

刘皓, 方盛明, 嘉世旭. 2011. 地震-重力联合反演及效果——以天津—北京—赤城地震探测剖面为例. 地震学报, 33(4): 443-450.

Liu Hao, Fang Shengming, Jia Shixu. 2011. Joint inversion of seismic and gravity data and its effect: Taking the Tianjin–Beijing–Chicheng seismic profile as an example. *Acta Seismologica Sinica*, 33(4): 443–450.

# 地震-重力联合反演及效果 ——以天津—北京—赤城地震探测剖面为例<sup>\*</sup>

刘 霞<sup>1,2),†</sup> 方盛明<sup>2)</sup> 嘉世旭<sup>2)</sup>

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

2) 中国郑州 450002 中国地震局地球物理勘探中心

**摘要** 充分运用地震与重力场不同方法的优点, 以天津—北京—赤城高精度、高分辨率人工地震探测剖面(DSS)为例, 采用地震解释模型结果为约束, 通过正反演拟合, 获得剖面上密度结构, 再对剖面两侧地震解释的模型结果重新进行拟合修正。实践表明, 用重力-地震相互约束开展联合反演, 可以克服单一方法存在的缺陷和不足, 使获得的结果更接近研究区的实际情况。

**关键词** 人工地震探测 正反演拟合 联合反演

doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2011.04.004 中图分类号: P313.2 文献标识码: A

## Joint inversion of seismic and gravity data and its effect: Taking the Tianjin–Beijing–Chicheng seismic profile as an example

Liu Hao<sup>1,2),†</sup> Fang Shengming<sup>2)</sup> Jia Shixu<sup>2)</sup>

1) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

2) Geophysical Exploration Center, China Earthquake Administration, Zhengzhou 450002, China

**Abstract:** This paper makes full use of the merits of different methods in analyzing seismic and gravity fields. Taking the Tianjin–Beijing–Chicheng high-precision and high-resolution deep seismic sounding profile (DSS) as an example and using the model of seismic interpretation as a constraint, the paper conducted forward and inverse data fitting and obtained the density structure of the profile. Then re-fitted and amended the model result of the seismic interpretation of both sides of the profile. Practice has shown that, with joint inversion of seismic and gravity data, the shortcomings and deficiencies of a single method are overcomed, so that the obtained results are closer to the actual situation of the studied area.

**Key words:** deep seismic sounding; forward and inverse data fitting; joint inversion

\* 基金项目 国家自然基金重点项目(40827001)资助. 中国地震局地球物理研究所论著 11AC1012.

收稿日期 2010-03-11 收到初稿, 2010-06-21 决定采用修改稿.

† 通讯作者 e-mail: liuxianwu2008@sohu.com

## 引言

在地球物理方法解释中,以波动理论为基础的地震方法,如地震宽角反射/折射,通过地震波传播过程中的运动学和动力学特性,以获得地壳不同深度界面及构造情况,其垂向分辨率相对较高(敬荣中等,2003);而以位场理论为基础的重、磁方法,其异常都是地下不同深度上密度、磁性差异的综合反映,垂向分辨能力不强,但仍然是地下介质的客观反映。在有条件开展地震探测工作的地区,针对地震波场与重力场各自特点,充分运用不同地球物理方法的优点,取长补短开展综合研究,更有利于揭示研究区实际地质体。对研究区采用已有地震资料进行约束,建立重力反演的初始模型,一方面能大大简化初始模型建立的繁杂过程,更重要的是能充分发挥人工地震探测(deep seismic sounding,简写为DSS)方法获得的层状界面深度和模型体相对准确的特点,拟合的密度参数能更好地逼近实际地质体情况。同时运用了重力场是对地质客体的综合反映的优点,对DSS剖面拟合及解释过程中存在的不足进行修正,使正反演结果及解释更加逼近实际情况。在此基础上,结合地壳速度、密度结构进行综合解释,无疑有助于更深入地开展对研究区地壳结构及构造的研究。

## 1 地震反演

地震反演的实现过程采用了Seis83程序,通过动力学射线追踪,对任意二维非均匀介质结构的地震波场的数字模拟来实现。它适用于包括有曲面、块状结构、尖灭层及隔离体等非均匀介质中的从源点到接收点的射线追踪和合成地震记录的计算。其过程是在模型规格化的基础上,计算出所要求各种类型的体波,对包括P波和S波的反射、回折、转换以及多次波等有着广泛的选择。震源可位于模型中任意位置,利用修改的试射法进行“点一点”射线追踪,获得射线在地面(或地表下某一界面)所要求的接收点的到时、振幅等。

在射线追踪过程中,采用

$$\begin{cases} \frac{dx_i}{dt} = v^2 p_i \\ \frac{dp_i}{dt} = v^{-1} \frac{\partial v}{\partial x_j} \end{cases} \quad i = 1, 2 \quad (1)$$

式中,  $t$  为沿射线的走时,  $x_i$  和  $p_i$  分别为笛卡尔坐标系和沿射线的慢度矢量的分量,  $v$  为传播速度,该系统用Runge-Kutta法解出(嘉世旭, 刘昌铨, 1988)。

2006年初中国地震局地球物理勘探中心在华北北部完成了一条高精度(小接收点距、密集炮距)、高分辨率的天津—北京—赤城长度为320 km的人工地震测深剖面,取得了丰富的地震资料(图1)。图2为嘉世旭等(2009)处理该剖面上SP-198炮点地震资料得出的射线追踪和走时拟合结果图,获得了该探测剖面地壳速度结构(图3)。

## 2 速度-密度转换

在已有的地震测深剖面上研究密度结构,可充分应用已有剖面的速度结果获得模型参数,并通过一定的转换关系得到物性参数的初始值是最常用的方法。早期的地震-重力综合

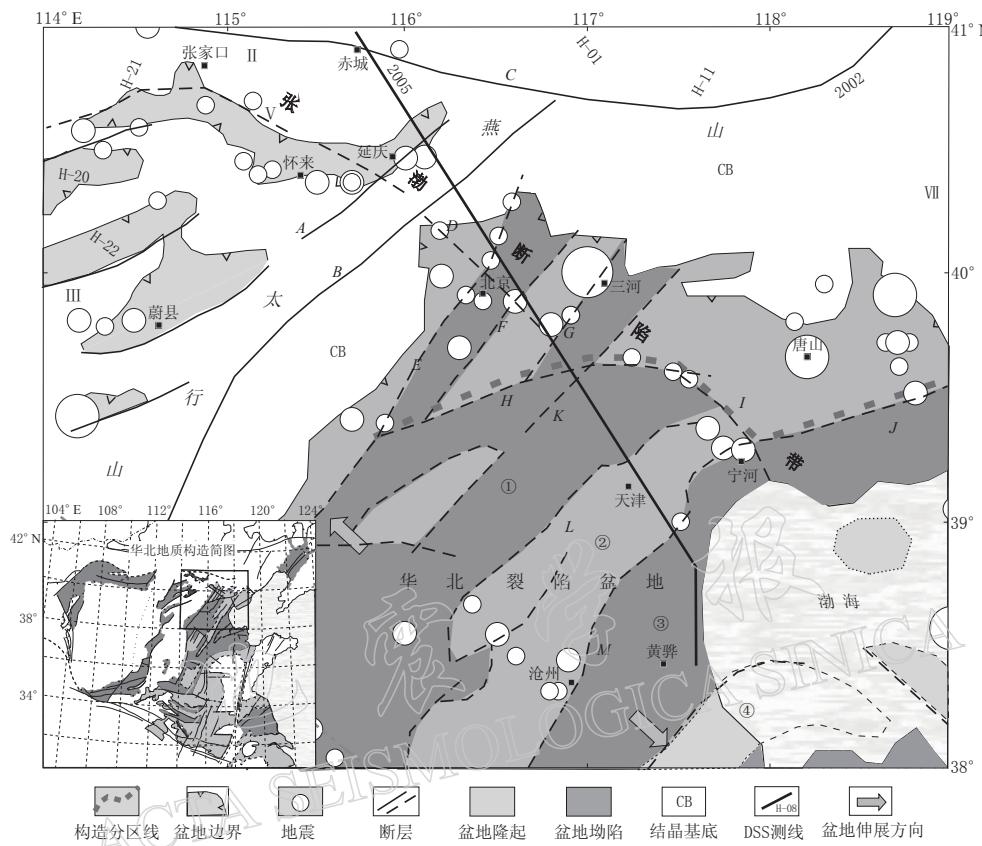


图1 华北东北部地质构造及DSS测线位置

① 冀中坳陷; ② 沧县隆起; ③ 黄骅坳陷; ④ 垦宁隆起; A: 延庆—蔚县断裂; B: 紫荆关断裂; C: 张家口—北票断裂; D: 南口—孙河断裂; E: 怀柔—涿县断裂; F: 南苑—通县断裂; G: 夏垫断裂; H: 宝坻—桐柏断裂; I: 蓟运河断裂; J: 宁河—昌黎断裂; K: 河西务断裂; L: 地层尖灭线; M: 沧东断裂

Fig. 1 Geological map and DSS lines in northeastern area of North China

① Jizhong depression; ② Cangxian uplift; ③ Huanghua depression; ④ Chengning uplift; A: Yanqing-Yuxian fault; B: Zijingshan fault; C: Zhangjiakou-Beipiao fault; D: Nankou-Sunhe fault; E: Huairou-Zhuoxian fault; F: Nanyuan-Tongxian fault; G: Xiadian fault; H: Baodi-Tongbai fault; I: Jiyunhe fault; J: Ninghe-Changli fault; K: Hexiwu fault; L: Stratum wedgeout; M: Cangdong fault

解释与联合反演大多是在相应地区给定速度-密度耦合关系式的情形下进行的，这种关系甚至被认为是地震-重力联合反演的基础。常用的速度-密度关系是伯奇(Birch)定律，即线性关系式。在研究沉积层构造时，偶尔也用加德纳(Gardner)方程，即指数关系式。

Barton(1986)的研究发现：在地壳较厚的大陆地区，用伯奇关系并不具有良好确定性的速度-密度关系，模型的重力值可以比实测重力异常大一个数量级。在研究地壳结构时，伯奇关系不能作为严格的约束。因为地球表层比地球深部具有更复杂的结构与更严重的不均匀性。若对传统的带先验关系(速度-密度关系)的反演进行修正，则可显著提高其应用能力。这种修正做法的关键有二：一是允许伯奇关系

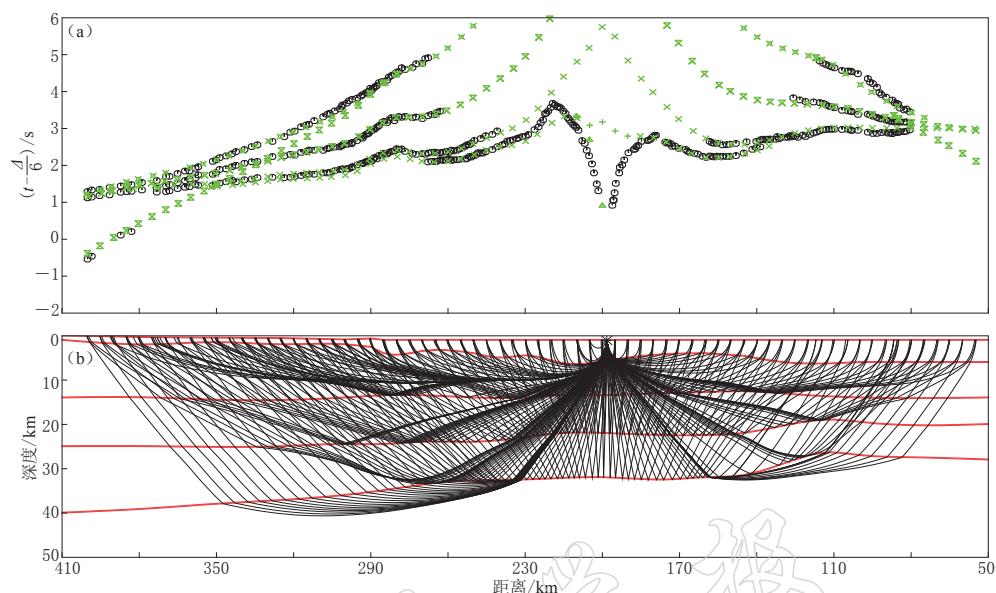


图 2 天津—北京—赤城地震剖面 SP-198 炮点走时拟合(a)和射线追踪(b)

图(a)中纵坐标的  $t$  为到时,  $\Delta$  为接收点到炮点的距离

Fig. 2 Travel time fitting (a) and ray tracing (b) of Tianjin–Beijing–Chicheng profile from DSS  
 $t$  in Fig. 2a is the arrival time,  $\Delta$  is distance between source and receiver

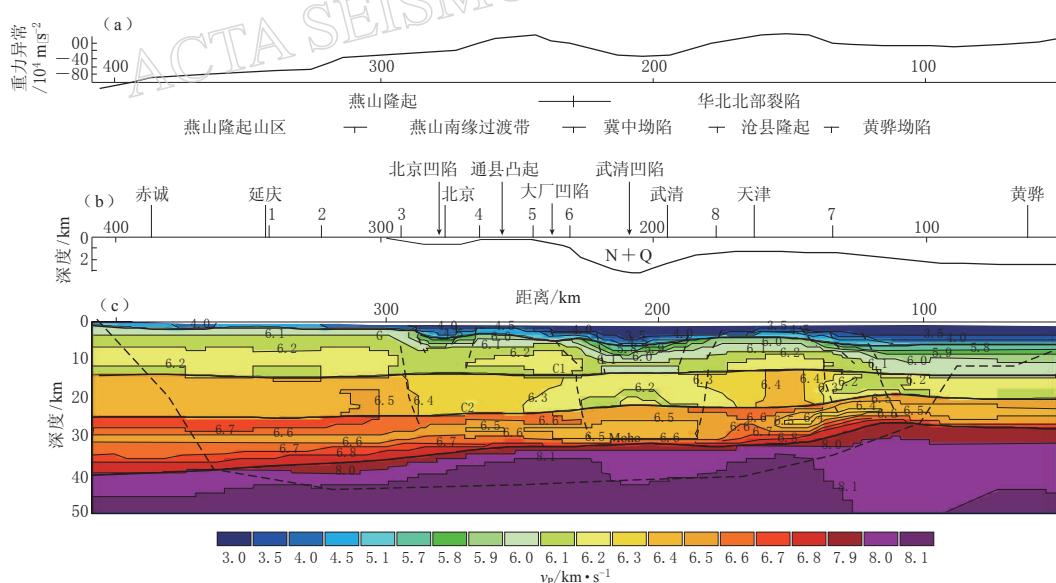


图 3 天津—北京—赤城地震测深剖面地壳构造图

(a) 布格重力异常; (b) 地表 N-Q 沉积构造; (c) 地壳构造. 1. 延庆—蔚县断裂; 2. 紫荆关断裂;  
 3. 怀柔—涿县断裂; 4. 南苑—通县断裂; 5. 夏垫断裂; 6. 宝坻—桐柏断裂; 7. 沧东断裂; 8. 地层尖灭线

Fig. 3 Crustal structure of Tianjing–Beijing–Chicheng profile deduced from DSS

(a) Bouguer gravity anomaly; (b) N-Q sediment; (c) Crustal structure. 1. Yanqing–Yuxian fault;  
 2. Zijingshan fault; 3. Huairou–Zhuoxian fault; 4. Nanyuan–Tongxian fault; 5. Xiadian  
 fault; 6. Baodi–Tongbai fault; 7. Cangdong fault; 8. Stratum wedgeout

$$\rho = av + b \quad (2)$$

的系数  $a$  与  $b$  不具确定值而带有  $\pm \Delta a$  与  $\pm \Delta b$  的偏差; 二是利用重力差值调节深度-速度模型(李雄, 1992).

冯锐等(1986)在对华北地区大量人工地震资料的研究中, 得出适合该区的波速-密度关系式

$$\begin{cases} \sigma = 2.78 + 0.27(v_p - 6.0) & v_p < 5.5 \\ \sigma = 2.78 + 0.56(v_p - 6.0) & 5.5 \leq v_p \leq 6.0 \\ \sigma = 3.07 + 0.29(v_p - 7.0) & 6.0 < v_p < 7.5 \\ \sigma = 3.22 + 0.20(v_p - 7.5) & 7.5 \leq v_p \leq 8.5 \end{cases} \quad (3)$$

利用天津—北京—赤城剖面地壳速度结果, 采用华北地区的波速-密度关系式, 建立了该剖面重力反演的初始密度模型(图 4).

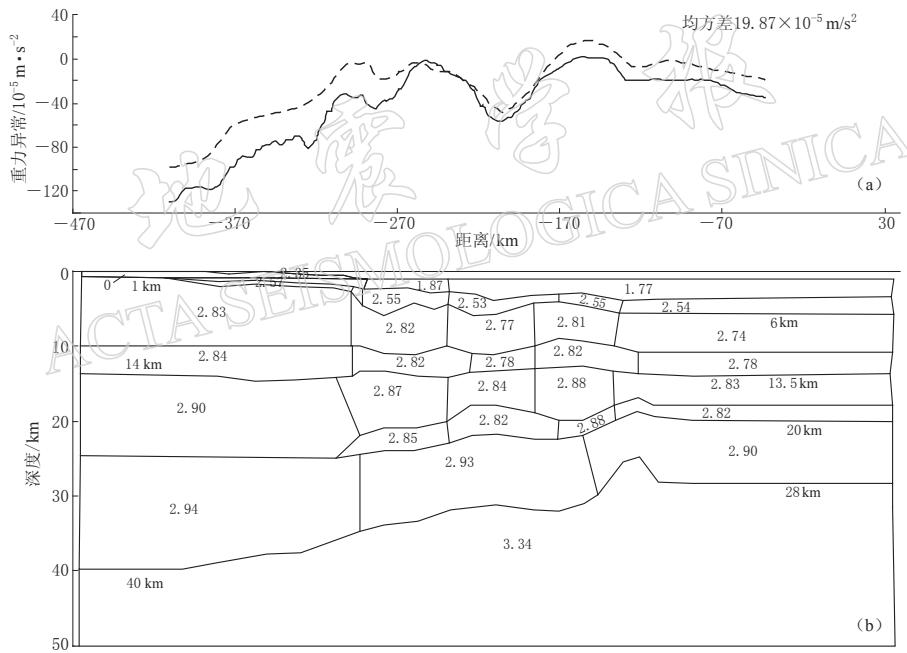


图 4 天津—北京—赤城剖面重力反演初始模型. (a) 重力拟合曲线; (b) 重力初始模型  
实线为实际观测曲线, 虚线为正演计算曲线, 地质体沿走向延伸 200 km

Fig. 4 Initial model of Tianjin-Beijing-Chicheng profile for gravity inversion.

(a) Gravity fitted curve; (b) Initial model of gravity  
Solid line denotes actual observation and dashed line stands for forward  
calculation. Geologic body extends 200 km along the strike

由图 4 我们可以看出, 初始模型得到的正演计算曲线与实际观测曲线在整体趋势上较为一致(正演计算值与实际观测值的均方差为  $19.87 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ), 表明该转换关系式较好地反映了华北地区的实际. 建立的模型和转换后的密度结果已基本接近可接受的密度模型, 为反演过程和开展实际地质解释奠定了基础.

### 3 地震-重力约束下的联合正反演

#### 3.1 重力场及反演

如图 5 所示, 二度半地质体相对于  $x$  轴向两边的延伸长度为  $L$ , 设过  $x$  和  $z$  轴的地质体截面的顶点坐标为  $(x_i, z_i)$ ,  $i=1, 2, \dots, N$ , 则该二度半地质体在原点产生的重力异常为

$$\Delta g = G \cdot \sigma \cdot \sum_{i=1}^N 2 \cos \varphi_i F(i) \quad (4)$$

$$F(i) = L \cdot \ln\left(\frac{u_{i+1} + R_{i+1}}{u_i + R_i}\right) - \omega_i \left[ \tan^{-1}\left(\frac{u_{i+1} \cdot L}{\omega_i \cdot R_{i+1}}\right) - \tan^{-1}\left(\frac{u_i \cdot L}{\omega_i \cdot R_i}\right) \right] + \\ u_{i+1} \cdot \ln\left(\frac{L + R_{i+1}}{r_{i+1}}\right) - u_i \cdot \ln\left(\frac{L + R_i}{r_i}\right) \quad (5)$$

$$\begin{bmatrix} u \\ \omega \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \varphi_i & \sin \omega_i \\ -\sin \varphi_i & \cos \omega_i \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x \\ z \end{bmatrix} \quad (6)$$

$$\varphi_i = \tan^{-1}\left(\frac{z_{i+1} - z_i}{x_{i+1} - x_i}\right) \quad (7)$$

$$r_i^2 = u_i^2 + \omega_i^2, r_{i+1}^2 = u_{i+1}^2 + \omega_{i+1}^2, R_i^2 = u_i^2 + \omega_i^2 + L^2, R_{i+1}^2 = u_{i+1}^2 + \omega_{i+1}^2 + L^2 \quad (8)$$

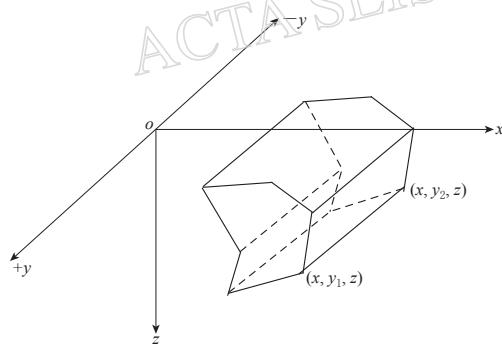


图 5 二度半地质体及坐标关系图

Fig. 5 2.5-D geological body and coordinate relation

测地球内部场源的空间展布, 一般分为模型参数反演和物性参数反演两种。实现过程通常采用自动曲线拟合算法, 利用最小二乘法使残差的  $L_2(L_2)$  范数极小。

#### 3.2 地震约束下的重力反演

人工地震宽角度反射/折射探测地壳结构, 利用了人工震源激发的反射波和折射波, 依据波的传播路径、旅行时间、强度及波形中所携带的地下介质的物理性质及地层界面的几何形态信息, 求得剖面经过地区的地层构造及速度值, 具有在纵向上对界面和断层有较好的分辨能力(方盛明等, 2006)。因此利用地震解释获得的天津—北京—赤城剖面各层块结果作为反演的初始模型应该比较接近实际。以该模型为约束, 拟合各层块密度, 再针对

式中,  $G$  为万有引力常数,  $\sigma$  为剩余密度,  $(u_i, \omega_i)$  为坐标轴以  $y$  为中心旋转  $\varphi_i$  之后, 顶点  $(x_i, z_i)$  的坐标,  $\varphi_i$  为  $x$  轴正方向与第  $i$  条边的正方向(即由第  $i$  个顶点至第  $i+1$  个顶点的连线)的夹角(Pedersen, 1977; Rasmusson, 1979)。

当场源物体是由多个多边形组合而成时, 重力异常可叠加而得

$$\Delta g(r) = \sum_{j=1}^M \Delta g_j(r) \quad (9)$$

式中,  $j$  为多边形标号,  $M$  为多边形总个数。

重力反演是利用地表观测到的重力值推

剖面两端人工地震拟合时因射线数不足对端部界面深度拟合不准的缺陷,用重力拟合对剖面端部界面深度进行拟合修改,使界面更为合理,实现地震约束下的联合反演,从而达到最好的地质解释效果。

#### 4 天津—北京—赤城剖面模型界面及密度参数拟合结果

采用上述方法对天津—北京—赤城剖面模型界面及密度参数进行了正、反演拟合,拟合均方差为 $1.77 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ,获得了天津—北京—赤城剖面修改后的层状界面分布结果和剖面各层块体的密度值(图 6)。

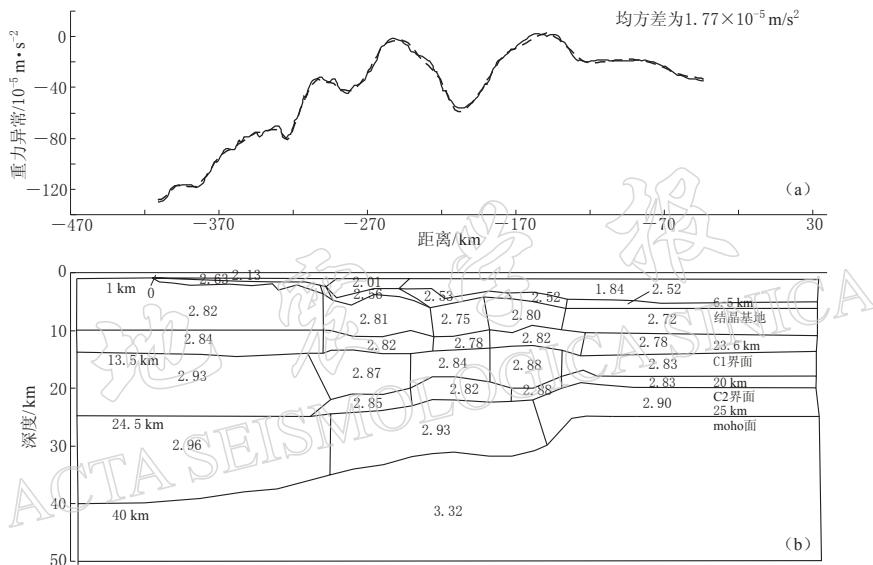


图 6 天津—北京—赤城剖面重力反演拟合图。(a) 重力反演拟合曲线; (b) 重力反演模型。实线为实际观测曲线,虚线为拟合曲线,地质体沿走向延伸 200 km

Fig. 6 Gravity inversion fitting of Tianjin-Beijing-Chicheng profile. (a) Gravity inversion fitted curve; (b) Gravity inversion model. Solid line denotes observation, dashed line marks fitted curve. Geological body extends 200 km along the strike

##### 4.1 剖面地壳密度结构

在地震探测获得的二维速度结构建立的模型基础上,反演得到了相应的二维密度结构(图 6),该拟合曲线与实际观测值有较好地拟合,均方差为 $1.77 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 。结果显示出纵向分层,随着深度的增加密度合理地递增;横向亦表现出分块特征,体现出横向密度的非均匀性。结晶基底:剖面西段延庆—怀来一带上部密度为 $2.13 \text{ g/cm}^3$ ,底部密度为 $2.60 \text{ g/cm}^3$ ;华北裂陷盆地(冀中凹陷、黄骅凹陷,沧县隆起)上部密度为 $1.84 \text{ g/cm}^3$ ,下部密度为 $2.52 \text{ g/cm}^3$ ,中段过渡带上部密度为 $2.01 \text{ g/cm}^3$ ,下部密度为 $2.53 \text{ g/cm}^3$ ;C1界面:燕山隆起区密度为 $2.82$ — $2.84 \text{ g/cm}^3$ ,华北裂陷盆地密度为 $2.72$ — $2.78 \text{ g/cm}^3$ ,中段过渡带密度为 $2.75$ — $2.82 \text{ g/cm}^3$ ;C2界面:燕山隆起区密度为 $2.93 \text{ g/cm}^3$ ,向东密度不断减小,进入南段华北裂陷盆地密度在 $2.82$ — $2.84 \text{ g/cm}^3$ 之间变化,底部有个密度为 $-0.1$ — $-0.2 \text{ g/cm}^3$ 的逆转。表明重力反演结果与地震解释的速度结构有较好的一致性。莫霍面:莫霍面以下密度值为 $3.32 \text{ g/cm}^3$ ,界面深度在东段有强烈抬升,埋深仅 $25 \text{ km}$ 。

## 4.2 地壳界面拟合结果

天津—北京—赤城人工地震测深剖面由于采用密集炮和小点距观测，获得了高精度高分辨率的不同界面深度的地震解释结果。采用这一模型，重力拟合较好，表明了分层与界面深度有较好地吻合。但在该 DSS 剖面两端，受观测系统不完善、射线数不足的影响，使解释的界面深度和速度值的可信度降低。因此用反演拟合获得的密度值对剖面两端界面深度进行了重新拟合修正。剖面西北燕山隆起区结晶基底埋深约为 1—3 km，比地震解释结果稍深(1—2 km)，可能是因为进入燕山隆起区，结晶基底出露地表，经长期的风化作用，风化深度比预期的要深。在 DSS 剖面东部莫霍面，原地震解释剖面可能因为向南折转等原因深度为 28 km，而重力拟合结果为 25 km 左右，并向东延至渤海。这一结果似乎更为合理。

## 5 结论

通过天津—北京—赤城 DSS 剖面速度和密度结果，证实了冯锐等总结的速度-密度转换关系符合华北地区实际情况。同时采用重力、地震解释结果相互约束和正反演拟合，获得了天津—北京—赤城 DSS 剖面上的密度结构，显示出纵向分层随着深度的增加密度合理地递增，横向表现出分块特征，体现出横向密度的非均匀性。并采用较为合理的更接近实际的密度模型，在整条 DSS 剖面上分层与界面深度拟合较好；同时用反演拟合获得的密度值对剖面西北侧结晶基底和剖面东侧莫霍界面深度重新进行了修正，从而改善了 DSS 剖面两端因观测系统不完善、射线数不足导致解释的界面深度和速度值不准确的弊端。实践表明，用重力-地震相互约束开展联合正反演，可以克服单一方法存在的缺陷和不足，使获得的结果更接近研究区的实际情况，比用单一地球物理方法有更好的效果。

## 参 考 文 献

- 方盛明, 张先康, 刘保金, 段永红, 徐锡伟, 张永超. 2006. 城市活断层地震勘探的最佳组合方法与应用研究[J]. 地震地质, **28**(4): 646–653.
- 冯锐, 严惠芬, 张若水. 1986. 三维位场的快速反演方法及程序设计[J]. 地质学报, **60**(4): 390–403.
- 嘉世旭, 刘昌铨. 1988. 动力学射线追踪方法及其在二维非均匀介质理论地震图计算中的应用[M]. 北京: 地质出版社: 277–286.
- 嘉世旭, 张成科, 赵金仁, 方盛明, 刘志, 赵俊猛. 2009. 华北东北部裂陷盆地与燕山隆起地壳结构[J]. 地球物理学报, **52**(1): 99–110.
- 敬荣中, 鲍光淑, 陈绍裘. 2003. 地球物理联合反演综述[J]. 地球物理学进展, **18**(3): 535–540.
- 李雄. 1992. 地震-重力联合反演: 不同的实现方式[J]. 天然气地球科学, **3**(5): 37–42.
- Barton P J. 1986. The relationship between seismic velocity and density in the continental crust: A useful constrain? [J]. *Geophys J R Astr Soc*, **87**(1): 195–208.
- Pedersen L B. 1977. Interpretation of potential field data, a generalized inverse approach[J]. *Geophys Prosp*, **25**(5): 199–230.
- Ramussen R. 1979. End correction in potential field modeling[J]. *Geophys Prosp*, **27**(4): 749–760.