

# 天水地区重力剖面测量结果与地壳结构

郭守年 徐敬文 孟万辉  
王力 彭晓君 孟夏

(国家地震局兰州地震研究所, 兰州 730000)

**摘要** 本文介绍了1990年期间在天水地区的重力剖面测量结果,以及用多层变密度直接反演法得到的该区地壳密度分层结构。结果表明,除近地表的沉积层外,该区地壳在纵向上可分为上、中、下三层,其各层的平均密度为2.61、2.66、2.80 g/cm<sup>3</sup>,各层底面的平均深度分别为16、28、45 km,且各层在横向和纵向上变化都比较剧烈。

**关键词:** 甘肃 重力测量 密度界面反演 地壳结构

## 1 引言

甘肃天水地区处于中国中部南北地震带北段与中段的交接地带。该地区地震活动强烈,1654年曾发生过8级大震。该地区的地壳结构如何,是许多学者特别是地震学者所关注的问题之一。一些学者利用人工地震测深方法给出了不少多层地壳结构的实例,然而利用重力资料反演多层地壳结构,特别是多层变密度结构仍然是一个探索性的课题。为了在这方面进行探索,我们在天水地区施测了三条重力剖面,对测量结果用多层变密度直接反演法计算,依据计算结果研究了该区地壳的密度分层结构。

## 2 资料的获取与处理

三条剖面是根据工作需要及实地条件布设的。其中I号剖面西起漳县的高家沟,东至张家川县城,全长约178 km,布设45个测点;II号剖面北起秦安的张家坡,南至成县的折家庄,全长约138 km,布设测点31个;III号剖面东南起于徽县的山神庙,西北至武山县城,全长约163 km,布设38个测点。三条剖面总长约479 km,平均点距4.2 km。剖面及测点具体分布情况如图1所示。

施测中采用2台进口石英弹簧重力仪同步观测,这两台仪器型号分别为Worden-1143(美国产)和CG-2-327(加拿大产)。施测前在兰州七道梁重力格值标定场(国家级)对仪器进行了全测程分段格值标定。

为了控制测量误差,我们利用在该地区布设的用于地震监测预报的流动重力网测点作为控制点。这些测点的点距为十几公里至30 km不等,多年来使用2台Lacost仪重复观测,各点的观测精度优于 $20 \times 10^{-8} \text{ ms}^{-2}$ 。对于分布在流动重力网以外的江洛—徽县和秦安—张家川两测线用两台Lacost重力仪提前建立了控制点。

以两台仪器的互差和实测值与控制点之间的附合差对精度作评估。测点平面座标从五

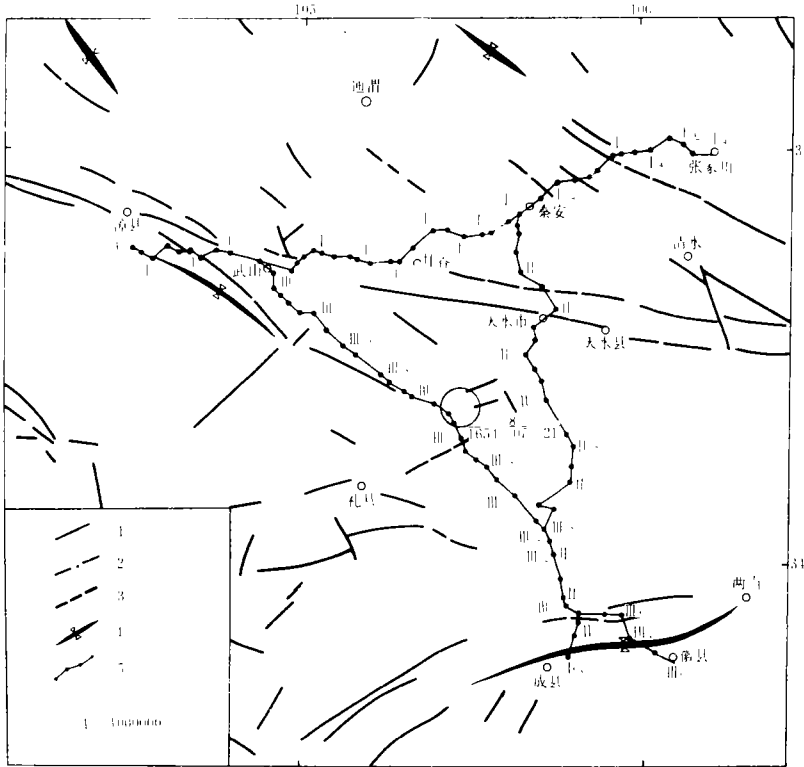


图 1 重力剖面及点位分布图

1. 断裂； 2. 推测断裂； 3. 隐伏断裂； 4. 向斜； 5. 重力点及测线

Fig. 1 Distribution of gravity profiles and point positions.

万分之一地形图上量取,其误差为±100 m。测点高程也由地形图上量得。为了使测点高程量读相对准确,在选取重力点位时,尽量靠近地形图上的高程点,这些点的高程精度优于±0.5 m;另一些附近无高程注记的点,尽量选取在相对平坦、地形图上的等高线不太密集之处,高程误差约为±2 m。由地形图上量读的测点高程和平面位置精度虽然不高,但还是可以满足供地质解释的要求的。

在资料处理中,我们参照中华人民共和国地质矿产部 1983 年颁发的《区域重力调查技术规定》<sup>(1)</sup>。测点在大地水准面上铅垂投影点的正常重力值  $\gamma_0$  采用 Helmert(1901—1909)公式计算,即

$$\gamma_0 = 978030(1 + 0.005302 \sin^2 \varphi - 0.000007 \sin^4 \varphi) (10^{-5} m s^{-2})$$

地形改正值和中间层改正所用的岩石密度值  $\sigma$  统一采用  $2.67 g/cm^3$ 。高度改正值  $\delta H$ 、布格改正值  $\delta B$ 、自由空间异常值  $\Delta g F$  和布格异常值  $\Delta g B$  的计算公式分别为:

$$\delta H = [0.3086(1 + 0.0007 \cos 2\varphi) - 0.72 \times 10^{-7} H] H (10^{-5} m s^{-2})$$

$$\delta B = \{ [0.3086(1 + 0.0007 \cos 2\varphi) - 0.72 \times 10^{-7} H] - 0.0419\sigma + 0.02095\sigma H/a \} H (10^{-5} m s^{-2})$$

$$\Delta g F = g - \gamma_0 + \delta H$$

$$\Delta g B = g - \gamma_0 + \delta B$$

式中  $\varphi$  为测点纬度;  $H$  为测点海拔高程;  $g$  为测点重力值;  $a$  为圆域地形改正的半径。

局部地形改正采用圆域手算方法<sup>[2]</sup>, 其改正的半径为 167 km。计算结果表明, 局部地形改正值最大为  $6.8 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ , 最小为  $0.7 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ , 平均为  $2.8 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ , 相邻测点之间的差别可达  $5.3 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ 。根据实测情况, 各项精度估算值如下(单位  $10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ ):

布格异常总精度	重力观测精度	布格改正均方差	地形改正均方差	正常改正均方差
1.3	0.06	0.8	1.0	0.2

将处理结果绘制成剖面图, 如图 2 所示。

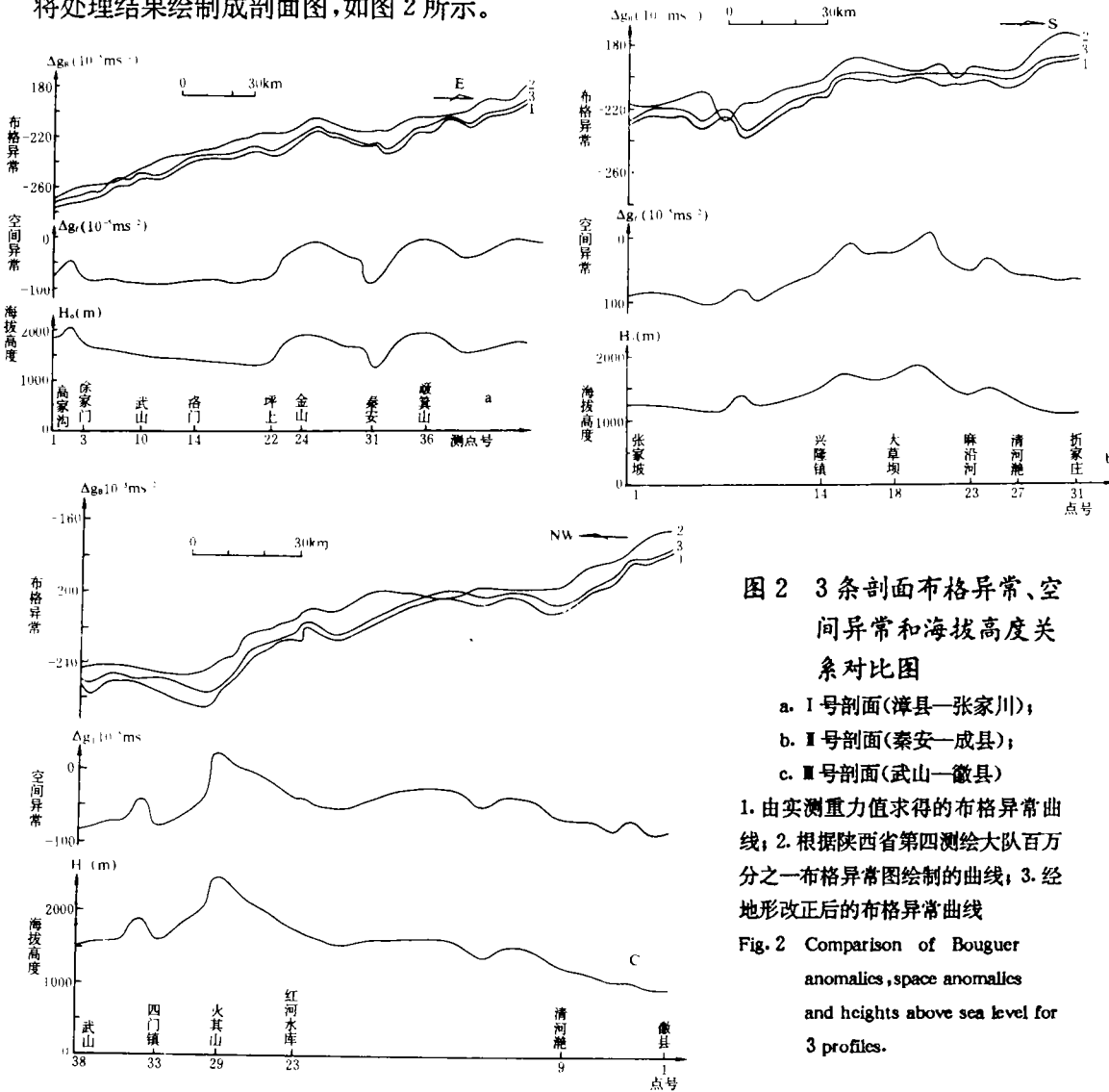


图 2 3 条剖面布格异常、空间异常和海拔高度关系对比图

- a. I 号剖面(漳县—张家川);
- b. II 号剖面(秦安—成县);
- c. III 号剖面(武山—徽县)

1. 由实测重力值求得的布格异常曲线;  
 2. 根据陕西省第四测绘大队百万分之一布格异常图绘制的曲线;  
 3. 经地形改正后的布格异常曲线

Fig. 2 Comparison of Bouguer anomalies, space anomalies and heights above sea level for 3 profiles.

将测量所得的布格异常曲线与五十年代编的百万分之一的布格重力异常图相比较, 可以发现两者曲线形态基本一致。但仔细看可以发现二者相差大约  $13-14 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$  的常量。这是因为五十年代我国采用的是 1904 年的波茨坦系统, 基点值为  $981274 \pm 3 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ <sup>[4]</sup>, 而本次测量结果采用的是“1971 年国际重力标准网”, 波茨坦的新值为  $981260.19 \pm$

$0.17 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2(5)}$ 。除了上述常差以外,还可以发现,曲线在一些局部地方是有区别的。我们估计主要原因是 50 年代施测的精度较低、测点较稀和内插的结果较粗糙。因此,在今后应用重力法研究中小范围的深部构造时,进行剖面测量是必要的。

### 3 重力异常与地质构造

地面重力场的分布特征是地球形状和内部介质状态的反映,在地壳构造研究中往往更着重于区域的和局部的异常特征<sup>(4,6,7)</sup>。

I 号剖面重力测量值由西向东大约从  $-270$  增加到  $-200 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ , II 号剖面重力测量值由北向南大约从  $-230$  变化到  $-190 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ , III 号剖面重力测量值大约从  $-250$  逐渐变到  $-180 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ ,这些表明由西向东、由北向南测区地壳厚度逐渐变薄。

经地形改正后的布格异常曲线的局部异常形态主要反映了深大断裂和高密度地质体的分布。深大断裂往往处于局部重力异常梯度带上。I 号剖面 7—12 号测点之间曲线的起伏,可能反映了深部断裂的存在,也可能反映了秦岭褶皱系与祁连褶皱系之间的分界线。

自由空气异常也同样可为大地构造、地下物质分布以及地壳结构等研究工作提供有用的信息,还可把它近似看作补偿深度为零的均衡异常<sup>(8)</sup>。它主要随地形的变化而变化。从图 2 可以看出,自由空气异常曲线与测点的海拔高度变化曲线相关性很好。如图 3 所示, I 号剖面 1—13 号测点的自由空气异常和高程的相关直线的斜率与 14—45 号测点的相关直线的斜率有较大的差别,这反映了 1—13 号测点与 14—45 号测点所处的构造单元有所不同。同样, II 号、III 号剖面也存在类似的现象。

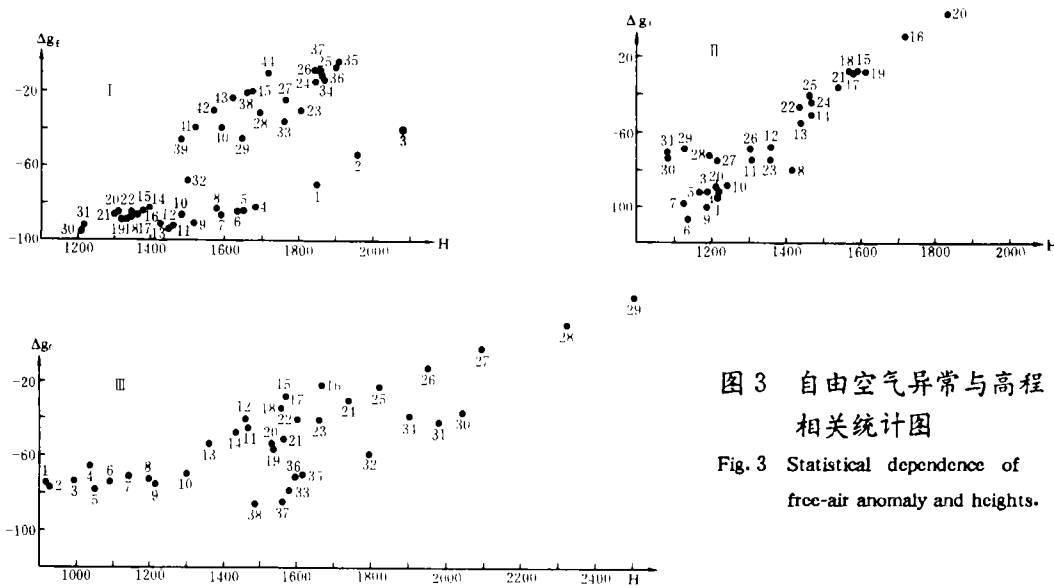


图 3 自由空气异常与高程相关统计图

Fig. 3 Statistical dependence of free-air anomaly and heights.

### 4 多层变密度直接反演法及剖面反演初步结果

对重力资料的反演,本文尝试采用多层变密度的直接反演方法<sup>(9,10)</sup>。该方法的基本原理是构造密度-深度函数,使计算重力异常和实测异常达到最佳拟合。在反演时,可取密度随所在的单元位置不同而变化,而在单元内部则视为常量;或者采用三次样条函数作为密度-深

度函数,其表达式为:

$$\Delta\rho(z)=a_k+b_k(z-z_k)+c_k(z-z_k)^2+d_k(z-z_k)^3$$

其中节点上的  $\rho(z)$  或  $\Delta\rho(z)$  分布可以由浅层岩芯、野外标本或中深度波速-密度转换分别得到。

统一的原始模型如图 4 所示,则地面上任一点  $i$  的理论重力异常  $\Delta G_n$  为:

$$\Delta G_n = \sum_{k=1}^N \sum_{j=1}^{IP} \Delta G_{kj} [\Delta\rho(X_j, \zeta_{kj}), X_i, X_j, \zeta_{kj}]$$

式中  $\Delta G_{kj}$  为第  $k$  层第  $j$  单元在地面  $i$  点的重力效应;  $\Delta\rho(X_j, \zeta_{kj})$  为第  $k$  层第  $j$  单元的界面余密度;  $X_i, X_j$  为地点  $i$  点和第  $j$  单元的中心座标;  $\zeta_{kj}$  为第  $k$  界面第  $j$  单元的深度;  $IP=(m+1)/2$  为每一层划分的单元数。

若  $G_t, G_p$  分别代表理论和实际重力异常,则使目标函数

$$F = \frac{1}{2} G^T G$$

为极小,可求出反演结果。其中

$$G = [G_1, G_2, \dots, G_m]$$

$$G_i = G^i - G^p$$

根据上述思路和公式,选择适当的计算方法,在 VAX-11 计算机上编制计算程序,先用理论模型检验了程序的正确性。反演计算前对实测的数据进行了内插和平滑等预处理。

在反演计算中,采用固定深度反演密度分布和固定密度反演界面的深度二种算法。从计算效果来看,前者的结果好于后者。图 5 是以人工地震资料给出的界面深度为基础,根据重力资料反演出的密度分布结果。密度初值是根据人工地震的波速资料按以下经验关系式

$$\rho = 0.768 + 0.301 V,$$

转换得到的<sup>[12]</sup>。莫氏面的深度取原有的地震测深的平均结果<sup>[11]</sup>,上地幔密度值取  $3.27 \text{ g/cm}^3$ 。

从图 5a 中 I 号剖面结果来看,地壳内部的密度分布是不均匀的。从纵向看,总的趋势是随深度增加密度逐步增大,但也有异常的低密度层位出现,如从甘谷附近 20 号测点到 45 号测点之间,在平均深度为 16.5—20 km 的层位上出现一低密度层,由东向西该层密度由  $2.56$  变化到  $2.51 \text{ g/cm}^3$ ,比上地壳平均密度  $2.61$  和中地壳的平均密度  $2.66$  明显偏低。这一低密度层与人工地震测深得出的低速层是相符的。从横向看,下地壳的密度变化比较剧烈。21 号测点附近的密度值最低,为  $2.74$ ,从该测点向东密度值逐渐增加,在 45 号测点附近密度值为  $2.90$ 。由 21 号测点向西密度值也逐渐增加,在 1 号测点附近密度值为  $2.81$ 。中地壳的密度最高、最低值的位置有所变化,最低值为  $2.64$ ,在 31 号测点附近,最高值有两处,一处东端 45 号测点附近,一处 3 号测点附近。

图 5b 中 II 号剖面也反映了地壳内部的密度分布的不均匀性。在该剖面范围内,上地壳的密度分布从南端的  $2.56$  增加到北端的  $2.59$ 。中地壳的密度分布较均匀,但也有起伏变

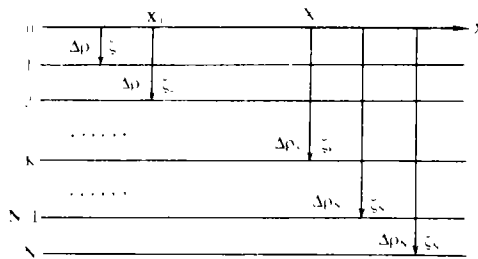


图 4 N 层变密度模型图解  
Fig. 4 The model of N-layers variable densities.

化。在14号测点以北剖面范围内的上、中地壳之间,也夹着一个低密度层,深度约14.5 km—19.5 km,厚度约为5 km,其密度从北端的2.52向南逐步降到2.47,比上地壳平均密度2.58和中地壳的平均密度2.62明显偏低。下地壳的密度最高值为2.82,在15号测点附近。最低值为2.75,在9号测点附近。

图5c中Ⅲ号剖面的结果表明,地壳内部纵向上密度随深度增加而增大,没有出现异常低密度层。该剖面西北端上地壳的密度为2.62,沿剖面向东南方向密度逐渐变低,至东南端密度值为2.56。中地壳的密度变化也有同样的趋势,西北端密度值为2.67,东南端的密度值为2.62。下地壳的密度分布变化较明显,最低值为2.78,在东南端,最高值为2.82,在24号测点附近,沿剖面由24号测点向西北方向,密度分布经历了下降—上升的变化过程。

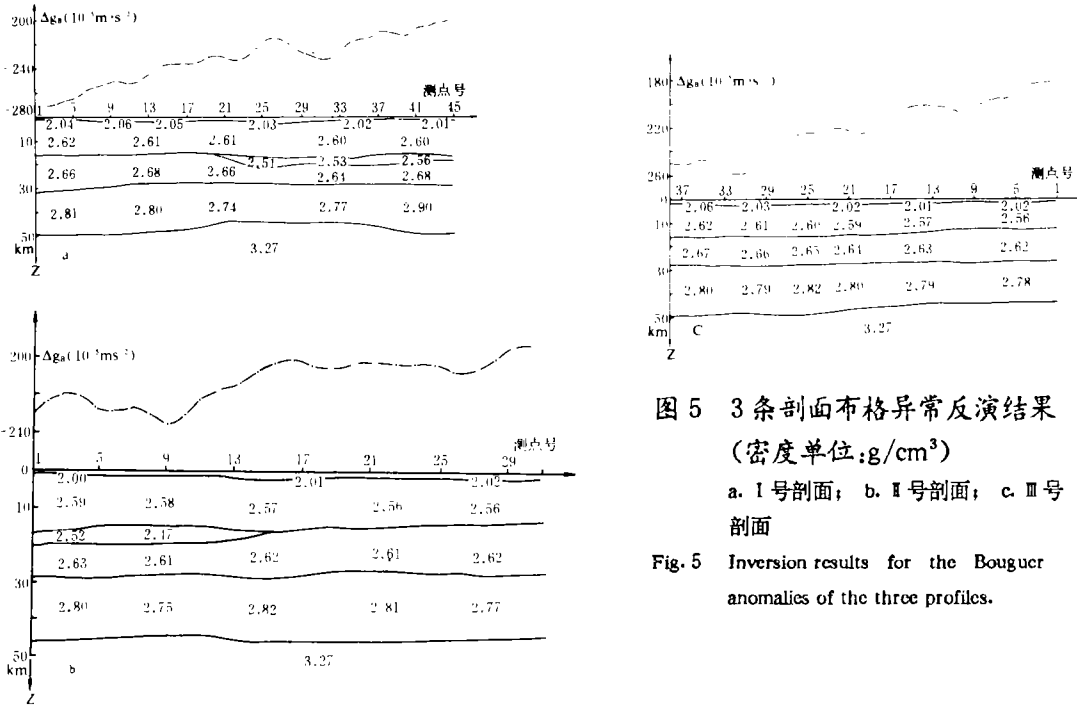


图5 3条剖面布格异常反演结果 (密度单位:g/cm<sup>3</sup>)

a. I号剖面; b. II号剖面; c. III号剖面

Fig. 5 Inversion results for the Bouguer anomalies of the three profiles.

以上三条剖面的密度反演结果是在计算值与实测值的拟合均方差小于  $10^{-5}ms^{-2}$  时停止迭代的前提下得到的。由于重力场的多解性,加之实测数据较有限,所以与实测数据拟合到一定程度的模型就不是唯一的。因此单靠重力一种资料反演的不确定性较大,因而必需将重力资料和其他资料相配合,进行联合反演和综合解释,才能得出比较符合实际情况的模型。

### 5 几点结论

(1)为了研究区域性的地壳结构,进行一定数量的重力剖面测量是必要的。在山区对重力测量值进行局部地形改正,可使布格异常的总精度达到  $\pm 1.3 \times 10^{-5} ms^{-2}$ 。

(2)多层变密度直接反演方法是可行的。为了减小解的非唯一性,应将重力资料和其他

资料一起进行联合反演和综合解释。

(3)从本次重力剖面测量结果来看,除了近地表 0.5—2.5 km 的沉积层以外,研究区域的地壳密度结构可分为上、中、下三层。其中上地壳底面埋深约 16 km,密度在 2.56—2.62 g/cm<sup>3</sup> 之间变化;中地壳底面埋深约 28 km,密度在 2.61—2.68 g/cm<sup>3</sup> 之间变化;下地壳底面即莫氏面的埋深在 43 km 到 49 km 之间变化,密度在 2.74—2.90 g/cm<sup>3</sup> 范围内变化。部分地区在上、中地壳之间存在有低密度层,深度在 14 km—21 km 左右,密度在 2.47—2.56 g/cm<sup>3</sup> 范围变化。1654 年 8 级大震的孕震区是否与这一低密度层有关有待进一步研究。

(本文 1994 年 6 月 25 日收到)

### 参考文献

- 1 中华人民共和国地质矿产部. 区域重力调查技术规定. 北京:地质出版社,1983. 30—31
- 2 武汉测绘学院天文与重力测量教研组. 大地重力学. 北京:中国工业出版社,1961. 140—147
- 3 方俊. 重力测量与地球形状学(上册). 北京:科学出版社,1965. 196—217
- 4 李瑞浩. 重力学引论. 北京:地震出版社,1988. 363
- 5 郭有光,等. 高精度绝对重力仪观测研究. 地球物理学报,1990,33(4):447—453
- 6 ПН 克鲁泡特金,等. 大陆与大洋的重力异常及其对大地构造的意义. 北京:科学出版社,1963. 17
- 7 成福元,等. 用重力方法研究松滋拗折带的地下构造. 地壳变形与地震,1991,11(3)
- 8 孟令顺,等. 新疆叶城—西藏狮泉河重力剖面与地壳结构. 地球物理学报,1990,33(6):670—677
- 9 陈胜早. 用多层变密度直接反演法研究下扬子地区的岩石圈构造. 地球物理学报,1989,32(1):20—33
- 10 陈胜早. 多层变密度模型与壳幔结构研究. 中国科学(B 辑),1989,(9),991—1000
- 11 国家地震局《深部物探成果》编写组. 中国地壳上地幔地球物理探测成果. 北京:地震出版社,1986
- 12 张少泉. 地球物理学概论. 北京:地震出版社,1988. 179

### SURVEYING RESULTS OF GRAVITY PROFILES AND CRUSTAL STRUCTURES IN THE TIANSUI AREA, GANSU

Guo Shounian, Xu Jingwen, Meng Wanhui, Wang Li, Peng Xiaojun and Meng Xia

(Earthquake Research Institute of Lanzhou, SSB, Lanzhou 730000)

#### Abstract

In this paper, the gravity profile survey in the Tianshui area in 1990 is introduced. The surveying results are calculated by direct inversion method of variable densities. In the area, the crustal structure, besides the sedimentary layers near surface, includes three layers, i. e. the upper, middle and lower crusts with the average densities of 2.61, 2.66 and 2.80 g/cm<sup>3</sup>, respectively. The average bottom depths are 16, 28 and 45 km respectively, and the layers have considerable variations in both lateral and vertical directions.

**Subject words:** Gansu, Crustal structure, Gravity survey, Density-interface inversion