_{-\infty}^{\infty} m(\xi) g(x - \xi) d\xi \quad (6)$$

其中, $g(x)$ 是磁性层的格林函数, $m(x)$ 是磁性层磁化强度的分布函数, 对(6)式作富氏变换

$$\bar{T}(\omega) = M(\omega) G(\omega) \quad (7)$$

式中, $\bar{T}(\omega)$, $M(\omega)$, $G(\omega)$ 分别为 $T(x)$, $m(x)$ 和 $g(x)$ 的频谱, 且

$$G(\omega) = -2\pi(p - iQ S g n \omega) \cdot e^{-|\omega| h} (1 - e^{-|\omega| c}) \quad (8)$$

式中, h 为水平磁性层项界面深度, c 为磁性层的厚度. 从(7)式可以得到磁异常 $T(x)$ 的功率谱 $S(\omega)$

$$S(\omega) = |M(\omega)|^2 \cdot |G(\omega)|^2 \quad (9)$$

当磁化强度 $m(x)$ 为随机变量, 假如通过磁性层两个纵断面上平均磁化强度彼此不相关

时,有

$$E[m(x + \Delta x) \cdot m(x)] = 0 \quad \Delta x \neq 0$$

及

$$|M(\omega)|^2 = \sigma^2 \quad (10)$$

从(8)式可以得到

$$|G(\omega)|^2 = 4\pi^2(p^2 + Q^2) \cdot e^{-2|\omega|h} (1 - e^{-|\omega|c})^2 \quad (11)$$

将(10)、(11)式代入(9)式并对其两边取对数得

$$\ln S(\omega) = A - 2|\omega|h + 2\ln(1 - e^{-|\omega|c}) \quad (12)$$

式中, A 为常数, 从(12)式可以看出, 当磁性层的厚度 c 充分大时, 总磁场异常 $T(x)$ 对数功率谱才能近似于一条直线, 负斜率的一半就是磁性层上界面深度。

根据侯重初、李保国确立下界面的功率谱法(侯重初、李保国, 1985), 可导出二度磁异常对数功率谱的另一个表达式

$$\ln S(\omega) = B + 4\ln(\omega) - 2|\omega|H \quad (13)$$

式中, B 为常数, H 为下界面深度, 但该式只能在低频段时成立。

应用最大熵谱计算磁性层上、下界

面深度, 首先用最大熵谱算出窗口数据的对数功率谱, 然后进行必要的校正使谱线

性化, 最后选择合适的频段, 用最小二乘拟合求出谱段的斜率, 可获得所需要的深度值。

最大熵谱法计算磁源深度, 仅适用于二度磁异常的反演。事实上, 真正的二度磁异常是不存在的。为了扩大该方法的应用范围, 对三度异常作适当处理, 使之接近二度化, 这就是把三度体在水平或垂直方向延伸, 即可用上述方法进行反演计算。下面是应用最大熵功率谱法计

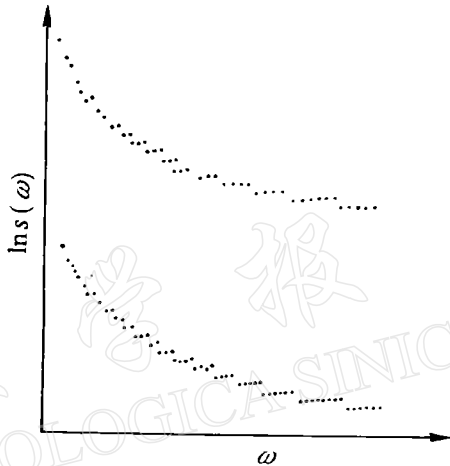


图3 最大熵谱频段曲线

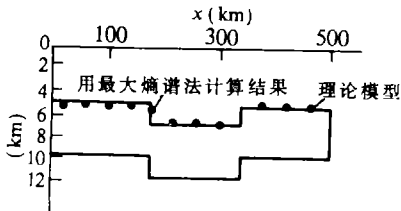


图4 地堑模型最大熵谱法计算磁源深度

算磁源深度与理论值对比吻合较好的地堑模型。

3 地壳磁结构与磁性分层

应用上述方法取得了海城及周围地区地壳磁性层顶底界面深度图(图5, 6)。该图是不同地质年代磁性体的综合反映, 即上地壳绿片岩层内的磁性物质和中地壳上部角闪岩层的总体效应。为了使计算结果逼近真实, 我们利用辽河油田的钻井资料给出研究区域

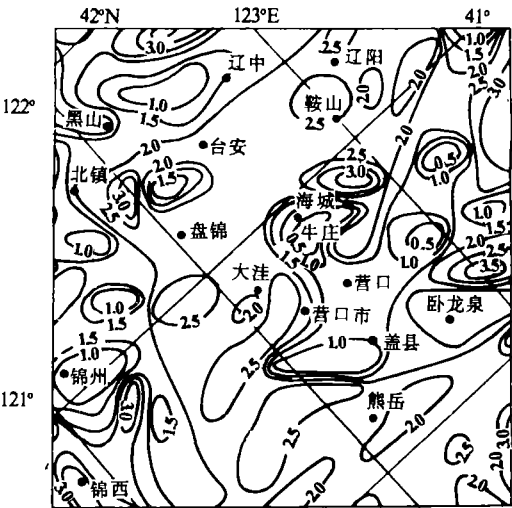


图5 磁性层顶界面深度等值线分布(单位:km)

内火成岩顶板深度值,找出其对应频段,确定其磁性层顶界深度频率为20—50,底界面深度频率为3—22.从图5,6可见,磁顶界面深度为0.5—3.0 km,平均深度为2 km;底界面深度为10—20 km,平均深度为14 km.在平面图上磁性体长轴方向多成NEE向,其次为EW向. NW方向的深度等值线表现为具有一定规模,但是不连续.表1是磁顶界面深度与钻孔资料比较表,磁顶界面的反演精度约85%.图7为地壳结构剖面图,它包含地壳的速度结构、密度结构、电性结构及地壳的磁结构.地壳的磁性分层从上至下可划分为3层. 0.5—3.0

km 为无磁性层,在沉积区相当于盖层,在古老结晶基底出露区为风化壳. 人工地震的P波速度为2.5—4.8 km/s的表层介质. 3—20 km 为磁性层,它是由不同地质年代侵位的火山岩类、岩浆岩类及其变质岩类组成.磁性层主要分布在上地壳,其底界面在上层地壳的底界及中层地壳的上界呈波浪起伏.20 km 以下为退磁层.尽管随着深度增加磁性矿物含量也在不断增加,但是磁性介质此处环境温度均在居里温度580—675℃以上,使其磁性消失,称为退磁层.其岩性为花岗岩、角闪岩和麻粒岩,其P波速度大于6.2 km/s.磁性层厚度为7—17 km,也有隆起、拗陷和褶皱.磁性层顶界和底界都存在着若干深度梯级带.它除了反映磁性体边界外,在很大程度上反映了断裂构造.

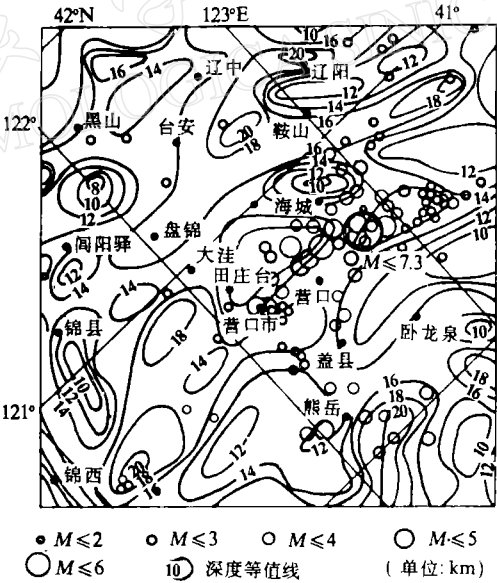


图6 磁性层底界面深度与震中分布

表1 磁顶界面深度与钻孔资料对比

孔 号	见火成岩深度 (m)	地 质 年 代	岩 性	磁顶界面深度 (m)	深 度 差 计算—钻孔
茨4	1600	上第三纪	玄武岩	1600	0

续表1

孔 号	见火成岩深度 (m)	地 质 年 代	岩 性	磁顶界面深度 (m)	深 度 差 计算—钻孔
茨2	1812	下第三纪	玄武岩	2000	188
牛14	2400	白 垩 纪	安山岩、花岗岩	1800	600
界3	2317	侏 罗 纪	玄武岩、角砾岩	2300	17
曙70	2250	下第三纪	玄武岩	2200	50
曙古92	3300	下第三纪	玄武岩	2400	900
曙73	1200	震 旦 纪	玄武岩	2000	800
董6	2978	震 旦 纪	花岗岩	2400	578
董13	2100	下第三纪	蚀变玄武岩	2300	200
海5	2221	前震旦纪	花岗片麻岩	2300	79
海1	2000	中 生 代	花岗岩	2300	300
茨10	1786	下第三纪	玄武岩	1800	14
辽3	1800	上第三纪	蚀变玄武岩	2000	200

注:共13个钻孔,其中8个钻孔误差<1%,2个钻孔误差10%—20%,1个钻孔误差20%—30%,2个钻孔误差30%—40%,平均误差为15%。

4 居里等温面特征与地震

海城地震区位于辽东台隆的西缘,西侧与下辽河裂谷毗连。在这一过渡区除了地壳差异性升降运动幅度较大之外,还表现出其它许多异常现象:(1)地热异常。图8为海城及邻区的地温分布。由此可见,海城地震区震源附近的平均地温高于两侧100℃左右,大地热流值最高达90.24 mW/m²,而两侧为50—63 mW/m²;(2)居里面与莫霍面同步呈梯形上隆,这种现象与该区大地热流值偏高成正相关,因为居里等温面是磁性介质退磁时的温度界面;(3)壳内存在低速层和高导层($v=6.1$ km/s, $\rho=4-6 \Omega \cdot m$)并熔为一体。位于地壳深度15—22 km处,居里面恰好分布在其上方,深度为14 km。1975年2月4日海城7.3级地震位于居里面深度14—16 km 深度区域内,与计算震源深度13—17 km 相吻合;(4)居里面、莫霍面与上地幔软流圈高导层顶部隆起趋势具有一致性,表明航磁反演的居里等温面深度变化在很大程度上受上地幔软流层起伏控制;(5)金州断裂由南向北至海城与析木断裂相交,北西方向丹东—黄花甸子—海城断裂也从这里通过进入下辽河裂谷,这些断裂构成上地幔物质对

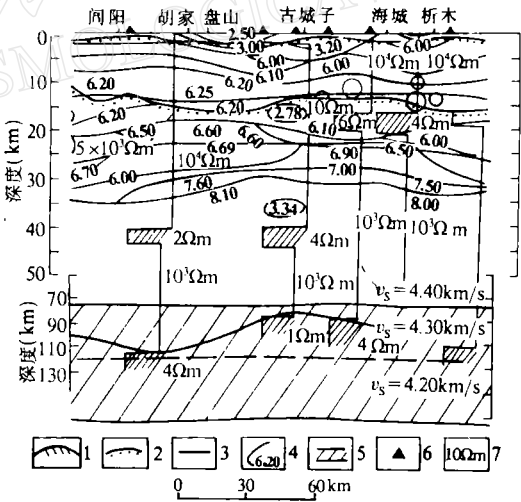


图7 地壳结构剖面图

- 1. 上地幔高导层; 2. 磁性界面; 3. 地震界面;
- 4. P波速度等值线; 5. 壳内高导层; 6. 大地电
- 磁测深点; 7. 地壳与上地幔介质电阻率值

流的通道；(6) 海城地震区也是地壳从厚变薄的过渡区，辽东台隆厚33 km，下辽河裂谷厚31 km。

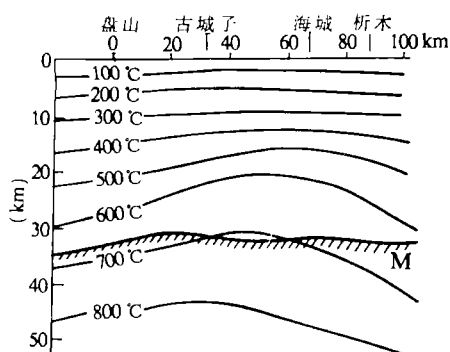


图8 海城及邻区地壳温度分布

价值的地壳磁性结构与磁性分层的主要成果，同时把它和天然地震潜在震源区的研究结合在一起，笔者认为是值得提倡的一种新思路。

本文的速度及电性资料是参阅卢造勋、夏怀宽等东沟—海城—东乌珠穆沁旗地学断面图及说明书等有关资料，在此表示感谢。

参 考 文 献

- 侯重初、李保国，1985. 直接计算磁性下界面深度的功率谱法. 物化探计算技术, 7, 3, 187—197.
- 穆石敏、焦新华，1984. 矩谱分析法及其在区域物探中的应用. 物化探计算技术, 6, 4, 1—6.
- 张培琴、朱兆芳，1989. 最大熵功率谱计算磁源深度方法初探. 物探与化探, 7, 1, 44—52.
- Bhattacharrya, B. K. and Liu, L. K., 1975. Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structure. *Geophysics*, 40, 6, 993—1013.
- Bhattacharrya, B. K. and Liu, L. K., 1977. Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies. *Geophysics*, 42, 1, 41—50.

图6展示的是海城地震区2级以上地震在平面上的投影。 $M_s > 7.2$ 的地震有90%分布在磁性层里， $M_s > 4$ 地震多数发生在居里面深度变化较大的区域。由此可见，研究磁底界面深度变化特征，对于判别潜在震源区的空间分布是有益处的。

5 结 束 语

应用航磁资料反演地壳磁性结构，是近几年开展的一项很有意义的研究工作。

它不仅节省大量资金，还可以获得有学术