

文章编号: 0253-3782(2001)04-0391-07

康滇地区重力场分离、密度反演 与地壳构造^{*}

蒋福珍 方 剑

(中国武汉 430077 中国科学院测量与地球物理研究所)

摘要 康滇地区位于我国著名的南北向活动构造带的南端,是中蒙经向中轴强地震带和巨大的地壳厚度变化带的一部分. 由于该地区是地震活动的预测危险区,且资源非常丰富,引起了广大地质工作者的关注. 本文采用对地壳内部密度分布最为敏感的重力场资料进行场分离、平差、反演等数学处理,求出地壳平均密度和深度 10~100 km 各层的密度分布;综合其它地球物理资料进行分析. 结果表明,康滇菱形块体与其东侧和西侧不论在构造特征还是地球物理场特征方面皆存在差异.

关键词 重力异常 密度分布 位场反演

中图分类号: P223⁺.7 **文献标识码:** A

引言

特提斯—喜马拉雅构造带横贯欧、亚、非三洲,自西向东延伸,并在中国大陆 104°E 附近终止. 该构造带在中国境内段即为著名的南北向活动构造带. 此带为中蒙经向中轴强地震带和巨大的地壳厚度变化带的一部分,这里是挤压、拉张和剪切都很强烈的构造部位. 南北向活动构造带由南北向的地貌梯级、断裂、新生代盆地和强震带组成,其东西两部分形成截然不同的构造特征和物理场分布特征. 康滇构造带即位于南北向活动构造带的南端.

本文主要采用重力等大地测量方法,并辅以其它地球物理资料对康滇构造带及其两侧的密度分布及构造特征进行研究. 众所周知,对于地球内部的密度分布,重力异常和大地水准面是最为直接和敏感的. 因为重力异常和大地水准面是地球内部物质分布不均匀的综合反映,它不仅包含了从地表到地心的密度分布不均匀,而且还包含了地球内部各界面起伏的影响. 因此,在利用重力异常或大地水准面研究地球内部密度分布时,必须从中扣除地形及各界面的影响,扣除这些影响后的剩余重力异常或大地水准面则能更清楚地揭示地球内部物质分布的不均匀状况.

1 重力场分离

收集了该地区的 $5' \times 5'$ 平均重力空间异常和地形资料、 $2^\circ \times 2^\circ$ 网格 S 波层析成像结果

^{*} 国家自然科学基金(49874005)中科院重点项目(KZCX2-106、KZ952-J1-417)资助.
2000-08-15 收到初稿,2001-03-16 收到修改稿并决定采用.

和 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 沉积层界面, 莫霍面界面以及 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 岩石层底界面深度资料. 首先进行地形改正计算. 频率域地形改正可用下式表示:

$$C(x_p, y_p) = K[t_1(x_p, y_p) + t_2(x_p, y_p) + t_3(x_p, y_p)] \tag{1}$$

式中, x_p, y_p 为计算点的坐标; x, y 为流动点坐标.

$$K = \frac{1}{2}G\rho \tag{2}$$

式中, ρ 为地形密度, G 为牛顿引力常数, 且

$$\begin{cases} t_1(x_p, y_p) = n(x_p, y_p) * r(x_p, y_p) \\ t_2(x_p, y_p) = -2h(x_p, y_p)[h(x_p, y_p) * r(x_p, y_p)] \\ t_3(x_p, y_p) = n(x_p, y_p)R(0, 0) \end{cases} \tag{3}$$

其中, $h(x, y)$ 表示流动点的地形高, $h(x_p, y_p)$ 表示计算点的地形高.

$$\begin{cases} n(x, y) = h^2(x, y) \\ r(x, y) = S_0^{-3}(x, y) \\ R(0, 0) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} r(x, y) dx dy \\ S_0(x, y) = \sqrt{(x - x_p)^2 + (y - y_p)^2} \end{cases} \tag{4}$$

对式(1)两边进行富氏变换, 根据富氏变换性质, 则地形改正为

$$C(x_p, y_p) = K[F^{-1}\{N(u, v)R(u, v)\} - 2h(x_p, y_p) \times F^{-1}\{H(u, v)R(u, v)\} + n(x_p, y_p)R(0, 0)] \tag{5}$$

式中, F^{-1} 为反富氏变换, $N(u, v)$, $R(u, v)$ 和 $H(u, v)$ 分别为 $n(x, y)$, $t(x, y)$ 和 $h(x, y)$ 的富氏变换.

当地形资料给定后, 可以利用二维离散富氏变换计算 H, R, N, NR 和 HR 及其反富氏变换, 由式(5)计算出地形起伏产生的重力效应. 为了消除其富氏变换的边界效应, 必须将地形资料向外扩展. 另外, 在大尺度的地形改正计算中, 必须考虑球面弯曲影响, 扣除地改后的重力异常为布格重力异常.

Bowin(1983)在研究重力场源埋藏深度与卫星重力位系数关系时, 给出了场源埋藏深度与重力位系数球谐函数阶数关系的表达式

$$Z = \frac{R}{n + 1} \tag{6}$$

式中, Z 为场源埋藏深度, R 为地球半径, n 为球谐函数阶数. 这样, 从地面布格重力异常中减去 2~60 阶卫星重力场, 即可得到岩石层内物质不均匀产生的重力异常.

Parker(1972)将引力位引入频率域中, 给出地下物质界面起伏所产生的重力异常在频率域中的表达式

$$F[\Delta g] = -2\pi G e^{-kz_0} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} F[\rho(r)h^n(r)] \tag{7}$$

式中, Δg 为重力异常; $F[\Delta g]$ 为重力异常的谱(或重力异常 Δg 的富里叶变换); G 为万有引力常数; h 为界面起伏; ρ 为界面上下物质密度差; $K = 2\pi \sqrt{\left(\frac{m}{M_s}\right)^2 + \left(\frac{n}{N_t}\right)^2}$ 为圆频率(波数); S 和 t 分别为沿 x 和 y 方向的网格点距离; M, N 分别为沿 x 和 y 方向的总点数.

Oldenburg(1974)重新整理 Parker 公式, 得到如下的二维位场反演迭代公式:

$$F[h(x)] = \frac{F[\Delta g(x)]e^{kz_0}}{2\pi G\rho} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \quad (8)$$

利用式(8)可以计算沉积层底面、Moho 面和岩石圈底面起伏产生的重力异常。计算时, 各界面的密度差分别取为: $\rho_{\text{沉}}=0.2 \text{ g/cm}^3$, $\rho_{\text{Moho}}=0.42 \text{ g/cm}^3$, $\rho_{\text{岩}}=-0.04 \text{ g/cm}^3$ 。各界面的平均埋深分别为: $h_{\text{沉}}=4 \text{ km}$, $h_{\text{Moho}}=35 \text{ km}$, $h_{\text{岩}}=100 \text{ km}$ 。

用布格重力异常减去各界面产生的重力异常, 可得到剩余岩石圈重力异常。该异常可认为是由岩石圈内密度不均匀产生的。下面将依据该异常进行反演。

2 联合重力与地震资料反演地壳密度

众所周知, 利用重力资料反演内部密度, 其结果是不唯一的。而利用地震波直接转换得到的密度存在着较大误差。考虑到地震波速和重力异常均与密度分布相关, 故将地震波速转换得到的密度异常作为重力反演的初始模型, 再利用剩余岩石圈重力异常进行反演。

反演密度时, 采用阻尼最小二乘法, 通过调节最小二乘阻尼因子, 使解的分辨率和方差达到平衡, 以期得到最接近真实地球模型的解估计。经过 5 次迭代反演, 得到了三江地区 10~110 km 深度范围内 6 个不同深度层面上的密度异常(图 1)。然后用正演结果加以验证。最终密度结果正演的重力异常理论值与实测值间的均方误差小于 $5 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$, 说明结果是可信的。

3 用最小二乘法求解广义布格改正系数 b 推求地壳密度 σ

重力异常包含着地球内部构造的丰富信息。由于重力方法探测地球内部构造的出发点是基于不同构造单元及不同层圈之间存在密度差异, 因而反过来也可以根据重力异常估算三江地区各构造单元的地壳密度(许厚泽等, 1981; 蒋福珍, 方剑, 1994; 杨文采, 1988)。利用三江地区现有重力观测资料进行计算, 对每个重力观测点可列出误差方程式

$$\Delta g = a + bh + v \quad (9)$$

式中, Δg 和 h 分别为重力点的空间重力异常和地形高(简称高程); a , b 为观测方程中的待求值; v 为观测误差。为方便计, 用下列矩阵表示:

$$\mathbf{AX} = \mathbf{L} + \mathbf{V} \quad (10)$$

式中, \mathbf{X} 为未知数值, 由 a , b 组成; \mathbf{L} 为观测值阵, 由已知的空间重力异常 Δg 组成; \mathbf{A} 为系数阵, 由 1 和 h 组成; \mathbf{V} 为误差阵, 由 v 组成。用最小二乘法求解式(10), 得

$$\mathbf{X} = \mathbf{N}^{-1}\mathbf{U} \quad (11)$$

这里

$$\mathbf{N} = \mathbf{A}^T \mathbf{A} \quad \mathbf{U} = \mathbf{A}^T \mathbf{L} \quad (12)$$

此处求得的 b 值是作为参数参加求解的, 与通常的层间布格改正系数 b 的含义有所区别, 这里称之为广义布格改正系数。

利用式(10)计算得到 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 b 值, 取相关系数 $\rho > 0.85$ 及置信概率高于 90% 以上的 b 值推求地壳密度

$$\sigma = \frac{b}{2\pi G} \quad (13)$$

式中, G 为引力常数. 这个密度值 σ 反映了地壳密度分布的侧向不均匀性, 并不代表地壳的实际密度. 所求 σ 结果绘于图 2.

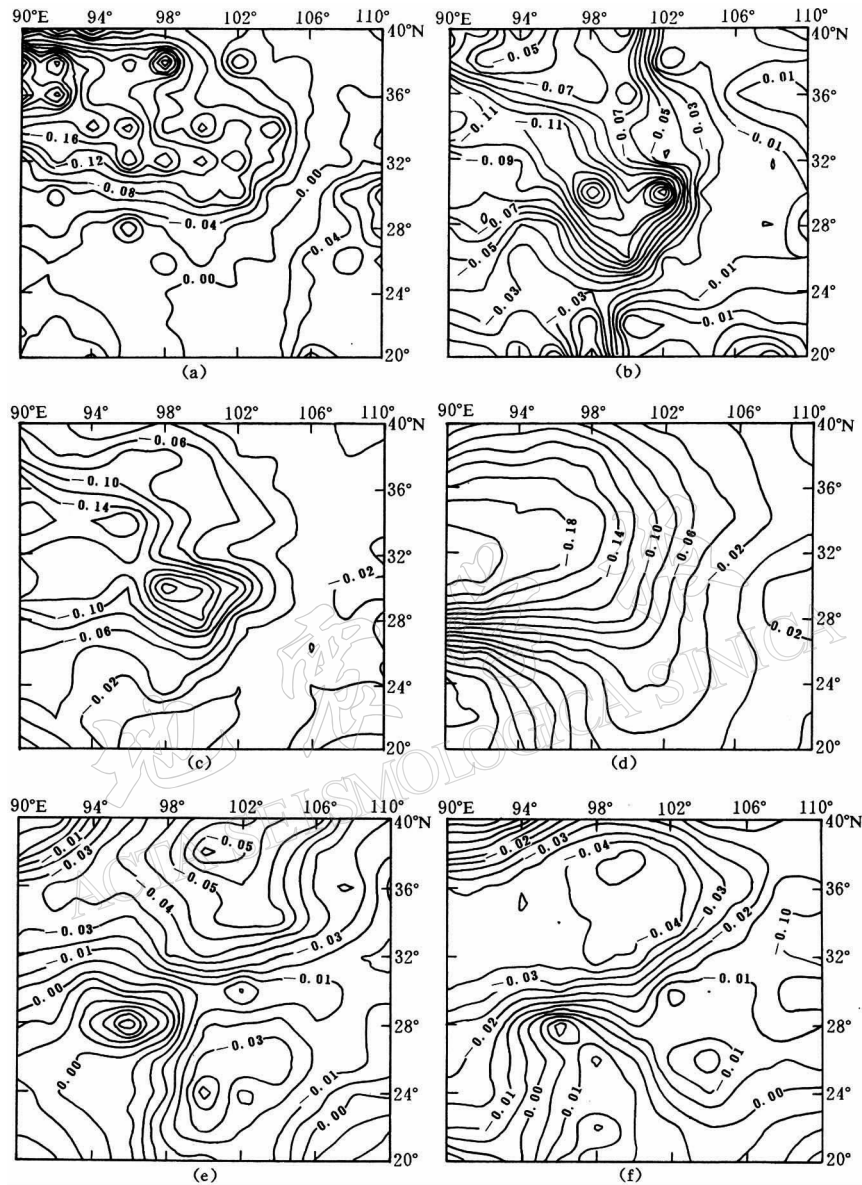


图 1 反演得到的各层面(10~100 km)的密度异常分布
(a) $h=10$ km; (b) $h=20$ km; (c) $h=30$ km; (d) $h=50$ km; (e) $h=70$ km; (f) $h=100$ km

4 结果分析与结论

由重力异常与地震层析成像结果相结合, 反演得到的 10~100 km 深度范围内的密度分布(图 1), 显示出与大地构造特征相关的分区性. 由图 1 可见, 10~50 km 深度, 康滇块体东部范围内, 北东南东呈高密度区, 康滇块体及以西为低密度区. 本研究区整体看, 由南东向北西, 密度由大变小, 图形显现北宽南窄的鼻形, 50 km 深度处此鼻形更为明显; 70

~100 km 深度的密度分布仍然是东边高于西边, 南边高于北边. 在康滇块体内, 密度分布更趋于南北向展布, 且高低密度呈相间分布. 班公湖—怒江一线, 存在一条大的地质界线, 可能为板块缝合线. 这与 50~100 km 深度范围的密度异常梯级带结果一致.

图 2 呈现的是由重力异常按式(11)计算得到的地壳平均密度. 由图 2 可得出以下初步结论: ①北东方向的甘孜、若尔盖、成都盆地呈现低密度, 南东方向的曲靖、路南盆地处于低密度区; ②一些小的沿断裂线的“串珠状断陷盆地”, 如理塘、剑川、镇源等盆地位于高低密度的交汇部位; ③康滇菱形块体内呈现高密度与低密度相间排列; ④菱形块体的西侧, 除三江断层表现较高密度的梯级带外, 皆呈现低密度分布. 康滇块体高低密度相间分布, 与地质学和其它学科得出的结论一致. 因康滇构造带属于两个不同块体的边界地带, 即可能一部分属太平洋板块的物质(华南板块), 而其西南段为来自印度板块的物质, 攀枝花地区则可能处于这几个板块的交汇部位.

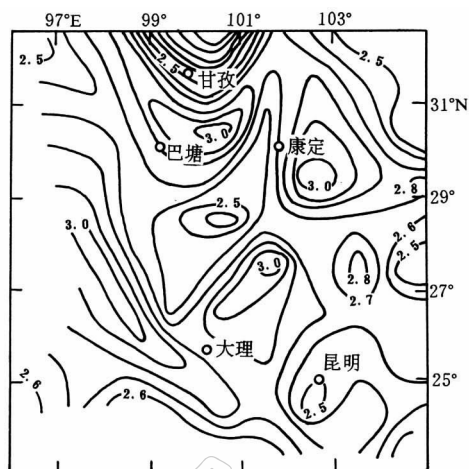


图 2 地壳平均密度分布(等值线间距为 0.1 g/cm³)

与均衡重力异常图(滕吉文, 1994)相对照可见, 康滇为正均衡异常区, 但异常幅度较小, 极大值为 $16 \times 10^3 \text{ m/s}^2$, 这一均衡异常与块体轴部基底隆起带及其岩浆杂岩带对应. 这些结果说明, 在康滇块体轴部地带, 地壳中存在着质量过剩. 按照均衡理论, 均衡调整应以地表下沉的方式进行. 但因该区受印度洋板块向北碰撞挤压的影响, 同时受到来自北西方向的应力作用, 新构造运动是向均衡力反方向发展的. 因此, 该区属于地表有升有降的差异地区. 这与块体垂直形变结果也是一致的.

康滇地轴及其东部的负异常区均与基性、超基性岩的侵入, 以及一定厚度的沉积岩相关.

综上, 康滇块体无论从岩体性质、密度分布, 还是重力异常场特征及构造运动特征等方面看, 其东侧皆与西侧不同, 其原因显然是由于该地带正处于青藏高原和扬子块体过渡的特殊地带. 表 1 可以帮助我们更清楚地了解康滇块体及其周围地区的地球物理特征与构造的关系(冯锐, 1985; 马杏垣, 1987; 康来迅, 1991; 刘晓华, 1993; 滕吉文, 1994; 陈俊勇等, 1994; 方剑, 1997; 王义昭等, 1998). 综上所述, 我们可以得出如下结论:

1) 康滇构造块体及其与东侧和西侧三者在地壳重力场、密度分布、分层结构等方面均有明显差异. 康滇构造带东边块体属扬子古陆, 较为稳定, 西部块体构造复杂.

2) 康滇构造带的重力异常、密度异常、垂直方向升降等皆呈大小或正负相间的分布状态, 说明它属于两个不同块体的边界地带. 可能一部分物质是北部欧亚板块的物质, 其北段、中段一部分属太平洋板块的物质(扬子块体), 其西南段则为来自印度板块的物质.

3) 由于构造及各种地球物理场的差异, 则产生了运动场的差异. 东边以平移运动为主导, 而西部则以强裂拉张、挤压、旋转构造运动为主导. 垂直方向上, 康滇构造块体是上升下降相间的运动状态.

表 1 地球物理特征与构造及运动的关系

异常类型	西 部		中 部	东 部	备注	
布格异常	全国	异常走向为北西西转为东西,异常梯度和幅度都很大,达 $170 \times 10^{-5} \sim -140 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$	康滇构造带轴部为零值,向西迅速递增约达 $100 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$,向东迅速增达 $70 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$	异常走向为北北东转为南北,异常幅度和梯度都比较小,变化幅度为 $\pm 30 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$	康滇地带恰为一条密集的、北东向的强烈的重力异常变化梯度带	
	区域	松潘-甘孜地区 $-350 \times 10^{-5} \sim -470 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$,北北东向南逐渐转为东西向	攀枝花,永仁、会理地带为中心向北收敛,向南撒开的鼻状异常	东部扬子地台布格异常比较复杂,东高西低, $-90 \times 10^{-5} \sim -200 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$	由南东向北西逐渐降低	
均衡重力异常	西部负异常区,中心在理塘、稻城,极小值为 $-40 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$		康滇地轴正异常区	龙门山正异常区,极大 $21 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$,石棉以东负异常区	东部均衡补偿程度高于西部	
地壳平均密度分布(重力方法求得)	北西、南西为低密度区		高、低密度相间	北东、南东为低密度区		
地幔密度分布(重力反演)	北西为负密度异常区,南西为正密度异常区		浅层密度异常,由南东向北西逐渐变小,深层(70~100 km)南大北小	0~50 km 深处,北东、南东正密度异常区,70~100 km 深处东边大于中、西部密度异常	密度异常等值线走向,由浅层的北西向逐渐转向南北走向	
地形变(垂直运动)	抬升、褶皱成山,地壳增厚,壳内质量亏损,上升速率 1.5~2.5 mm/a		属于局部有升有降的差异活动区,处于青藏高原与扬子块体过渡的特殊地带	以下降作用为主,但由于来自北西方向力系的作用,致使上升运动大于下降作用,龙门山将继续上升,速率 0.3~0.4 mm/a		
地壳厚度	地震	西部理塘以西最深达 67 km 变化平缓,幔坡缓倾区	康滇幔隆区	东部井研最浅约 44 km,由东向西逐渐加厚,到达成都时,地壳急骤增厚 40 km→50 km→55 km		
	重力反演	木里-丽江一线以西 58~64 km	攀枝花-元谋地区 50~54 km	布施-巧家-东川地区 57~60 km		
地壳-上地幔结构(人工地震)	青藏高原比康滇构造带埋深深 18~21 km		西昌-康定:康滇构造带北: 58 km; 中: 48~49 km; 南: 40~45 km	康滇构造带比华南板块埋深深 8~13 km		
壳下应力场(地幔对流产生)	张应力		应力场过渡带	压应力		
构造	属青藏块体,构造线以北西为主,延伸至青藏高原转折为北西西向		南北向构造线,康滇构造带,属两个不同块体边界,西南段为来自印度板块的物质,北段,中段属太平洋板块的物质	属华南块体,亦称扬子块体,构造线以北东向为主	攀枝花地区可能是这几个板块的交汇部位	
构造运动(由古地磁可知)	复杂强烈,拉张、挤压、旋转是主导			较稳定,平移运动是主导		
居里深度	约 30(28) km		20~25 km	约 30(28) km		说明康滇构造带轴部下面的热源、物质仍较两侧丰富
地震活动	绝大多数 7¼~8 级地震发生在菱形块体的边界和内部,轴部的震源深度较两侧为浅				滇西南:地震强度较小,浅源;川西:地震强度大,深度<50km.红河以西,频度和强度都甚为突出	

三江地区在青藏高原的东缘, 青藏高原在西部为东西向展布, 而到了三江地区为什么转向南东方向运动呢? 从本研究重力得到的密度分布看, 东边的密度大、块体坚固, 可能阻止了西部的物质东流。进一步的论证有待下一步的研究。

参 考 文 献

- 陈俊勇, 刘允诺, 张骥, 等. 1994. 珠穆朗玛峰地区的地壳运动[J]. 测绘学报, **23**(3): 178~182
- 方剑. 1997. 青藏高原及其邻区岩石层三维密度结构[J]. 地球物理学报, **40**(5): 660~666
- 冯锐. 1985. 中国地壳厚度及上地幔密度分布(三维重力反演结果)[J]. 地震学报, **7**(2): 143~157
- 蒋福珍, 方剑. 1994. 用重力方法研究青藏高原地体划分[J]. 地球物理学报, **37**(增刊 2): 131~138
- 康来迅. 1991. 中国南北地震带的基本特征及其形成机理之探讨[J]. 地壳形变与地震, **11**(4): 76~85
- 马杏垣主编. 1987. 中国岩石圈动力学地图集[M]. 北京: 地质出版社, 1~68
- 刘晓华. 1993. 南北构造带中段的壳幔结构与岩石圈动力学特征[J]. 地壳形变与地震, **13**(3): 25~32
- 滕吉文. 1994. 康滇构造带岩石圈物理与动力学[M]. 北京: 科学出版社, 1~256
- 王义昭, 段锦荪, 张罡, 等. 1998. 滇西三江地区板块构造若干问题, 全球构造带, 超大陆的形成与裂解[A]. 见: 曹佑功主编. 第 30 届国际地质大会论文集第 6 卷[C]. 北京: 地质出版社, 84~90
- 杨文采编著. 1988. 后板块地球内部物理学导论[M]. 北京: 地质出版社, 99~105
- 许厚泽, 高志忠, 许尤楠, 等. 1981. 关于 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 平均重力异常的计算[J]. 测量与地球物理集刊, **3**: 81~95
- Bowin C. 1983. Depth of principle mass anomalies contributing to the earth's geoidal undulation and gravity anomalies [J]. *Marine Geodesy*, **7**(1-4): 61~100
- Parker R L. 1972. The rapid calculation of potential anomalies[J]. *Geophys J R astr Soc*, **31**: 447~455
- Oldenburg D W. 1974. The immersion and interpretation of gravity anomalies[J]. *Geophysics*, **39**: 525~536

GRAVITY FIELD SEPARATION, DENSITY INVERSION AND CRUSTAL TECTONICS IN KANG-DIAN REGION

Jiang Fuzhen Fang Jian

(Institute of Geodesy and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430077, China)

Abstract: Kangdan region is located on the southern part of the famous North-South active tectonic belts, which is a part of China-Mongolia central axis strong earthquake belt and the huge crustal thickness undulate belt. Many geologists interest in it due to its earthquake activity and plenty of ore deposited. We inverted mean crustal density and density anomalies on the different layer in the depth range of 10~100 km, using the gravity field that is treated by separation and adjustment. Combining other geophysical data to analyses the density data, the results show that there is difference both in tectonic feature and geophysical feature between Kangdian diamond block and its west and east parts.

Key words: gravity anomaly; density distribution; potential and field inversion