

利用重力资料反演莫霍面的若干问题

吴宣志 (地质科学院矿床所)

摘 要

本文讨论利用重力资料反演莫霍面时,地壳横向不均一性,密度随深度变化以及异常数据滑动平均处理对解释结果的影响程度。理论横型和实测资料分析表明,这些因素是不可忽视的。文中讨论了窗口滑动平均的物理意义和滤波作用。最后介绍了变密度体重力异常反演的技术,提出了进一步解释工作方案的建议。

近年来,国内不少工作者利用重力资料反演了莫霍面深度,对认识我国地壳厚度变化和有关地质研究以及矿产预测工作都起了积极作用。反演中多数对异常作滑动平均,再假设地壳密度均一然后作反演。上述处理可简化求解过程,但这种简化对解释结果的影响如何是值得注意的。

本文讨论该种影响及进一步解释的工作方案。

一、地壳密度分布的非均一性对重力异常的贡献

地壳内部密度是不均一的,不同岩类密度可以有较大差异。砂岩、页岩的平均密度是2.3—2.4(单位克/厘米³,下同,略),碳酸盐岩类密度平均约2.6—2.7,酸性火成岩平均密度为2.5—2.6,基性火成岩平均密度则达2.8,变质岩一般比原岩密度高0.1—0.2。因此,当密度不同的两类岩石分别相对集中地分布在相邻地区时,就要引起重力异常。例如,以灰岩、白云岩为主的海相地层与以砂页岩为主的陆相地层之间存在0.1—0.3左右的密度差,华北地区奥陶系与上覆石炭系地层之间就是这样。在华南,石炭二叠系则以碳酸盐地层为主,与志留系地层之间也有一定密度差,在其接触线上往往对应一个重力梯度带。在松辽盆地,由古生界或前震旦系组成的基底与沉积盖层之间密度差可达0.3。除了不同地层之间有密度差外,侵入岩体与围岩之间也往往有0.1—0.2的密度差。在华南花岗岩大面积出露的地区,地壳平均密度下降,从而也将造成明显的重力低。

这种由壳内密度分布不均一引起的重力异常的强度,可以根据理论模型计算和实际资料予以估计。例如两种密度不同的地层接触的情形可以用一个斜台阶来模拟,其强度如表1所示,表中D为台阶厚度。当接触产状缓,特别是作低起伏时,重力异常也将有数十公里乃至

收稿日期: 1983年12月

上百公里宽。

图1为花岗岩带对应的巨大重力异常的例子。以上分析表明,壳内密度不均一可引起10—20毫伽的宽大重力异常,相当于莫霍面起伏0.5—1公里的重力效应。当前某些地区重力反演莫霍面起伏与地震测深资料推断的莫霍面起伏恰好反向,可能就是上述因素造成的。

地 层 异 常 强 度 估 计

表 1

$\Delta\sigma$, 克/厘米 ³	0.05	0.10	0.15	0.20	0.30
D, 公里					
1	2.1	4.2	6.3	8.4	12.6
2	4.2	8.4	12.6	16.8	25.1
3	6.3	12.6	18.9	25.2	—
5	10.5	21.0	31.4	—	—

表中重力异常单位: 毫伽

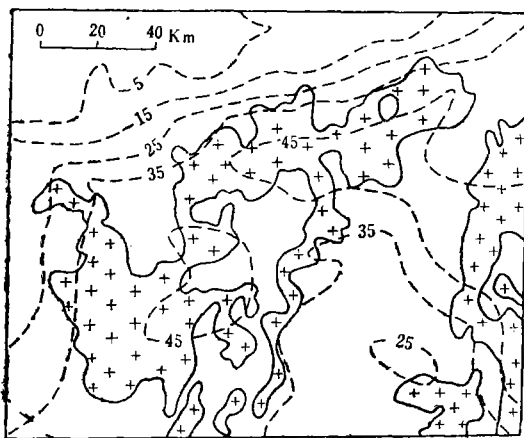


图 1 北武夷山花岗岩带上的重力异常

除了上述壳内密度分布的横向不均一性外,还存在纵向的不均一,即密度随深度的变化。这个问题将在第三节讨论。

二、滑动平均对解释结果的影响

滑动平均是当前用来压制浅部密度不均一,提取莫霍面信息的常用方法。所取窗口从30×30公里到60×60公里不等。

滑动平均的滤波意义已被人们作过比较多的讨论了,但它的物理意义也是值得注意的。

令重力异常 G 为密度分布 F_σ 在映射 T 之下的象

$$G = T(F_\sigma) = F_\sigma \cdot K$$

K 为核函数,由位理论, $K = f \nabla \left(\frac{1}{r} \right) \cdot \mathbf{z}$, f 为万有引力常数, \mathbf{z} 为铅垂方向单位向量。

显然, T 为线性算子。滑动平均 (用算子 M 表示) 是一种线性运算, 故有

$$M(G) = M(T(F_\sigma)) = T(M(F_\sigma))$$

上式说明重力异常取平均, 实际上就是对地下物质密度取平均。密度的平均自然就消去了、至少是削弱了浅部密度不均一的影响。窗口取得愈大, 取平均的作用就愈大。这就是滑动平均的压制浅部密度不均一的物理本质。但是在浅部岩石密度平均的同时, 莫霍面处岩石密度 (或密度差) 也作了相应的平均。它对解释结果自然是有影响的。下面以理论模型为例加以讨论。

为了说明问题简便, 我们讨论一个二维的情形。设地壳平均厚度为 30 公里, 在该平均深度上莫霍面有一个幅度为 5 公里的起伏, 界面上下密度差为 0.5 克/厘米^3 。减去厚为 30 公里的水平层得密度差分别为 $+0.5$ 和 -0.5 的两个密度不均匀体, 它们的重力效应与莫霍面起伏等

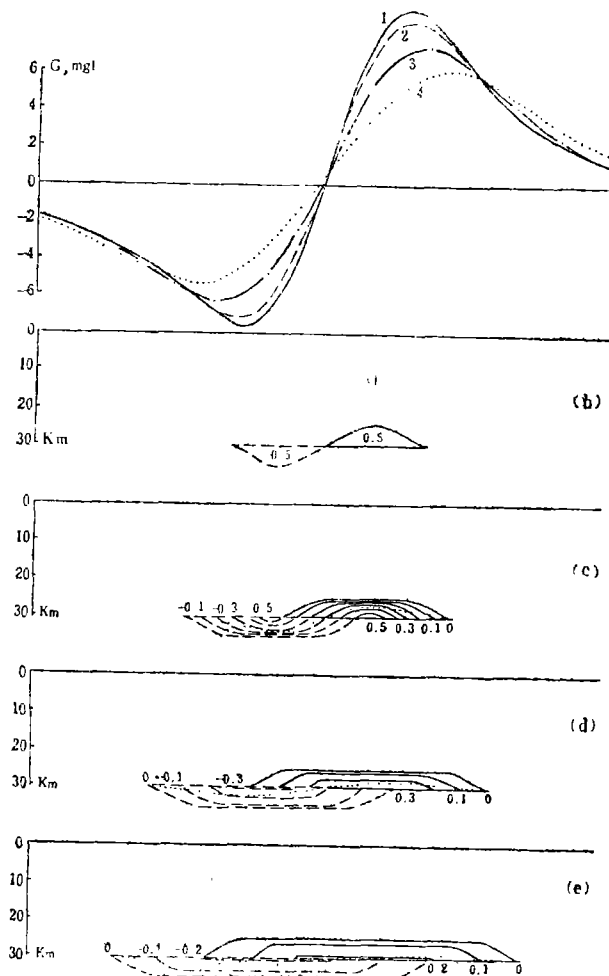


图 2 异常与密度的滑动平均及反演对比

(a) 重力异常: 1—原始曲线, 2— 20×20 公里平均异常, 3— 40×40 公里平均异常, 4— 60×60 公里平均异常。

(b) 原始密度分布; (c) 20×20 公里平均密度分布及反演结果, 等值线单位 克/厘米^3 , 点线为反演界面, 下同;

(d) 40×40 公里平均密度分布及反演结果; (e) 60×60 公里平均密度分布及反演结果。

价, 对应重力异常极大值9.2毫伽, 极小值-7.7毫伽, 极大点极小点相距40公里(图2)。经过20×20公里窗口平均, 重力异常极值下降了约8%, 异常曲线变缓。对应密度体经过平均, 正密度体核部密度仍保持0.5, 但边部密度下降, 与围岩界线模糊了, 变成一个由0到0.5的连续分布, 宽度增大了20公里。-0.5的低密度体亦发生了类似变化。

当平滑窗口加大到40×40公里, ±0.5的密度区消失, 最高密度只有0.31, 而连续密度分布范围扩大了40公里, 对应重力异常的幅度则减低了1/5。

平均窗口加大到60×60公里时, 异常强度下降了1/3。对应的密度体变为宽达110公里、密度仅为0.1左右的分布, 且正负密度体几乎上下重叠。

对平均异常仍按一个密度差为0.5, 平均深度为30公里的界面起伏来反演, 所得结果用点线标在图上。可以看到对20×20公里窗口结果, 虽然界面起伏幅度削弱了1/3。其形态、位置仍基本符合, 但是, 当窗口扩大到40×40公里特别是60×60公里时, 反演界面起伏十分低缓且位置向外移, 产生了明显的畸变。

以上现象也可以从滤波的角度来讨论。我们知道, 在空间域宽为2L的窗口滑动平均相当于用强度为 $\frac{1}{2L}$ 的门函数与重力异常褶积。在波数域, 这相当于一个低通滤波, 其频率响应函数 $M(u) = \frac{\sin(2\pi uL)}{2\pi uL}$ 。图3是40公里宽的窗口滑动平均的频率响应函数。可以看到, 波长小于50公里的高频成分受到很大压制, 这是符合我们需要的。但是如果以 $M = 0.707$ 作为通频带边界, 则对应波长为90公里。

换句话说, 波长为50—90公里的中频成分也受到了压制。我们的模型异常主半波长为40公里处于压制带, 这就是平均异常反演结果与实际出入较大的原因。

一般说, 低通滤波有上延的效果。图3同时画出了上延6公里的频率特性作为对比。考虑到这一特性, 把40×40公里的窗口平均异常看作上延6公里的重力异常进行反演, 精度会有所提高。

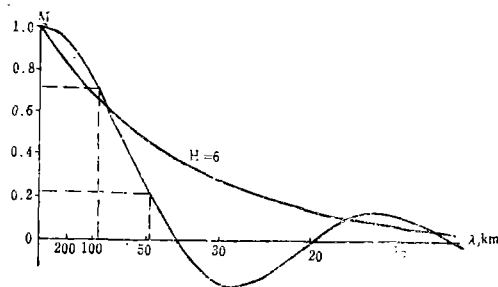


图3 40公里滑动平均与上延滤波因子

三、地壳密度随深度变化及变密度模型重力异常的反演

地壳的岩石密度除了横向有变化外, 随深度也有很大变化。沉积盆地内沉积岩因温度压力关系, 其密度随深度有规律地增大。深度进一步增大, 岩石的化学成分乃至矿物相也发生有规律的变化: 基性成分增加, 高密度矿物相矿物置换了低密度矿物相矿物。因此密度随深度变化的总趋向是增大, 由浅部的2.6增大到底部的2.9。密度随深度变化的规律, 还可以从地震波波速随深度增大的规律间接推知。后者总的变化趋势可以用震波速度随深度大致呈指数函数增大来描述。而根据统计, 震波速度与密度之间正相关。例如, Gardner曾用函数 $\sigma = 0.31V^{0.25}$ (V 为P波速度, 单位米/秒) 描述该相关关系。因而我们也可大致上用 一个指数函数来描述壳内密度随深度 z 的变化:

$$\sigma = \sigma_0 - \Delta\sigma e^{-\mu\zeta} \quad (*)$$

该函数自然也仅仅是一种近似,但比起把地壳看作均质体来,已经进了一步。

密度随深度呈指数函数增大条件下重力异常的正演问题已经在波数域内完全解决了。文献(1)给出了截面为任意多边形的水平棱柱和任意多面体的重力异常谱的解析表达式。为反演莫霍面起伏,我们使用组合长方体模型。将研究区域按矩形网分割成 $M \times N$ 个长宽分别为 $\Delta x, \Delta y$ 的直立长方柱,其顶底面埋深及中心坐标分别记作 $h_{mn}^t, h_{mn}^b, x_m, y_n$, 又令长方柱顶底面处密度分别取浅层岩石平均密度 $\sigma_t = 2.6$ 和地壳底部岩石平均密度 $\sigma_b = 2.9$ 。要做到这一点,只要令不同长方柱的 $\mu_{mn} (h_{mn}^b - h_{mn}^t)$ 保持为常数 $\mu_0 H_0$ 即可,这里 H_0 为地壳平均厚度,而 μ_0 满足

$$\mu_0 = \frac{1}{H_0} \ln \left(\frac{\sigma_0 - \sigma_t}{\sigma_0 - \sigma_b} \right)$$

此时重力异常谱

$$G(u, v) = \sum_m \sum_n \frac{2\pi f}{2\pi\sqrt{u^2 + v^2} + \mu_{mn}} \cdot \left[\sigma_t \cdot \exp(-2\pi\sqrt{u^2 + v^2} h_{mn}^t) - \sigma_b \cdot \exp(-2\pi\sqrt{u^2 + v^2} h_{mn}^b) \right] \cdot \exp[-2\pi i(ux_m + vy_n)] \cdot \frac{\sin(\pi u \Delta x)}{\pi u} \cdot \frac{\sin(\pi v \Delta y)}{\pi v}$$

解决了正演问题,我们可大略看纵向变密度体的重力异常的某些特点。不失一般性,讨论一个二维情形,即前面讨论过的莫霍面起伏模型。这一次设壳内密度沿纵向分布满足(*)式,其中 $\sigma_0 = 3.4, \Delta\sigma = 0.8$, 又 $\mu_0 H_0 = \ln 1.6, h_{mn}^t = 0$, 上地幔岩石密度为 $\sigma_m = \sigma_0$ 。容易验证 $\sigma_t = 2.6, \sigma_b = 2.9$ 。图4曲线 G_b 是该密度分布条件下界面起伏引起的重力异常。与均质模型重力异常 G_a 相比,异常强度增大了 $2/3$, 其分布也相对狭窄一些。这反映了异常 G_b 的质量埋藏相对浅一些。实际上, G_a 异常质量完全分布在25公里以下,而 G_b 异常质量从地面开始直到25—35公里处均有分布。下面简单估算一下分布在一个柱体上的质量的分配情况。由(*)式减去等式 $\sigma_m = \sigma_0$, 得剩余密度分布为

$$\sigma - \sigma_m = -\Delta\sigma e^{-\mu\zeta}$$

故总质量
$$M = \int_0^{h^b} (\sigma - \sigma_m) d\zeta = \frac{1}{\mu} (\sigma_t - \sigma_b)$$

减去平均地壳质量分布
$$M_0 = \frac{1}{\mu_0} (\sigma_t - \sigma_b)$$

得异常质量为
$$\Delta M = \left(\frac{1}{\mu} - \frac{1}{\mu_0} \right) (\sigma_t - \sigma_b)$$

利用关系式 $\mu_0 H_0 = h^b$, 并记 $\Delta H = h^b - H_0$, 上式化为

$$\Delta M = \frac{(\sigma_t - \sigma_b)}{\mu_0 H_0} \Delta H$$

将模型参数代入得 $\Delta M = -0.6383\Delta H$

与均质模型的剩余质量 $\Delta M_0 = -0.5\Delta H$

相比有 $\Delta M - \Delta M_0 = -0.1383\Delta H$

可知变密度模型剩余质量均质模型大27.7%左右。这部分质量分布比较浅。正是它们造成 G_b 强度大而狭窄的特点。

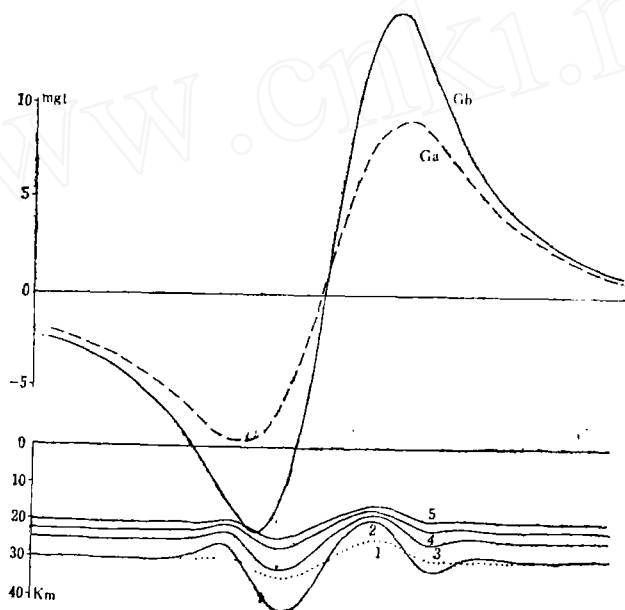


图4 变密度体重力异常及其反演

Ga——盖层均质模型的异常 G_b ——盖层密度随深度变化模型的异常
1——原始界面 2, 3, 4, 5—— G_b 当作均质模型反演的结果

仿照均质模型密度界面反演的方法，设计了一个棱柱体组合模型的迭代反演程序并在电子计算机上实现。图5是反演过程的框图，需要输入的参数有重力剖面的测点数 m_0 ，外推扩充后剖面的测点数 m ，点距 b_x ，平均深度 H_0 ，密度 σ_t ， σ_b ，拟合允许均方差 E_p 和最大迭代次数 I_M 。

这里对重力异常作外推扩充一方面是因为所用快速傅氏变换程序要求点数为2的整次幂，而 m_0 往往不满足该要求。另一方面是为了使异常两端尽可能接近正常场并避免周期开拓后出现间断。考虑到原始重力剖面两端重力异常差值 DG 一般已经不太大了，外推采取将 DG 线性分配到扩充点上的简便方法。

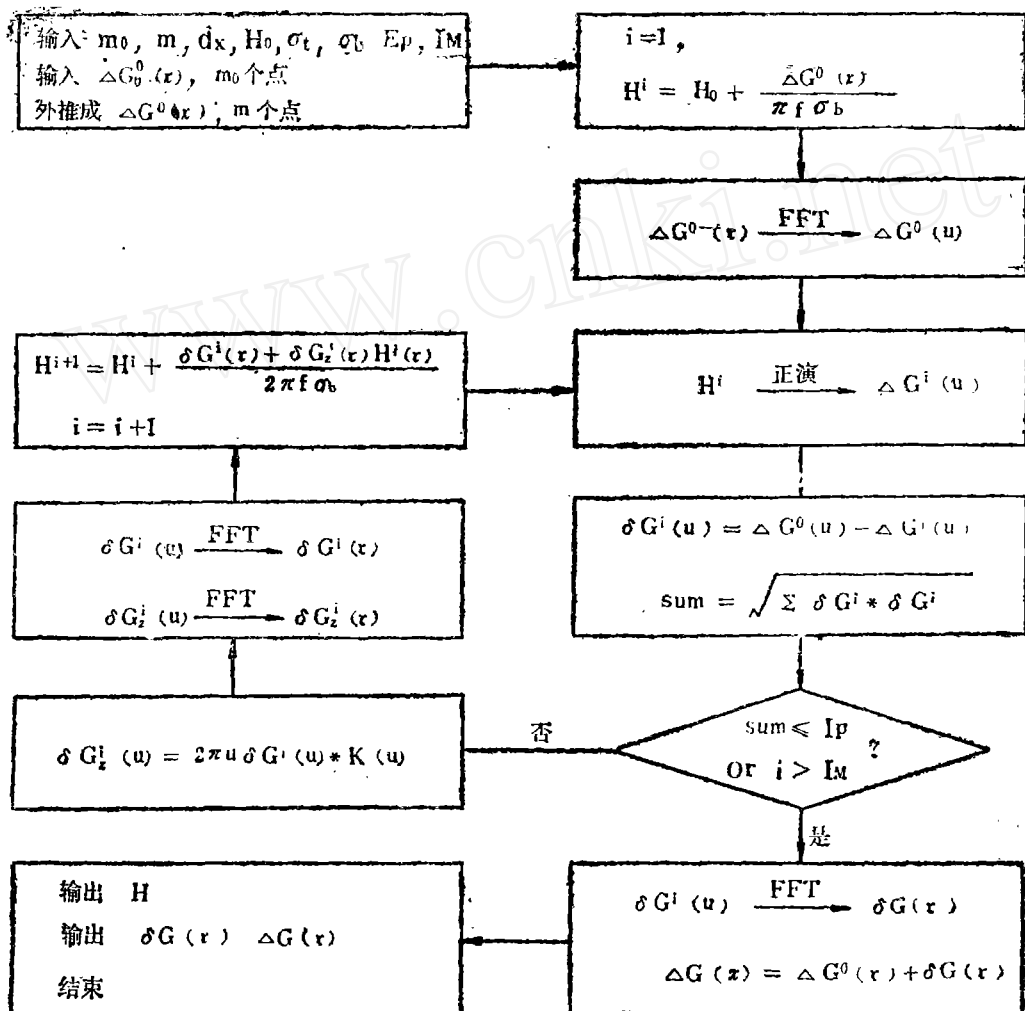
关于平均深度 H_0 可参照已知地质地球物理资料确定并在反演过程中适当调整，使反演结果与已知深度控制点数据拟合最好。

迭代中修改量 δH 由剩余重力异常 δG 及其垂向一次导数 δG_z 依下式计算

$$\delta H = (\delta G + \delta G_z H) / 2 \pi f \sigma_b$$

用谱分析计算 δG_z 时串接了低通滤波器 $K(u)$ 。

当异常拟合达到规定精度 E_p 或迭代次数超过给定最大次数 I_M 时，迭代终止并输出结果。

图5 迭代法 ΔG 反演密度界面程序框图

对图4中 G_a , G_b 分别按均质模型及变密度模型作反演, 结果与给定模型吻合, 从而检验了上述反演程序。为了进一步探讨密度随深度变化这一因素对反演结果的影响, 用均质模型反演程序反演了 G_b 。当埋深给定为30公里, 所获界面与已知界面相比有很大畸变, 在原有界面起伏部位, 界面仍有起伏但幅度偏大一倍以上, 在其两侧则另有反向起伏, 犹如强震之余波, 向外逐渐衰减(这种振荡现象可否作为反演目标深度过大的标志, 值得进一步研究), 迭代收敛也较慢。将平均深度减至25, 22, 20公里, 分别用均质模型作反演, 其中 $H_0 = 22$ 公里情形迭代收敛最快, 所获界面形态也与给定界面吻合较好(图4), 只是整个上移了8公里。

可见, 密度随深度变化这一因素是不可忽略的, 把变密度体引起的重力异常当作均质异常体反演, 将引起界面很大畸变。

四、对反演莫霍面的进一步工作方案的建议

在一个相当长的时期内,重力观测资料仍将是唯一的研究莫霍面的全国性面积测量资料,值得反复进行研究。当前用均质模型反演滑动平均异常的成果可以看作重力反演莫霍面的第一阶段成果。第二阶段工作的目标是更可靠地确定莫霍面深度,特别是查明对深部地质研究及矿产预测有很大意义的莫霍面局部起伏。

第二阶段工作应该充分利用其它地质地球物理资料。人工地震测深方法可以比较精细地研究地壳的分层结构,地震台站的地震波纪录反演也可获得台站下方地壳速度结构的估计。这些资料是重力反演时确定地壳模型参数的直接依据。重力、地震及其它地质地球物理资料联合解释,是克服反演多解性的主要途径。

新阶段工作要遵循由浅入深的原则。在有沉积盖层及基底起伏资料的地区,可通过正演剥去它们的影响。一般地区也可通过综合研究,识别出与地层界线,断裂,岩体等有关的异常作单独解释。这样在扣除它们的重力影响的同时还可获得这些地质体的赋存状态、产状等有意义的地质信息。

滑动平均法或其它基于低通滤波原理的异常分离方法,只能在浅部地质解释工作基本完成之后才可使用。因为异常的频率成分不仅与埋深有关,还受异常体水平尺度的控制。埋藏虽浅但水平尺度很大的异常体的重力异常有丰富的低频成分,滤波过早将使人们误把他们看作深源异常。由于滑动平均会模糊深部密度界面,因此一般不宜使用大窗口平均。在扣除了主要的浅部异常之后,可使用维纳滤波或上延提取深部信息。如果作小窗口滑动平均,则可通过加大平均深度的方法适当加以校正。

第二阶段解释工作应使用变密度的地壳模型。本文提出的密度随深度变化条件下重力异常反演方法可以很容易地扩展成密度在纵、横方向都依给定函数变化的模型的反演方法,以满足新阶段解释工作的需要。

参 考 文 献

1. 吴宣志, 三度体(物性随深度变化模型)位场波谱的正演计算, 地球物理学报, Vol.26, No.2, 1983
2. G.H. F. Gardner, et al, Formation velocity and density—The diagnostic basics for stratigraphic traps; Geophysics, Vol.39, No.6, 1974

Some Aspects in the Inversion of Gravity Field to Define Moho Topography

Wu Xuanzhi

(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences)

Abstract

The lateral inhomogeneity and the variation of density contrast with depth in the crust and their effects on the inversion of gravity field are discussed. It is shown by theoretic and practical data that these effects are not negligible. Besides, the physical significance and filtering of the window-moving method of mean is expounded. Finally, an inversion processing algorithm and some pieces of suggestion for the further study are presented.