

攀西地区的重力均衡与地壳密度结构

叶正仁 谢小碧

(中国科学院地球物理研究所)

摘 要

攀枝花—西昌地区地处南北地震带,而且其中可能包含一个大陆裂谷带。因此研究该区的地壳均衡及密度分布具有重要意义。本文运用均衡响应函数的方法,由该区的布格重力异常和地形资料得出均衡响应函数,并依此反演了地壳和上地幔中补偿密度的分布。结果表明,该地区的地壳基本上已达到均衡,且用局部均衡模式较之区域均衡模式能更好地逼近实际资料。所得均衡深度约为 40km,补偿密度主要分布在地壳中 10 至 30km 深度处,40km 之下补偿密度基本为零。

一、引 言

众所周知,山区的布格重力异常往往是负值,且与地形呈负相关关系,由此导出地壳均衡的概念,即大地水准面以上的质量过剩被地壳、甚至上地幔的质量亏损所补偿。

目前存在着两种不同性质的均衡模式。一种是局部均衡模式,其中包括 Pratt 模式及 Airy 模式,尽管它们在机制上有所不同,但具有一个共同点,即地形负载仅仅对其铅垂下方的地壳物质发生影响,与周围无关。换言之,某点的补偿密度仅由该点铅垂上方的地形负载确定。另一种是区域均衡模式,认为地形负载的影响散布于某一区域内。一个最经常使用的区域模式即为弹性板模式:一个薄的弹性板位于流体层上面,地形负载使其产生挠曲而产生相应的重力异常。

布格异常包含了地球内部补偿密度分布的信息,尽管不能唯一地确定它,然而,只要我们就某一地区的均衡模式作些判断和假设,便可根据布格异常和地形资料来反演地壳密度结构。

攀西地区处于南北地震带上,而且其中可能包含一个大陆裂谷带。显然,探讨该区的地壳均衡及密度分布是很有意义的。本文利用该区域的布格重力异常和地形资料求得该区的均衡响应函数,并依此反演了地壳及上地幔中补偿密度的可能分布。结果表明,该区域的地壳基本上已达到均衡,且用局部均衡模式较之区域模式能更好地拟合实际资料,均衡深度约为 40km。在此深度之下,补偿密度基本为零;在此深度以上,其分布也不是均匀的,而是大部集中于 10—30km 地壳上部处。

二、均衡响应函数

布格异常是地球内部密度异常的重力效应,而密度异常又与地形负载密切相关,故布格异常与地形有对应关系.若布格重力异常对于地形负载的响应是线性的,则在波数域内有以下的关系式^[1,2],即

$$G(\mathbf{k}) = Q(k)H(\mathbf{k}) + N_c(\mathbf{k}). \quad (1)$$

这里, $G(\mathbf{k})$ 、 $H(\mathbf{k})$ 分别是布格异常和地形的二维傅里叶变换; $\mathbf{k} = k_x \mathbf{i} + k_y \mathbf{j}$ 为波数矢量; $N_c(\mathbf{k})$ 是由于局部小尺度地质因素产生的噪声; $Q(k)$ 称为均衡响应函数,其物理意义即为单位高度的地形柱体所产生的布格异常的傅氏谱.由于轴对称性, Q 是 $|\mathbf{k}|$ 的函数.

通常,噪声 $N_c(\mathbf{k})$ 与地形 $H(\mathbf{k})$ 不相关,从而, $Q(k)$ 的最佳估计可由下式给出

$$Q(k) = \frac{\hat{S}_{GH}(\mathbf{k})}{\hat{S}_{HH}(\mathbf{k})} = \frac{\langle G(\mathbf{k})H^*(\mathbf{k}) \rangle}{\langle H(\mathbf{k})H^*(\mathbf{k}) \rangle}. \quad (2)$$

这里, \hat{S}_{GH} 表示重力与地形的互相关谱的平滑估计, \hat{S}_{HH} 则是地形的功率谱, $\langle \rangle$ 表示在一环带内 ($k - \Delta k \leq |\mathbf{k}| \leq k + \Delta k$) 的平均.

布格异常和地形谱的相关系数为

$$r^2(k) = \frac{\hat{S}_{GH}(\mathbf{k})\hat{S}_{GH}^*(\mathbf{k})}{\hat{S}_{GG}(\mathbf{k})\hat{S}_{HH}(\mathbf{k})}. \quad (3)$$

其中, \hat{S}_{GG} 为重力的功率谱, * 表示复共轭.

所分析的地区为 $630\text{km} \times 630\text{km}$ 的矩形域. 位置为东经 $99^\circ 20'$ 至 $105^\circ 55'$, 北纬 $23^\circ 55'$ 至 $29^\circ 45'$ (图 1). 布格异常取自 1978 年陕西测绘局绘制的 1:100 万布格异常图, 地形资料由 1:300 万地形图获得. 原始资料首先被离散化, 采样间隔为 10 km. 图 2、图 3 分别为经数字化采样后复原的布格异常及地形图. 为抓住主要特征, 仅绘出几条等值线, 由图可以看出二者具有较好的相关性.

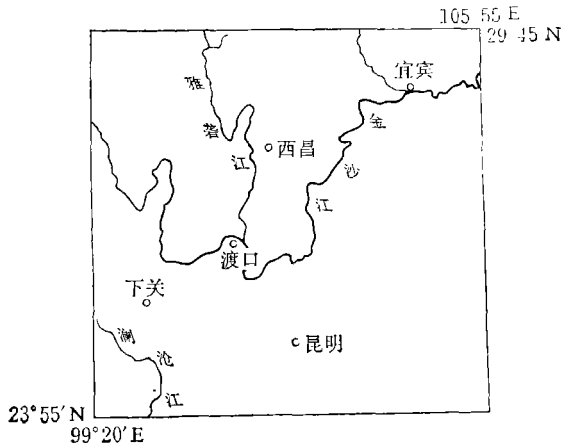


图 1 所分析地区略图

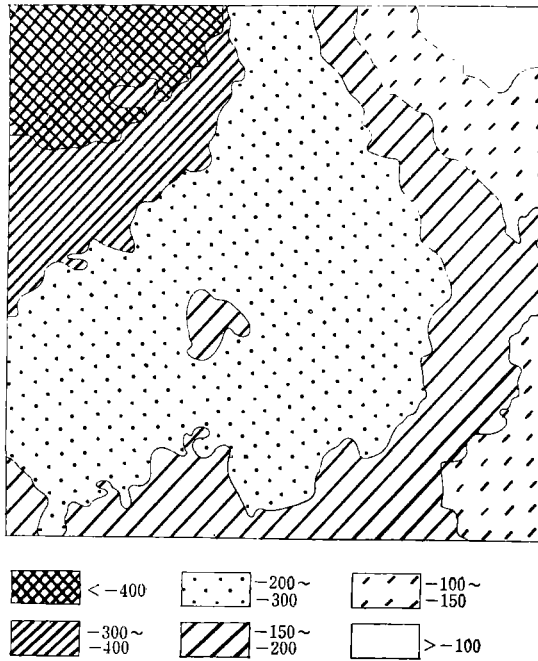


图 2 布格异常图 (单位: mgal)

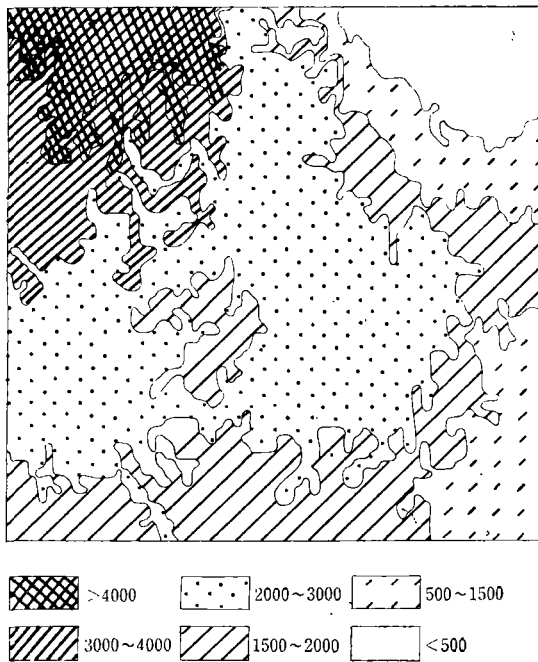


图 3 地形图 (单位: m)

在对离散资料进行谱分析之前, 为了消除由于数字化及截断带来的误差以得到较正确的谱, 先进行了预处理. 主要包括: 1. 去倾: 采用最小二乘去倾以去掉趋势项并使资料

标准化。2. 加窗：采用二维哈宁窗^[3]，其形式为

$$W(m, n) = \begin{cases} \frac{1}{2} \left[1 + \cos \frac{\pi(m^2 + n^2)^{1/2}}{(x^2 + y^2)^{1/2}} \right], & \text{当 } |m| \leq x, \\ & |n| \leq y; \\ 0, & \text{当 } |m| > x, \\ & |n| > y. \end{cases} \quad (4)$$

3. 滤波：运用滑动平均方法构成低通滤波器。考虑到区域大小等实际情况，我们采用了三点滑动平均。当采样间隔为 10 km 时，截止波数^[4] $k_x = k_y \approx 0.019 \text{ km}^{-1}$ 。表明在资料中波数大于 0.019 km^{-1} (相当于波长小于 51 km) 的高频成分被滤掉。

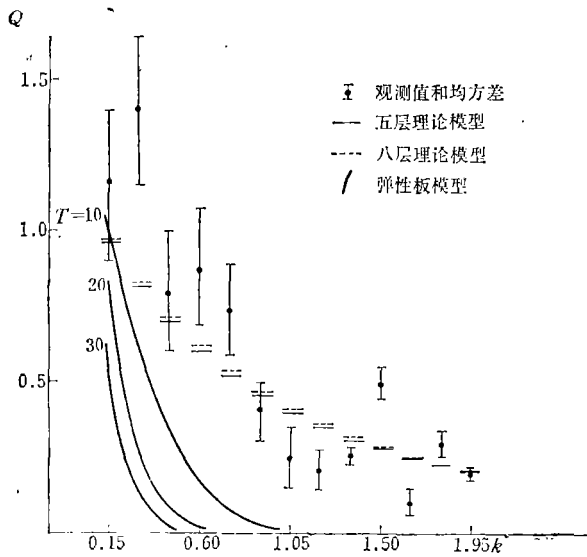


图 4 均衡响应函数
(Q 的单位为 10^{-6} s^{-2} , k 的单位为 10^{-3} km^{-1} , 下同。)

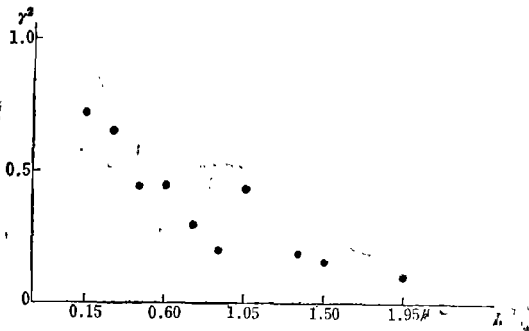


图 5 相关系数

经过预处理后的离散布格异常及地形通过二维 FFT 求其谱，并由(2)、(3)式分别得到均衡响应函数及相关系数 (图 4、图 5)。

图 4 同时给出区域均衡模式(弹性板模式)的理论响应函数。图上的数字表示弹性板的厚度。由图可见，在中短波范围内，弹性板均衡不能很好地逼近观测资料。这一情况表

明,对该区域它并不是个合适的模式,所以我们在反演时考虑局部均衡模式。理论上,对于一个达到均衡的地区,当波数 k 趋于零时, $Q(k)$ 趋于 $1.12 (\times 10^{-6} \text{s}^{-2})$, 不管对局部均衡还是区域均衡都是如此。在图 4 中,虽然响应曲线有一定的离散(图上的短线表示标准误差),但仍然可以看到,当 k 逼近零时, $Q(k)$ 大致趋于 1.12 这个理论值。由此可见,对攀西地区,地壳已基本达到均衡。

图 5 表明,除了当波数 k 很大,即波长很短的异常外,地形和布格异常的相关是较好的,这点是不难理解的,因为短波长的异常主要由局部地质因素造成,并不产生补偿效应。

三、地壳密度的反演

按照局部均衡模式,地下物质的补偿密度只与其铅直上方点的高程有关,如果再假定这个关系是线性的,则有

$$\rho_c(\mathbf{r}, z) = \rho(z)h(\mathbf{r}). \quad (5)$$

其中, $\rho_c(\mathbf{r}, z)$ 是地下 (\mathbf{r}, z) 处的补偿密度 (\mathbf{r} 是位置矢量在 x, y 平面的投影, z 是深度), $h(\mathbf{r})$ 是地表高程, $\rho(z)$ 是单位高程的地表负载在其底下所对应的补偿密度。对于完全均衡,显然有

$$\int_0^{\infty} \rho(z) dz = -\rho_0, \quad (6)$$

ρ_0 是地壳顶部物质的平均密度。对 (5) 式两端进行二维傅里叶变换即可得到深度为 z 处补偿密度分布的二维谱

$$P_c(\mathbf{k}, z) = \rho(z)H(\mathbf{k}). \quad (7)$$

根据文献[2],补偿密度在地表产生的重力异常的傅里叶谱为

$$G(\mathbf{k}) = 2\pi \mathcal{G} \int_0^{\infty} P_c(\mathbf{k}, z) \exp(-2\pi k z) dz, \quad (8)$$

故均衡响应函数 $Q(k)$ 为

$$Q(k) = 2\pi \mathcal{G} \int_0^{\infty} \rho(z) \exp(-2\pi k z) dz. \quad (9)$$

这里, \mathcal{G} 为万有引力常数。

上式将补偿密度模型与响应函数联系起来,若由观测结果确定了 $Q(k)$, 则可反演 $\rho(z)$ 。

为便于利用广义线性反演方法,对波数 k 取离散值,同时采用分层补偿模型,即令每一层中的 ρ 为常数,于是(9)式变为

$$Q_i = 2\pi \mathcal{G} \sum_{j=1}^n \rho_j \int_{z_j}^{z_{j+1}} \exp(-2\pi k_i z) dz, \quad i = 1, 2, \dots, m. \quad (10)$$

这里 m 表示观测点数, n 表示模型层数。利用先验性的地球物理或地质学知识对待求模型加以约束,可以限制反问题的多解性。一般来说,对于隆起地区的均衡补偿应有 $\rho_j \leq 0$, 即补偿密度是非正的。另外,由(6)式应有 $\sum_{j=1}^n \rho_j \Delta z_j = -\rho_0$, 这里 $\Delta z_j = z_{j+1} - z_j$

是第 i 层的厚度； ρ_0 是上述地壳顶部物质的平均密度，通常很难准确地给出，但其大致的上、下限是可以确定的。于是我们有 $\rho_{\min} \leq - \sum_{j=1}^n \rho_j \Delta z_j \leq \rho_{\max}$ 。这些条件对模型起到有效的约束作用。因此，我们处理的是约束线性反演问题，其标准形式为

$$\begin{aligned} \mathbf{V}\boldsymbol{\rho} &\cong \mathbf{Q}, \\ \mathbf{C}\boldsymbol{\rho} &\geq \mathbf{b}. \end{aligned} \tag{11}$$

其中， \mathbf{V} 是 $m \times n$ 矩阵，其元素为 $v_{ij} = \left(\frac{g}{k_i}\right) \exp(-2\pi k_i z_j) \cdot [1 - \exp(-2\pi k_i \Delta z_j)]$ ； $\boldsymbol{\rho} = (\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_n)^T$ 为 n 维补偿密度模型矢量； $\mathbf{Q} = (Q_1, Q_2, \dots, Q_m)^T$ 为观测数据组成的 m 维矢量； \mathbf{C} 为 $(n + 2) \times n$ 矩阵：

$$\mathbf{C} = \begin{bmatrix} -1 & & & & 0 \\ & -1 & & & \\ & & \ddots & & \\ 0 & & & & -1 \\ -\Delta z_1 & -\Delta z_2 & \cdots & -\Delta z_n & \\ \Delta z_1 & \Delta z_2 & \cdots & \Delta z_n & \end{bmatrix};$$

$\mathbf{b} = (0, 0, \dots, 0, \rho_{\min}, \rho_{\max})^T$ 是 $n + 2$ 维矢量。

反演补偿密度也就是求解(11)式这类形式的反问题。求解这种问题有多种方法，我们采用文献[5]给出的方法。这一方法建立在奇异值分解的基础上，具有较好的数值稳定性。反演中利用观测数据 Q_i 的均方差的倒数作为方程(11)的加权因子，并取 $\rho_{\min} = 2500\text{kg/m}^3$ ， $\rho_{\max} = 2700\text{kg/m}^3$ 。反演首先在较大的深度范围内进行，发现补偿密度全部

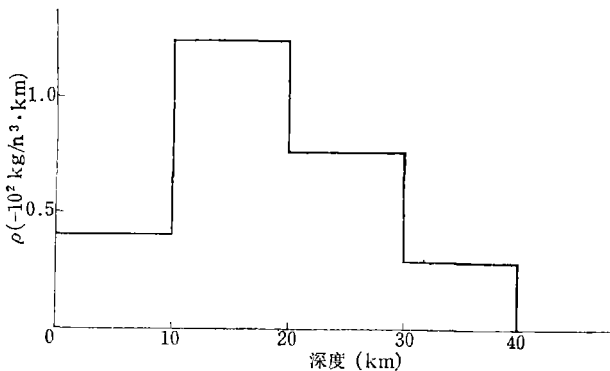


图6 补偿密度随深度变化(5层模型)

表1 5层模型的分辨矩阵

层号	1	2	3	4	5
1	0.9927	0.0421	-0.0607	-0.0098	0.0412
2	0.0421	0.7533	0.3753	0.0070	-0.2077
3	-0.0607	0.3753	0.3344	0.2330	0.1540
4	-0.0098	0.0070	0.2330	0.3721	0.4233
5	0.0412	-0.2077	0.1540	0.4233	0.5475

集中在 40—50km 深度以上的部分。在此深度以下,补偿密度基本为零。继而在 0—50 km 深度区间内将补偿密度模型分为 5 层,每层厚 10km,所得结果和相应的分辨矩阵如图 6 和表 1 所示。

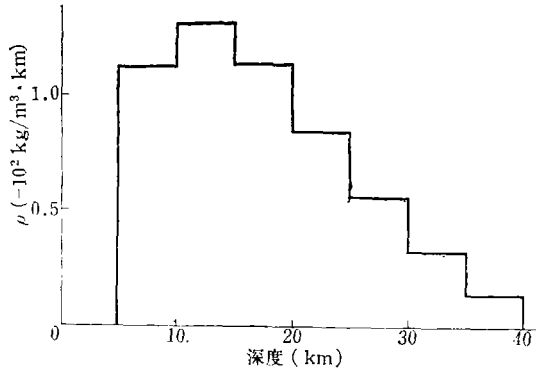


图 7 补偿密度随深度变化(8 层模型)

表 2 8 层模型的分辨矩阵

层号	1	2	3	4	5	6	7	8
1	0.9271	0.2013	-0.0540	-0.1019	-0.0690	-0.0133	0.0408	0.0848
2	0.2013	0.3814	0.3333	0.2139	0.0899	-0.0141	-0.0925	-0.1475
3	-0.0540	0.3333	0.3715	0.2805	0.1592	0.0476	-0.0415	-0.1070
4	-0.1019	0.2139	0.2805	0.2472	0.1828	0.1172	0.0614	0.0180
5	-0.0690	0.0899	0.1592	0.1828	0.1839	0.1748	0.1617	0.1476
6	-0.0133	-0.0141	0.0476	0.1172	0.1748	0.2155	0.2407	0.2534
7	0.0408	-0.0925	-0.0415	0.0614	0.1617	0.2407	0.2955	0.3293
8	0.0848	-0.1475	-0.1070	0.0180	0.1476	0.2534	0.3293	0.3780

四、结果与讨论

二、三节的结果表明,攀西地区目前基本上已达到均衡。对于波长为几百公里的中短波重力异常,补偿主要发生在地壳内。这点与文献[6]的结果是一致的。文献[7]给出该区的地壳厚度大约为 50km 左右,从图 6 可以看出,补偿密度并不是均匀地分布在整个地壳内,而是主要分布在地壳的上中部(10—30km)。这个结果的地球物理及地质意义值得探讨。

对资料的分析还表明,区域均衡模式(弹性板模式)与实际观测不能很好拟合,即使板的厚度小至 10 km 也是如此。相反,局部均衡模式则与观测资料拟合得较好。对海洋和大陆岩石层的研究表明,岩石层并不是一个完全弹性体,而是接近于粘弹性体。在负载作用之下岩石层中产生的应力会逐渐松弛,从而造成岩石层等效弹性厚度随加载时间的延长而减小。因此,初始加载之后,在较短时间内岩石层表现为一个弹性板,此时补偿方式与区域均衡模式一致。随着加载时间延长,有效弹性厚度不断减小,岩石层不再承受弯曲应力,这时补偿方式接近局部均衡模式。攀西地区的观测资料与局部均衡模式较为接近,或许说明这一地区的负载——岩石层系统已存在了较长的时间,亦即岩石生成年代较为古

老,对该区域的地质研究也说明了这一点。

为检验反演方法的稳定性,采用不同的分层进行了多次试验。所得结果表明,补偿密度曲线的形状大致相同,峰值都处于 10—30km 范围内。图 7 给出的一个 8 层模型就是一个例子。当然,随着层数的增多,分辨自然也变坏(表 2)。

图 4 中还画出了由 5 层和 8 层模型得出的均衡响应函数。从中可见,拟合情况基本是好的,但在 λ 大于 200km 的长波长(小波数)部分存在一定的系统偏差。这部分偏差可能来自观测误差,但也可能表明该地区除均衡因素外还存在其它因素引起的上地幔密度差异,如地幔对流造成的密度差异等。近年来,许多作者都在寻求海洋(特别是海岭)地区重力、地形和地幔对流运动的联系,试图用地幔对流来解释观测的重力和地形,并获得一定程度的成功^[6]。对大陆地区,特别是裂谷带是否存在对应情况,尚待进一步的工作。

参 考 文 献

- [1] Dorman, L. M. and Lewis, B. T. R., Experimental isostasy, *J. Geophys. Res.*, **75**, 3357—3365, 1970.
- [2] Banks R. J. and Swain, C. J., The isostatic compensation of East Africa, *Proc. R. Soc. Lond. A*, **364**, 331—352, 1978.
- [3] M. 巴特,地球物理学中的谱分析,地震出版社,1978.
- [4] Hagiwara, Y., Analysis of gravity values in Japan, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, **45**, 1091—1228, 1967.
- [5] Lawson, C. L. and Hanson, R. J., Solving least squares problems, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 1974.
- [6] 曾融生,莫霍界面的重力补偿和地壳结构的基本模式,地球物理学报, **16**, 1—5, 1973.
- [7] 王谦身等,亚洲大陆地壳厚度分布及地壳构造特征的探讨,地震地质, **4**, 3, 1—9, 1982.
- [8] Parson, B. and Daly, S., The relationship between surface topography, gravity anomalies and temperature structure of convection, *J. Geophys. Res.*, **88**, 1129—1144, 1983.

THE ISOSTASY AND CRUSTAL DENSITY STRUCTURE OF PANZHIHUA-XICHANG REGION IN SOUTHWESTERN CHINA

YE ZHENG-REN XI: XIAO-BI

(Institute of Geophysics, Academia Sinica)

Abstract

Using the isostatic response function technique, we have investigated the isostasy and crustal density structure of Panzhihua-Xichang region, which was supposed to contain a continental rift valley. The topographic and Bouguer gravity anomaly data in an area of 630 km×630 km were collected and the isostatic response function was calculated by means of two-dimensional FFT. Then the crustal density structure was inverted. The result shows that the crust in this region is isostatic on the whole and local isostatic model fits the observational data better than regional model. The depth of compensation is about 40 km with compensated density distribution mainly in the depth range of 10—30 km.