

# 卫星重力资料揭示的新疆天山地区 构造动力学状态<sup>\*</sup>

楼 海 王椿镛 王 飞

(中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所)

**摘要** 利用最新的地球重力场模型, 计算了新疆及邻近地区的自由空气重力异常、大地水准面扰动异常、地壳和上地幔平均密度异常以及地幔对流引起的岩石层底界面粘滞应力场分布. 根据计算结果, 对新疆天山地区的构造动力学特征进行了分析和推断, 认为天山处于地幔对流形成的挤压沉降环境中, 在南北不对称的挤压应力作用下快速隆升, 挤压应力场中心在天山以南. 这种应力场特征有利于塔里木板块向天山之下俯冲的观点. 天山南北两侧的准噶尔盆地南缘和塔里木盆地北缘, 是地壳内质量缺失区, 是由于南北两侧地壳向天山下挤压而弯曲造成的. 中国天山东段的深部密度分布特征与中段和西段的不同, 可能是地幔对流分布的东西向差异造成的.

**关键词** 地球重力场模型 大地水准面扰动异常 地幔对流粘滞应力分布

**中图分类号:** P542 **文献标识码:** A

## 引言

地球重力场模型是用球谐函数形式表示的地球重力扰动位的全球分布. 地球重力场模型的建立, 有利于大地测量学、地球物理学、地球动力学、海洋学和空间科学的发展. 就地球物理学来说, 地球重力场模型能够给出大尺度的重力变化, 反映较大范围内平均的或较深部位的异常质量分布, 因而可以用来研究地壳深部及上地幔构造特征(Runcorn, 1967; Kaula, 1972; Liu *et al.*, 1976; Liu, 1977; 周国藩, 张健, 1994). 随着航天技术的发展, 建立在卫星重力资料和地面重力资料之上的地球重力场模型得到不断更新, 其分辨率和精度不断提高, 从而拓宽了应用范围(张季生, 1997).

利用卫星重力资料研究新疆地区的深部构造已有一些成果<sup>①</sup>. 在前人工作的基础上, 我们利用最新的地球重力场模型资料, 计算了新疆地区的自由空气重力异常、大地水准面起伏值、地壳和上地幔顶部的平均密度异常以及与地幔对流有关的岩石圈底面粘滞引力分布. 根据计算结果, 讨论了新疆地区的构造动力学状态.

<sup>\*</sup> 国家自然科学基金重点项目(49734249)和中国地震局“九五”重点项目(95-04-09)以及新疆维吾尔自治区国家 305 项目(96-915-0703)联合资助. 中国地震局地球物理研究所论著 00AC1019.

1999-09-09 收到初稿, 2000-05-26 收到修改稿并决定采用.

<sup>①</sup> 郭樟民, 1999 年利用卫星重力资料研究新疆及周边国家和地区深部构造. 新疆维吾尔自治区国家 305 项目 V6-3 研究报告.

# 1 算法

地球重力场模型以球谐函数形式表示地球重力扰动位

$$T = \frac{GM}{a_e} \sum_{n=2}^{\infty} \left( \frac{a_e}{\rho} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n [\bar{c}_{nm} \cos(m\lambda) + \bar{s}_{nm} \sin(m\lambda)] \bar{P}_n^m(\cos\theta) \quad (1)$$

其中,  $G$  为万有引力常数,  $M$  为地球质量,  $a_e$  为地球赤道半径,  $\rho$  为计算点到地心的距离,  $\lambda$  为经度,  $\theta$  为地心余纬,

$$\bar{c}_{nm} = \begin{cases} c_{nm} & n \neq 2 \quad n \neq 4 \text{ 且 } m \neq 0 \\ c_{20} - c'_{20} & \\ c_{40} - c'_{40} & \end{cases}$$

$$\bar{s}_{nm} = s_{nm}$$

$c'_{20}$  和  $c'_{40}$  为地球椭球系数;  $c_{nm}$ ,  $s_{nm}$  为地球重力位球谐函数规格化系数;  $\bar{P}_n^m(x)$  为规格化缔和勒让德函数。

由地球重力场模型计算重力异常的公式为

$$\Delta g = g - \gamma = - \left( \frac{2T}{\rho} + \frac{\partial T}{\partial \rho} \right)$$

$$= \frac{GM}{a_e} \sum_{n=2}^{\infty} (n-1) \left( \frac{a_e}{\rho} \right)^{n+2} \sum_{m=0}^n [\bar{c}_{nm} \cos(m\lambda) + \bar{s}_{nm} \sin(m\lambda)] \bar{P}_n^m(\cos\theta) \quad (2)$$

其中  $\gamma$  是正常重力值。

由地球重力扰动位可以计算大地水准面  $N$  扰动异常

$$N = \frac{GM}{a_e \gamma} \sum_{n=2}^{\infty} \left( \frac{a_e}{\rho} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n [\bar{c}_{nm} \cos(m\lambda) + \bar{s}_{nm} \sin(m\lambda)] \bar{P}_n^m(\cos\theta) \quad (3)$$

这里  $\gamma$  取地球平均重力值  $9.8 \text{ m/s}^2$ 。

利用地球重力场模型还可以计算出地幔对流引起的粘滞应力分布和地壳与上地幔内密度分布异常。Runcorn (1967) 认为, 地幔对流与地幔中温度梯度引起的密度变化有关, 而密度变化又会在重力扰动位中反映出来, 由此导出地幔密度变化引起的重力扰动位与地幔对流极型速度场的关系。根据粘滞流体力学, 地幔对流在岩石层底面引起的粘滞应力为

$$T_N = \mu \frac{d}{d\theta} \left[ \frac{1}{\rho} \frac{d}{d\theta} \frac{d}{d\rho} (\rho W) \right]_{\rho=a} \quad T_E = - \frac{\mu}{\sin\theta} \frac{d}{d\lambda} \left( \frac{d^2 W}{d\rho} \right)_{\rho=a}$$

其中,  $T_N$ ,  $T_E$  是粘滞应力的北向和东向分量,  $\mu$  为粘滞系数,  $a$  是地幔对流层顶面到地心的半径。  $W$  是对流速度场矢量位中与极型流动有关的部分。根据重力扰动位与对流速度场矢量位的关系, 粘滞应力分布为

$$\begin{cases} T_N = \frac{Mg}{4\pi R^2} \sum_{n=2}^{\infty} \frac{2n+1}{n+1} \left( \frac{R}{a} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n [\bar{c}_{nm} \cos(m\lambda) + \bar{s}_{nm} \sin(m\lambda)] \frac{d}{d\theta} \bar{P}_n^m(\cos\theta) \\ T_E = \frac{Mg}{4\pi R^2} \sum_{n=2}^{\infty} \frac{2n+1}{n+1} \left( \frac{R}{a} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n [\bar{s}_{nm} \cos(m\lambda) - \bar{c}_{nm} \sin(m\lambda)] \frac{m}{\sin\theta} \bar{P}_n^m(\cos\theta) \end{cases} \quad (4)$$

张赤军等(1988)提出, 如设地球重力扰动位  $T$  为展布在地球表面的单层位, 即压缩质面位, 则质面上的异常密度与扰动位有如下关系:

万方数据

$$\Delta\sigma = \frac{\Delta g}{2\pi G} + \frac{3T}{4\pi G \rho}$$

代入扰动位  $T$  和重力异常  $\Delta g$  的球谐函数表达式可得

$$\Delta\sigma = \frac{M}{2\pi a_e} \sum_{n=2}^{\infty} \left(n + \frac{1}{2}\right) \left(\frac{a_e}{\rho}\right)^{n+2} \sum_{m=0}^n [\bar{c}_{nm}\cos(m\lambda) + \bar{s}_{nm}\sin(m\lambda)] \bar{P}_n^m(\cos\theta) \quad (5)$$

上式给出的  $\Delta\sigma$ , 实际上是将地球内部的所有扰动质量压缩到地球表面上的等效面密度分布. 在我们的研究中, 主要考虑地壳和上地幔的密度变化. 利用不同阶数的扰动位球谐系数与不同深度的扰动质量(密度)有关的性质, 在上式中取适当阶数组合, 就可以得到地壳和上地幔的异常密度分布. 方剑(1994)推广了张赤军的方法, 给出了用重力场模型计算地球内部不同深度密度变化的公式.

## 2 数据

在研究中我们使用了最新的地球重力场模型 EGM96. 该模型是由美国航天局哥达德宇航中心(NASA, GSFC)、美国国家影像制图局(NIMA)以及俄亥俄州立大学等单位于 1996 年联合建立的(Lemoine *et al.*, 1996). 建立这个模型时利用了 20 多颗卫星的轨道观测数据, 包括最新的 GPS 和 TDRSS(tracking data relay satellite system)资料, 由海洋卫星 GEOSAT 测高数据导出的  $30' \times 30'$  海洋重力异常、 $30' \times 30'$  平均地面重力数据, 而且还新增加了以前无法获得的地面重力资料. 因而这个新模型比以前的模型都更可靠.

EGM96 模型具有完整的 360 阶位系数. 以球谐函数展开式表示的重力场可以反映出波长大于 100 km 的重力变化. 若以半波长作为重力场的空间分辨率, 则 360 阶的重力场模型可以表示出尺度约为 50 km 的重力异常.

不同阶数的重力场模型位系数反映不同尺度的重力变化, 也与不同深度的场源(密度异常)相关. 对于球谐系数的阶数与场源深度的关系, 已有多位学者做过研究. 例如, Bowin(1986)从点质量模型的重力异常、水准面异常和重力梯度异常之间的相互关系, 研究了不同阶球谐系数对应的场源深度; 傅容珊(1983)从位系数的功率谱分析了相应的场源深度等等. 虽然不同学者得出的结果有很大差别, 但其共同点是 2~36 阶系数对应的密度异常场源不在地壳和岩石圈内, 而是在上地幔或更深处; 而且, 球谐系数阶次越高, 反映的场源深度越浅.

本研究中, 我们采用了 Bowin(1986)提出的位系数与场源最大深度关系的估计式  $d_n = R/(n-1)$ ,  $R$  为地球平均半径, 取为 6 371 km,  $n$  为阶数. 这个估计式给出的近似关系应用得比较广泛.

## 3 计算结果与解释

利用重力场模型 EGM96, 计算了新疆及其周围地区的 2~360 阶卫星重力异常、2~36 阶大地水准面异常、地幔对流粘滞应力分布以及地壳与岩石圈平均密度异常. 结合新疆及其周围地区的地形资料(图 1), 对计算结果分析解释如下.

### 3.1 2~360 阶卫星重力异常

在卫星重力异常图(图 2)上, 重力异常与地形相关. 天山、阿尔泰山、昆仑山等都是正异常区, 异常走向与山脉走向一致. 准噶尔盆地、塔里木盆地、土哈盆地、柴达木盆地等都是负异常区. 重力异常与地形密切相关, 说明大地水准面以上地形质量的重力效应显著,

未被深部质量亏损完全补偿。沿天山南北两侧, 昆仑山、阿尔金山和祁连山北侧, 有明显的负异常带。

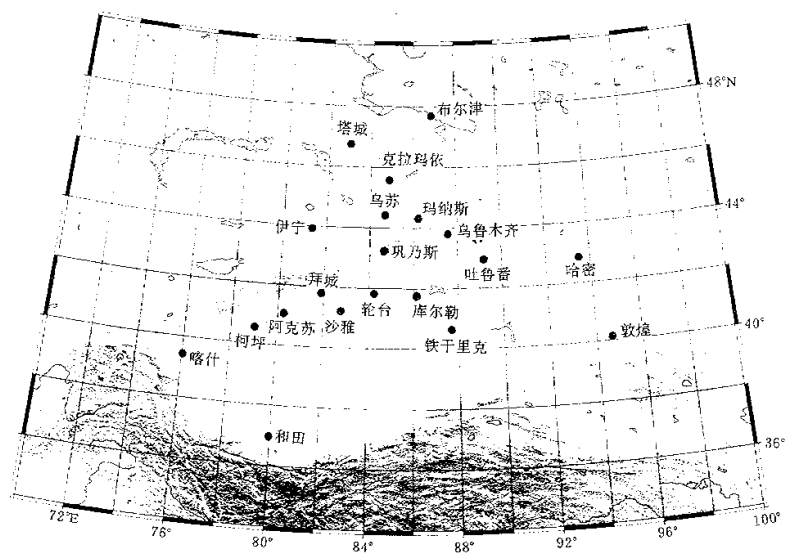


图 1 新疆及其周围地区地形

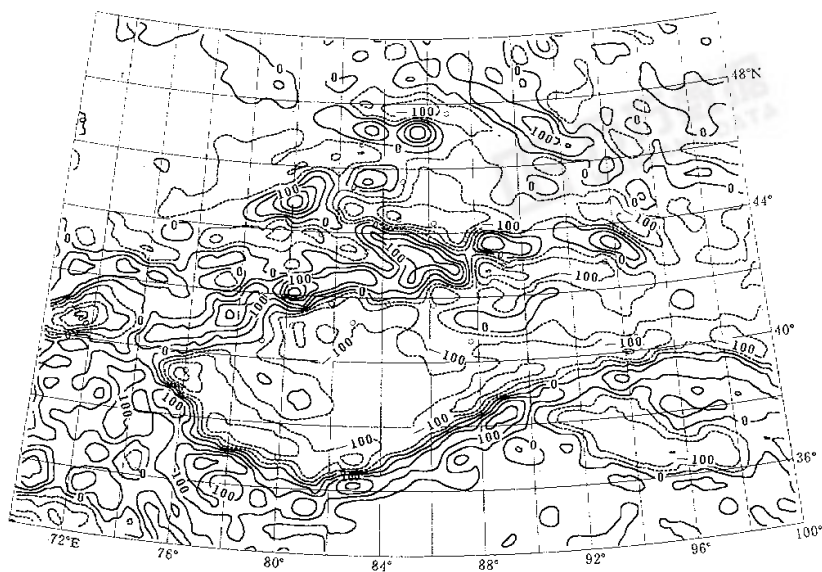


图 2 新疆及其周围地区卫星重力异常(2~360 阶). 等值线间隔  $50 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$

在中国天山中段, 天山山脉与准噶尔盆地在地形上有明显的差异。海拔高程从几千米迅速下降到几百米。布格重力异常在山脉和盆地之间却没有明显的分界, 而是表现为宽缓的过渡带。在这里不存在布格重力异常与地形之间的镜像关系。布格重力异常为较大的负值。卫星重力异常有最大的负异常。这些都是地壳内质量缺失的表现。已知盆地南缘自中

生代以来接受了厚度很大(约 12 km)的沉积. 这些密度较低的物质充填在上地壳内, 形成质量亏损. 而布格异常和卫星重力异常又明显偏低, 说明盆地南缘的莫霍面没有向上抬升, 以补偿上地壳内的质量缺失. 地壳处于不平衡状态.

在天山山脉的东段(乌鲁木齐以东的博格达山等), 有很强的正的卫星重力异常(减去地表以上质量的重力效应后仍为正异常), 表明这些地方存在着质量多余, 山体之下没有上地幔凹陷, 即没有“山根”, 未达到重力均衡状态.

3.2 大地水准面异常和地幔对流应力分布

由卫星重力资料计算出的低价(2~36)大地水准面异常(图 3), 表明天山位于一个大规模的以库尔勒为中心的大地水准面凹陷区上. 水准面凹陷的幅度达到 70 m, 相对变化为 35 m, 范围覆盖了新疆全境及其以东部分地区, 是中国大陆上最大的水准面扰动区. 大尺度水准面凹陷可以解释为深部(上地幔内)质量缺失. 另一种解释是地幔对流的沉降作用也可以形成大地水准面的凹陷. Kaula(1972)指出, 重力异常(及大地水准面异常)与对流体系的关系依赖于热对流系统的边界条件. 如果系统具有刚性边界, 因较热的上升流密度低, 则上升流会伴随负异常. 不过, 若系统的上部边界是自由表面, 上升流可以推动物质上升, 使地面(大地水准面)隆起, 形成多余质量, 引起正重力异常. 下降流的作用与之相反, 因而与负异常相伴.

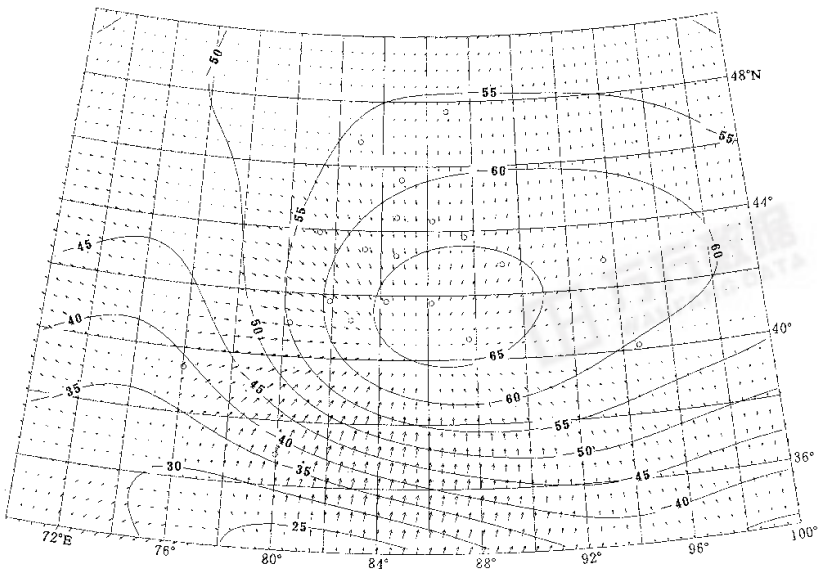


图 3 大地水准面扰动异常与地幔对流粘滞应力分布(2~36 阶).

水准面异常等值线单位为 m. 粘滞应力最大值约为 25 MPa

由卫星重力数据计算的地幔对流粘滞应力分布表明, 大地水准面凹陷区又是对流应力的汇集区. 最大粘滞应力约为 25 MPa, 这个值在量级上与用力学模拟方法估计的大陆内部应力场强度相当(Coblentz *et al.*, 1995). 大地水准面凹陷和对流应力汇集均表明, 天山与塔里木盆地和准噶尔盆地处于地幔对流的挤压沉降环境. 在这种挤压沉降环境下, 塔里木盆地和准噶尔盆地下沉, 天山则在挤压作用下隆起. 挤压应力南北不对称, 南侧应力较

大,可能是由于叠加了青藏高原北移的推力. 挤压应力场的汇集中心在天山山脉以南. 这种应力分布有利于塔里木块体岩石圈俯冲到天山之下的观点. 另外,除南北向挤压作用外,还存在沿天山山脉走向方向的東西向挤压应力分布. 东西向挤压应力也是不对称的,西侧应力大,而东侧应力则较小.

### 3.3 地壳和岩石圈平均密度异常

计算地壳平均密度异常时取球谐系数 120~360 阶,按 Bowin(1986)的估计式,计算出的面密度是深度小于 50 km 的密度扰动的综合反映. 面密度除以 50 km,就得到地壳内垂向平均的密度扰动分布. 计算岩石圈平均密度异常时取球谐系数 51~120 阶,大致反映 50~120 km 深度范围内的密度变化.

地壳平均密度异常(图 4)显示出与卫星重力异常相似的特点,山区密度异常为正,盆地中密度异常为负. 山区的正异常是地表以上多余质量引起的. 沿造山带的边缘,如天山南北两侧准噶尔盆地南缘和塔里木盆地北缘、西昆仑山及阿尔金山北侧的塔里木盆地南缘,都有比较明显的负异常带. 这种山前负密度异常带可能是新生造山带固有的地球物理特征. 在挤压作用下,两侧地壳向造山带下俯冲,造山带快速隆升,山前形成拗陷,接受松散堆积,造成造山带山前质量亏损. 当前,天山仍然处于快速隆升阶段,山前形成逆断裂-褶皱带,逆断裂上下盘发生差异升降运动,运动速率达到 0.8~1.35 mm/a(徐锡伟等, 1992). 同时,逆断裂-褶皱带在缩短,缩短速率约为 2 mm/a(杨晓平等, 1996). 表明挤压作用很强烈,使造山带山前继续保持质量亏损和不均衡状态. 可以预计,在挤压造山作用减弱以后,重力均衡作用会使造山带及山前地区整体抬升.

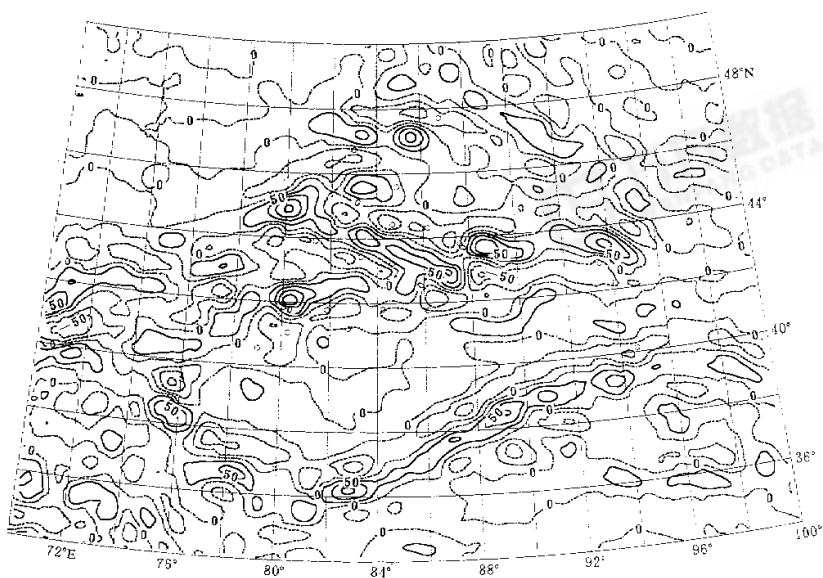


图 4 地壳平均密度异常(>120 阶). 等值线单位为  $\text{kg}/\text{m}^3$ , 虚线表示负异常

岩石圈平均密度异常(图 5)在天山,东、西昆仑山,阿尔泰山,祁连山都为正异常. 平均密度异常为正,可能意味着挤压造山带下岩石圈的加厚. 东天山是一个比较特殊的地区,这里没有正异常与之对应,表明东天山与其它造山带在深部构造上有很大不同. 山体



隆升仅引起浅部质量重新分布,而未扰动深部质量.这可能与地幔对流应力的强度分布有关.在天山中段和西段,南北向和东西向的地幔对流应力都明显较强,东段则较弱.

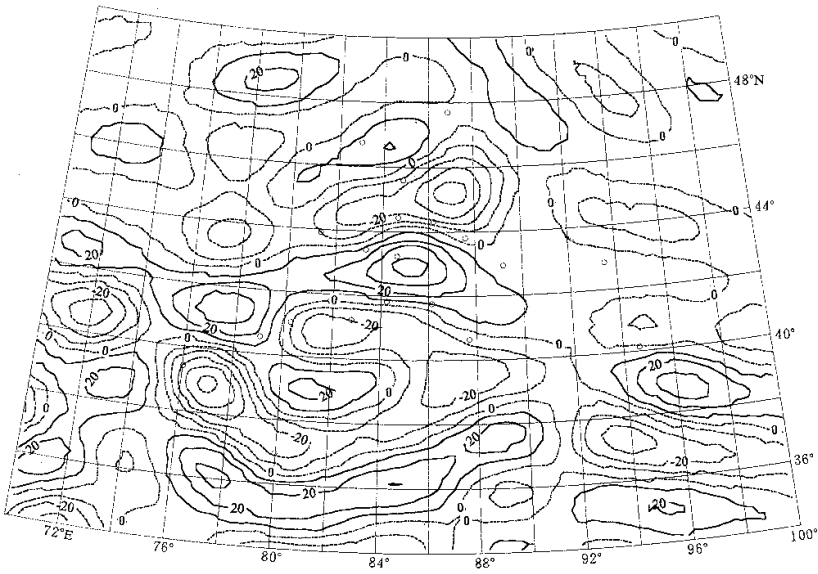


图 5 岩石圈平均密度异常(50~120 阶)

卫星重力资料给出的地壳与上地幔密度分布与某些地震面波反演的结果是相容的.例如陈国英等(1995)用面波得到的三维 S 波速度结构显示,天山中西部与其东部相比,地壳厚度大、上地幔盖层速度偏高、上地幔低速层埋深大.这些都表明,我们得到的天山中西部与东部地区上地幔顶部密度分布差异是可靠的.

可以推测,在挤压沉降的构造环境下,深部的铁镁质成分应难以升入地壳的中上层,这正好说明天山地区较低的磁异常背景.此外,岩石学研究也指出,自中生代以来,天山地区的岩浆活动很弱.在强烈隆升的天山地区,岩浆活动很弱也应该与地幔对流下降区的冷挤压环境有关.

4 讨论与结论

卫星重力资料表明,新疆及其周围地区有一个大尺度的大地水准面凹陷区.凹陷区的中心在库尔勒附近.该凹陷区是地幔对流的汇集沉降作用形成的.地幔对流在岩石圈底部形成的粘滞应力分布以南北向不对称挤压作用为主,是天山造山带形成的主要构造作用力.在挤压作用下,天山造山带快速隆升,造山带下岩石圈加厚.而在造山带南北两侧形成拗陷带.

以天山为汇集中心的地幔对流应力分布,在南北方向和东西方向都是不对称的.南部、西部应力较强,北部、东部应力较弱.这种应力分布与谢新生(1999)用弹性稳定理论和流变学理论估计的的天山地区应力分布是一致的.

我们用卫星重力资料计算地幔对流应力分布是以 Runcorn(1967)的理论为基础的.这种理论只考虑地幔对流中与密度分布有关的极型运动,而未考虑环型流动.计算出的地幔

对流应力分布只是地幔对流的一种模式, 与其他学者的结果(傅容珊, 黄建华, 1994)不完全一致。不过, 我们的结果在总体上与地质调查和力学分析是相容的。

本研究得到了曾融生院士和汪一鹏、杨主恩教授的指导和帮助, 在此表示感谢。

## 参 考 文 献

- 陈国英, 宋仲和, 安昌强, 等. 1995. 中国北部及邻区地壳上地幔三维速度结构[J]. 地球物理学报, **38**(3): 321~328
- 方剑. 1994. 利用卫星重力数据计算地球内部密度异常[J]. 地球物理学进展, **9**(3): 60~65
- 傅容珊, 黄建华. 1994. 上地幔小尺度热对流及大陆岩石层动力学[A]. 见: 陈运泰, 阚荣举, 滕吉文, 等主编. 中国固体地球物理学进展[C]. 北京: 海洋出版社, 169~178
- 傅容珊. 1983. 地球重力异常源的深度[J]. 地壳形变与地震, **7**(4): 19~23
- 谢新生. 1999. 挤压带褶皱构造力学解析及其地震意义[J]. 地震学报, **21**(3): 278~284
- 徐锡伟, 邓起东, 张培震, 等. 1992. 新疆玛纳斯-霍尔果斯断裂-褶皱带河流阶地的变形及其构造意义[A]. 见: 活动断裂研究编委会编. 活动断裂研究(2)[C]. 北京: 地震出版社, 117~127
- 杨晓平, 邓起东, 冯先岳. 1996. 北天山吐谷鲁活动断裂——背斜几何学、运动学特征研究[A]. 见: 活动断裂研究编委会编. 活动断裂研究(5)[C]. 北京: 地震出版社, 42~53
- 张赤军, 操华胜, 罗少聪. 1988. 由地面卫星重力资料研究岩石圈密度[J]. 地球物理学报, **31**(6): 664~671
- 张季生. 1997. 利用卫星重力、磁力资料研究深部地质构造[A]. 见: 张炳熹, 洪大卫, 吴宣志主编. 岩石圈研究的现代方法[C]. 北京: 原子能出版社, 103~112
- 周国藩, 张健. 1994. 利用卫星重力场特征分析青藏高原的构造演化趋势[A]. 见: 中国地球物理学会编. 中国地球物理学会年刊[C]. 北京: 地震出版社, 81
- Bowin C. 1986. Depth estimates from ratios of gravity geoid and gradient anomalies[J]. *Geophysics*, **51**(1): 123~136
- Coblentz D D, Mike S, Randall M R. 1995. The origins of the intraplate stress field in continental Australia[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **133**: 299~309
- Kaula W M. 1972. Global gravity and tectonics[A]. In: Eugene C R ed. *The Nature of the Solid Earth*[C]. New York: McGraw-Hill Inc, USA, 385~405
- Lemoine F C, Smith D E, Kunz L, et al. 1996. The development of the NASA GSFC and NIMA joint geopotential model[A]. *Proceeding paper for the International Symposium on Gravity, Geoid and Marine Geodesy* [C]. Tokyo, Japan, 102~114
- Liu H S, Chang E S, Wyatt G H. 1976. Small-scale mantle convection system and stress field under the Pacific plate[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **13**: 212~217
- Liu Hanshou. 1977. Convection pattern and stress system under the African plate[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **15**: 60~68
- Runcorn S K. 1967. Flow in the mantle inferred from the low degree harmonics of the geopotential[J]. *Geophys J R astr Soc*, **14**: 375~384



# DYNAMIC FEATURES OF THE TIANSHAN OROGEN DEDUCED FROM SATELLITIC GRAVITY DATA

Lou Hai   Wang Chunyong   Wang Fei

*(Institute of Geophysics, China Seismological Bureau, Beijing 100081, China)*

**Abstract:** The latest geopotential model, EGM96, was employed to compute the free-air gravity anomaly, geoidal separation, the average density anomalies of the crust and the uppermost mantle, and the distribution pattern of the viscous stress exerted by mantle convection over Xinjiang and its neighboring areas. Based on these results and other data, we try to interpret the geodynamical features of the Tianshan orogen. Our research suggests that the Tianshan orogen is in a tectonic setting of compressive settling, driven by mantle convection. Under the effect of the compressive stress field, asymmetric in north-south direction, the Tianshan orogen upheaved quickly. The center of compressive stress field is in the south of the Tianshan, and the characteristic of stress field is favorable for the view point that the Tarim plat subducts beneath the Tianshan. The southern margin of the Juggar basin and the northern margin of the Tarim basin are two areas where the crust is of mass deficiency. We attribute the mass deficiency to the fact that the crust in both north and south the Tianshan is bend downwards under the compressive stress. Our research also indicates that the density distribution patterns in the deep of the eastern Tianshan are different from those in the middle and western Tianshan. It may be explained as the results from the east-west oriented distinction of the mantle convection.

**Key words:** geopotential model; geoidal separation; viscous stress pattern; mantle convection