第十卷第二期 物 探 与 化 探 Vol. 10, No. 2
1986 年 4 月 GEOPHYSICAL & GEOCHEMICAL EXPLORATION Apr., 1986

变密度组合体重力模型及其应用

姜枚 欧阳又康 黎都

（中国地质科学院矿床所）

摘 要

为了正确地解释重力资料并取得符合实际情况的结果，需要有新的重力模型，以便改进以往利用的二层模型。根据新近调查的地球物理地质资料，本文提出利用变密度多层结构的地壳重力模型。该模型以较简单的形式反映地壳内各层不同的特征：剖面内横向不均匀性由断块来决定；各层之间不存在明显的密度界面，而是梯度界面。

由此，我们推导了截面为不等腰梯形的水平棱柱体的理论公式，编制了相应的程序，并在江西赣州—阳山进行了实际计算。结果与深地震测深的部分资料吻合较好。经验表明，选择初始模型对其效果十分重要。

P631.1

问题的提出

应用重力资料研究地壳深部结构时，通常主要是依据单层地壳的概念，即认为整个地壳结构由地幔和位于其上面的地壳组成。地壳也被当作是均匀层，与上地幔有稳定的密度差。由这种地壳模型得到的许多线性与非线性相关公式及其经过改进的公式，常用来研究莫霍面的起伏，并编制莫霍面图和其他图件。

可是，在深部资料缺少的情况下，这种重力地壳模型过于简单，与实际地壳的结构有较大的差异。尽管后来作了许多改进，补充成二层和三层的模型，但仍然不能客观地描述地壳的结构。

地质和各种地球物理资料，特别是大量地震测深的资料，早已确定了许多新的极为重要的事实：

1．在许多地区并未确定出所谓的密度界面，无论是莫氏面，还是康氏面，都没有明显的波速界面跳跃值。例如，在苏联的许多地方，在莫霍面上确定出的速度跃变值大多小于1.0km/s，通常为0.4—0.6km/s，因此其密度落差不可能超过0.15—0.25g/cm³。在乌克兰地盾，康氏面上则完全没有速度跃变。有的地方在已知的地震界面上其速度跃变值亦不超过0.1—0.4km/s，密度差不会超过0.1g/cm³。所以应该认为：在大陆壳内，各个层间没有强烈的密度跳跃，各个层间只存在过渡带，莫霍面实质上是一厚度不小于数公里的过渡带。

2．地壳岩石是多层结构的。根据江西永平爆破的测震资料表明，最上部的中新生代沉积厚1.4km，上古生代沉积盖层、前震旦纪—早古生代褶皱基底两者共厚约20km左右，整个硅铝层厚为21.4km；下部的硅镁层厚度约11.1km。各个层的密度随深度而变化，随纵波

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

速度的增加而增加；通常弹性波传播速度也随着压力和温度的增大而增加。当然，也有例外的情况。总体上看可以认为岩层不是密度稳定的层，而是密度的梯度层，各层的密度通常可简单地当作随深度成线性变化。

3．上地幔内岩石均存在明显的横向不均匀性。在莫霍面以下主要成分是橄榄岩，密度不低于3.35g/cm³，其横向不均匀性可能高于0.1g/cm³，超过了层间变化。因此将区域重力值变化仅仅归因于莫霍面的起伏是不恰当的。

由此，我们必须有新的密度模型。选择的新模型应该满足：(1) 模型能够反映出所获得的全部地质信息，包括某些概念、理论、假设等；(2) 应该以尽可能简单的形式客观地近似实际地质体的基本特征，并便于研制各种具体可行的算法。笔者认为，使用具有断块结构的变密度多层地壳密度模型是合适的，如图1所示。这个模型剖面内各层为水平产出，上下底平行，各层被切割成若干块，上层被切割的块数多于下层，陡倾断裂的倾向和穿透深度不等，每个块可当作不等腰梯形（见图1）。各层的密度自上而下按线性递增或递减（即倒转），其中个别的层，如浅部的薄层、海水层等还可以当作一个密度不变的层。在平面上，各个层是有限大小的，但是，为了简化问题，可将走向方向作为无限延伸的二度体。

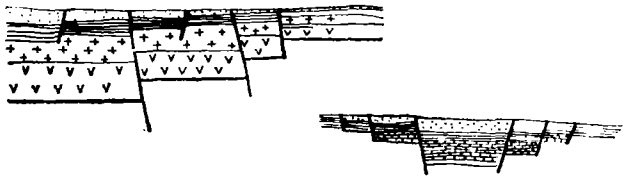


图 1

这种模型对于研究大陆和海洋的地壳结构，进行含油含盐盆地的密度分层，确定某些岩体和矿体的空间关系，甚至对于研究该区的地质发展历史都能提供重要的资料。类似这种模型在国外经实际应用均取得了较好的结果[4][5][6]。

计 算 公 式

在图1的组合模型中，地面上任意一点的重力值，是地下各个块对此点产生重力影响的总和。对单独的每个块都取作一个有限大小、截去顶部的四角棱锥体，如图2(a)所示。假定体内密度水平方向上没有变化，沿垂直方向密度随深度成线性变化，可写成：

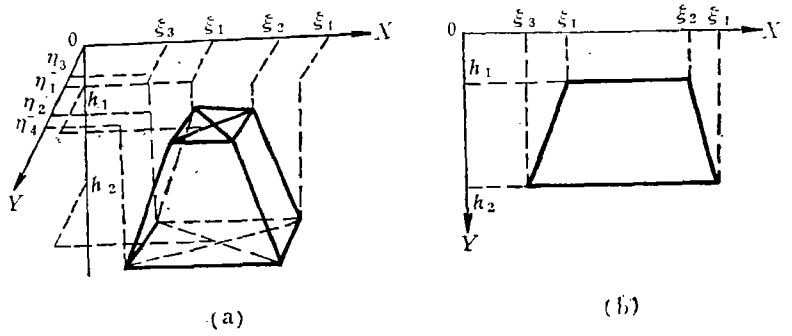


图 2 规则形体的座标

(a) 三度体；(b) 二度体

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

$$\sigma(\zeta)=\sigma+k(\zeta-h_1) \tag{1}$$

式中：σ—某个常密度，通常取作层的上界密度；$\sigma(\zeta)$—层的下界密度；k—密度随深度的变化系数；h_1—上顶面埋深。体内各点的座标用ξ，η，ζ表示，观测点的座标用x，y，z表示。文献[3]中已给出该四棱锥体的引力位及其微商，其中对我们最有意义的是

$$V(x,y,z)=f\int_{h_1-z}^{h_2-z}\int_{\eta'_H-y}^{\eta'_B-y}\int_{\xi'_H-x}^{\xi'_B-x}\frac{\sigma(\zeta')d\xi'd\eta'd\zeta'}{R} \tag{2}$$

$$V_z(x,y,z)=f\sigma\int_{h_1-z}^{h_2-z}\int_{\eta'_H-y}^{\eta'_B-y}\int_{\xi'_H-x}^{\xi'_B-x}\operatorname{arctg}\frac{\xi'\eta'}{\zeta'R}\Big|_{\xi'=\xi'_H-x}^{\xi'_B-x}\Big|_{\eta'=\eta'_H-y}^{\eta'_B-y}d\zeta'+$$
$$+fk\int_{h_1-z}^{h_2-z}(\zeta'+z-h_1)\Big|\operatorname{arctg}\frac{\xi'\eta'}{\zeta'R}\Big|_{\xi'=\xi'_H-x}^{\xi'_B-x}\Big|_{\eta'=\eta'_H-y}^{\eta'_B-y} \tag{3}$$

其中$\xi'=\xi-x$，$\eta'=\eta-y$，$\zeta'=\zeta-z$，因此$\sigma(\zeta')=\sigma+k(\zeta'+z-h_1)$

$$\begin{cases}\xi'_H=(h_1-\zeta'-z)\dfrac{\xi_1^2-\xi_3^2}{h_2-h_1}+\xi_1\\ \xi'_B=(h_1-\zeta'-z)\dfrac{\xi_2-\xi_4}{h_2-h_1}+\xi_2\\ \eta'_B=(h_1-\zeta'-z)\dfrac{\eta_1-\eta_3}{h_2-h_1}+\xi_2\\ \eta'_H=(h_1-\zeta'-z)\dfrac{\eta_2-\eta_4}{h_2-h_1}+\eta_2\\ R=\sqrt{\xi'^2+\eta'^2+\zeta'^2}\end{cases} \tag{4}$$

当$k=0$时，(3)式就是人们熟知的常密度锥形体（截顶）的重力公式。

可是，这种三度体所组成的组合模型在实际应用时十分复杂，在y轴方向上各块层的大小不等，延伸也不一样，参差不齐，为了补齐就得研究此方向上的不均匀性，这就大大增加问题的难度。但是，在单纯研究剖面上的结构时，可以简单地将各层块当作在y轴方向上无限延伸的二度体看待，由此所带来的误差并不大[4]。如果将剖面选择在垂直于地质体走向上的中间位置，其效果会更好些。

这样，我们来求在y轴方向上无限延伸、截面为不等腰梯形的变密度水平柱体(图2b)的重力表达式。

据(2)式，求z方向的微商得

$$\frac{\partial V(x,y,z)}{\partial z}=f\int_{h_1-z}^{h_2-z}\int_{\eta'_H-y}^{\eta'_B-y}\int_{\xi'_H-x}^{\xi'_B-x}\frac{\zeta'\sigma(\zeta')d\xi'd\eta'd\zeta}{(\xi'^2+\eta'^2+\zeta'^2)^{3/2}}$$
$$=f\int_{h_1-z}^{h_2-z}\int_{\xi'_H-x}^{\zeta'_B-x}\left[\int_{\eta'_H-y}^{\eta'_B-y}\frac{\sigma(\zeta')\zeta'}{(\xi'^2+\eta'^2+\zeta'^2)^{3/2}}d\eta'\right]d\xi'd\zeta' \tag{5}$$

首先对括号内的η'积分，在二维情况下令$\eta_B\to\infty$，$\eta_H\to\infty$，则

$$\int_{\eta'_H-y}^{\eta'_B-y}\frac{\sigma(\zeta')\zeta'}{(\xi'^2+\eta'^2+\zeta'^2)^{3/2}}d\eta'=\frac{2\sigma(\zeta')\zeta'}{\xi'^2+\zeta'^2}$$

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

代入（5）式，继续对ξ'积分

$$V_z(x,y,z)=f\int_{h_1-z}^{h_2-z}\left[\int_{\xi'_H-x}^{\xi'_B-x}\frac{2\zeta'\sigma(\zeta')}{\xi'^2+\zeta'^2}d\xi'\right]d\zeta'$$

$$=2f\int_{h_1-z}^{h_2-z}\left[\sigma+k(\zeta'+z-h)\right]\left|\operatorname{arctg}\frac{\xi'}{\zeta'}\right|_{\xi'=\xi'_H-x}^{\xi_n-x}d\zeta'$$

$$=2f(\sigma-kh)\int_{h_1-z}^{h_2-z}\left|\operatorname{arctg}\frac{\xi'}{\zeta'}\right|_{\xi'=\xi'_H-x}^{\xi'_B-x}d\zeta'+$$

$$+2fk\int_{h_1-z}^{h_2-z}(\zeta'+z)\left|\operatorname{arctg}\frac{\xi'}{\zeta'}\right|_{\xi'=\xi'_H-x}^{\xi'_B-x}d\zeta' \qquad (6)$$

通常，可以认为测点位于x线上，即可取$y=0$，$z=0$，则（6）式写成

$$V_z(x,0,0)=2f(\sigma-kh)\int_{h_1}^{h_2}\left|\operatorname{arctg}\frac{\xi'}{\zeta'}\right|_{\xi'=\xi'_H-y}^{\xi'_B-y}d\zeta'+2fk\int_{h_1}^{h_2}\zeta'\left|\operatorname{arctg}\frac{\xi'}{\zeta'}\right|_{\xi'=\xi'_H-x}^{\xi'_B-x}d\zeta' \qquad (7)$$

这就是我们使用的基本公式。

计 算 方 法

依据公式(7)对某一剖面作计算，是把该地质剖面划分成若干块段和层，由各块段来反映剖面上密度的横向变化，各层密度假定近似为随深度呈线性变化。计算是按段对每个层分别进行，即对剖面中的各个不等腰梯形的小块进行计算。当断层近直立时，小块截面将简化为矩形。

在剖面上每一观测点的理论值是每个块对该点理论值之和。改变观测点需重复上述计算，直到作出整条曲线。然后将此理论曲线与实测曲线对比，并进行需要的初始模型修改。如此重复直至理论曲线与实际曲线拟合至满足一定要求为止。这个过程需要解释者亲自参与，依据已掌握的资料按实际的可能性和经验来修改参数。

可以看出，上述计算理论曲线的过程将要耗费大量时间和空间。为此，我们对该模块作了编译处理，可以大大节约时间。一条250km的剖面，测点距若为10km时，在IBM370和IBM4341机器上的计算时间仅为4—8分钟。

众所周知，选择法的优点之一是能够从初始模型的确定到模型修改的整个过程中，充分使用较多先验的地质地球物理资料。但是，选择法不能保证解的唯一性，对解的精确性还缺少必要的检验方法。因此，在解决地壳构造问题时，需要依据本区和邻区地表地质及其它地球物理资料多方面提供信息，确定最初的模型。在这个过程中经验也起着重要作用。

为了避免边界效应的影响，剖面两端向两侧自然延伸尽量要长一些。实际计算中可各取剖面长度的一半即可。

应 用 实 例

我们选择了赣州—阳山的剖面进行计算。为了较好地确定初始模型，首先对剖面范围及

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

其附近的岩性作了具体分析，确定出本区的几个主要层位。然后采集标本500余块进行密度测定，确定密度变化范围（见图3），并对花岗岩作了重点研究。

同时，根据1:20万的地质图确定了本区各层的厚度（最大和最小厚度，平均厚度），并依据测震资料，确定深部各层以及莫霍面的大致深度。各块断的划分则主要利用地表地质填图的结果。剖面中的各层并不是按照固定的顺序排列，在不同的块段里可能缺失某些层，但同一层也可能出现在不同深度处。

实际资料表明，本区中新生代地层厚度小，尽管密度变化大，但对整条曲线影响并不大。上地幔密度的不均匀性与本区的岩浆活动、构造运动及成矿作用都有很密切的关系，也是必须考虑的因素。

根据上述情况，确定了初始模型，经修改，计算结果示于图3。由这个剖面计算得到的理论曲线与实测曲线吻合得较好（见图3）。

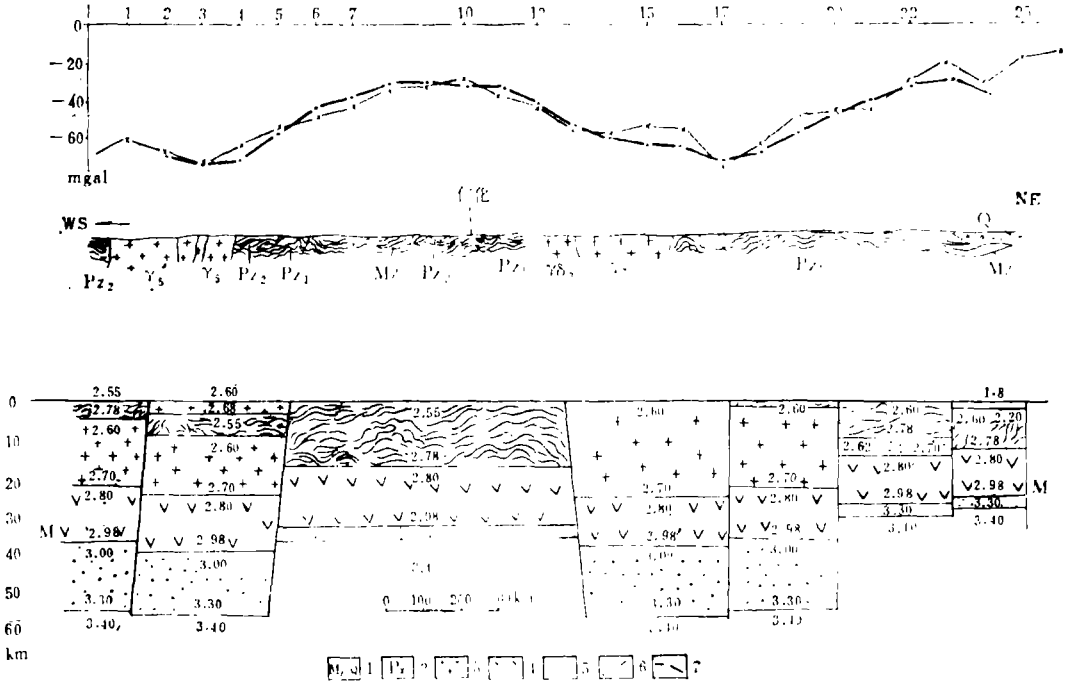


图 3　赣州—阳山地质地球物理剖面图

1—中新生代沉积，密度为1.7－2.30g/cm³；2—中生代古生代岩层，密度为2.55—2.78g/cm³；3—花岗岩层，密度为2.60—2.70g/cm³；4—玄武岩层，密度为2.80—2.98g/cm³；5—上地幔低密度部分，密度为3.00—3.30g/cm³；6—实测Δg曲线；7—理论Δg曲线

将此种剖面与地表填图出露岩性剖面结合一起分析，对该区的地壳结构有了较完整的认识，得到了与该区花岗岩活动有密切关系的深部信息：

①地表出露的花岗岩并非都是“有根的”，其厚度在不同地段里相差很大，有些花岗岩厚度超过了25km，有些地段却没有花岗岩。上地幔密度降低的地段花岗岩厚度较大。一般来讲，花岗岩出现在大断裂两侧，但也不尽然，这表明花岗岩不完全是深部侵入而成。

②由剖面可知，玄武岩层厚度变化不大。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

③地壳内各层并不都有明显的密度界面。莫霍面实质上是一个过渡带，这个带的厚度和成分是有变化的（见图3），在图3中莫霍面附近出现了厚度不同的低密度带。看来影响Δg形态主要是上地幔密度的不均匀性，莫霍面的起伏并不重要。

从地表和推断的结果来看，本区较大的断裂产状均较陡，近于直立，缓倾的断裂主要是浅部的小断裂，对整个地壳的作用不大，在模型中没有反映这类断裂。

结 论

1．目前重力资料解释中关于探讨莫霍面起伏的假设前提应当改进。本文提出的变密度多层组合体重力模型对于改变目前状况有积极意义。

2．实际应用结果表明，本方法对研究地壳构造或在局部地区研究多个地质体的相互关系能提供新的资料。但要取得正确的结果，减少解的非唯一性，应该充分利用多方面的已知资料。

3．对南岭花岗岩的重力资料解释结果说明，本区花岗岩既可能是在地壳内同熔生成的，也可能是来自深部（上地幔）的物质。花岗岩层的厚度变化较大。

4．本文涉及的方法不是完善的，为了简化计算所作出的多种假设，其近似程度还需作广泛的验证。

参考文献

〔1〕 Садовский,М. А.,Денщиков, В. А.,1982,О модели верхних слоев земной коры, Физика Земли,№ 9.

〔2〕 Старосенко, В.И.,Заворотько, А. Н., 1982, Решение обратных задач гравиметрии нескольких контактных поверхностн, Физика Земли, № 3.

〔3〕 Старостенко, В. И., Дядюра, В. А., Заворотько, А. Н.; 1975,Об интерпретации гравитационного поля методом подбора, Физика Земли, № 4.

〔4〕 Ремиелъ,Г. Г.; 1983, Алгоритмы подбора моделей многослойных сред по данным гравиметрии и магнитометрии, Геол. и геофиз. № 1.

〔5〕 Eoward.A. Du Bray; 1981, Gravity model and Structural imptications of the goddard pendant, Sierra Nevada, California, JGR Vol. 86, No.B10 pp. 9279—9286.

〔6〕 Kieckhefer, R. M., Moore, G. F. and Emmel, F. J.; 1981, Grustal structure of the sunda Forearc region West of Central sumatra from gravity data, JGR Vol. 86 No.B 8.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

GRAVITY MODEL OF COMBINATION BODY WITH VARIABLE DENSITIES AND ITS APPLICATION

Jiang Mei, Ouyang Youkang, Li Du
(*Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences*)

Abstract

New gravity model is urgently needed in place of the formerly-used two-layered model to achieve the purpose of interpreting correctly gravity data and obtaining results consistent with the real conditions. Based on the newest information and concept concerning crustal structure acquired through geologic and geophysical investigations, the authors suggest in the paper the application of crustal gravity model with variable density multi-layered structure. This model has the advantage of displaying different charateristics for diverse crustal layers in relatively simple forms. The latitudinal non-uniformity in a profile is determined by block. No apparent density interface exists betweent different layers; instead, there is gradient interface.

From these data, the theoretical formula for a horizontal prism with cross section of non-isosceles trapezoid has been deduced with the corresponding program compiled. The results of calculation made along Ganzhou-Yangshan of Jiangxi Province are quite in conformity with part of the data obtained form deep-seated seismic sounding. Practice shows that the choice of initial model is essential for acquiring satisfactory result.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net