

文章编号: 0253-3782(2003)02-0172-10

丽江地震前后重力场变化的有限矩形位错模型分析^{*}

燕乃玲^{1, 2)} 李 辉³⁾ 申重阳³⁾

1) 中国南京 210008 中国科学院南京地理与湖泊研究所

2) 中国北京 100039 中国科学院研究生院

3) 中国武汉 430071 中国地震局地震研究所

摘要 研究了用有限矩形位错模型计算地壳形变引起的地面重力场变化的方法. 以丽江 $M_s 7.0$ 地震为例, 讨论了确定用于模型计算的断层面参数的原则, 并给出了结果. 计算和分析了不同类型位错引起的重力场变化图象特征, 并与丽江地震前后观测到的重力场变化进行比较. 结果表明, 在发震断层有限范围内模型可解释同震重力场的变化, 但模型对于更大空间范围上的重力场变化并不能给出很好地解释.

关键词 有限矩形位错模型 丽江地震 同震重力场变化

中图分类号: P315.72⁺ 6

文献标识码: A

引言

地震前后伴随有地球重力场的局部变化 (Barnes, 1966; Hunt, 1970; 陈运泰等, 1980; Jachens, Roberts, 1985). 这一变化被认为是断层运动引起地壳形变的结果. 地壳形变一方面引起地壳内局部应力场改变导致一点处的介质密度发生变化, 另一方面改变这一点相对于观测点的位置. 另外, 变形会产生新的裂缝或使已有的裂缝增大, 这样, 流体, 例如水或者岩浆就会流进(或者流出), 导致观测点附近的介质质量发生变化, 从而也会影响重力场变化 (Walsh, 1975; Hagiwara, 1977; 陈运泰等, 1980). 近年来, 运用地震位错理论求得这一伴随地震过程的局部重力场的解析解, 已成为研究重力场变化机制、加深对地震断层破裂过程认识的有效途径. 已有研究者 (Walsh, 1979; Savage, 1984; Okubo, 1991; 黄建梁等, 1995) 讨论并建立了点源位错模型引起的重力位势及其重力场变化. 对于近场地震断层活动的情况, 可以用有限矩形位错模型来描述. 本研究依据有限矩形位错模型引起的地面垂直位移, 在综合地震、地质实际观测资料判定地震断层面几何参数基础上, 计算地面重力场变化, 解释丽江地震前后观测到的重力场时空分布, 并检验断层位错理论在反映地壳构造活动及其重力场变化方面的应用.

1 有限矩形位错模型及其重力场

1.1 半无限空间中的有限矩形位错模型

Okada(1985)用下列半无限空间中的有限大小的位错面表示地震断层, 如图 1 所示.

* 地震科学联合基金项目(101005)“地壳运动与地壳密度的耦合运动研究”资助.
2002-03-29 收到初稿, 2002-08-12 收到修改稿, 2002-10-09 决定采用.

位错面长度为 L , 宽度为 W , 底边埋深为 D , 倾角 δ . 取断层走向为 x_1 的方向, 当 $0 < \delta < \pi/2$ 时, 用 U_1 , U_2 和 U_3 分别代表断层上盘相对于下盘任意位错的走滑、倾滑和张性错动分量. 并假定各错动分量在整个断层面上是一致的, 即使在断层边缘也是如此. 图中表示的是逆断层, 如果 $\sin 2\delta < 0$, 则对应于正断倾滑断层.

该位错面的位错矢量和位错面法向矢量分别是

$$(\Delta u_1, \Delta u_2, \Delta u_3) = (U_1, U_2 \cos \delta - U_3 \sin \delta, -U_2 \sin \delta - U_3 \cos \delta) \quad (1)$$

$$(n_1, n_2, n_3) = (0, -\sin \delta, -\cos \delta) \quad (2)$$

1.2 有限矩形位错引起的重力场变化

对于位错面上的任意点 (ξ', η') (其中 $0 < \xi' < L$, $0 < \eta' < W$), 都可以看作是一个点源. 根据线弹性、各向同性半无限空间介质内点源位错引起的重力场变化计算公式, 只需在整个位错面上进行积分计算, 即可得到有限矩形位错引起的空间一点 $r(x_1, x_2, x_3)$ 处的重力位变化

$$W(r) = \int_0^L d\xi' \int_0^W \Delta \Psi^j(r; \xi_3) \Delta \mathbf{u}_i \mathbf{n}_j d\eta' \quad (3)$$

式中, $\Delta \Psi^j$ 是势张量, ξ_3 对应的坐标值在当前的笛卡尔坐标系中是 $D - \eta' \sin \delta$; $\Delta \mathbf{u}_i$ 是位错矢量, \mathbf{n}_j 是位错面方向矢量, 分别由式(1)和(2)给出. 而重力变化, 则由式(3)对 x_3 微分获得:

$$\Delta g(r) = -\frac{\partial}{\partial x_3} W(r) \quad (4)$$

为了与 Okada(1985)保持一致, 使用其关于地面垂直位移的表达式, 作同样的变量代换:

$$\xi = x_1 - \xi' \quad \eta = p - \eta' \quad (5)$$

将式(3)的积分化成

$$W(r) = \int_{x_1}^{x_1 - L} d\xi \int_p^{p - W} \Delta \Psi^j(r; \xi_3) \Delta \mathbf{u}_i \mathbf{n}_j d\eta \quad (6)$$

其中, $p = x_2 \cos \delta + (d - x_3) \sin \delta$.

对于地面上一固定点处的重力变化, 由式(4)

$$\Delta g(x_1, x_2) = -\frac{\partial}{\partial x_3} W(r) \Big|_{x_3=0}$$

此外, 还要加上由于地表面垂直位移引起的重力梯度变化, 即

$$-\beta \Delta h(x_1, x_2)$$

得到

$$\Delta g(x_1, x_2) = -\frac{\partial}{\partial x_3} W(r) \Big|_{x_3=0} - \beta \Delta h(x_1, x_2) \quad (7)$$

其中, $\beta = 3086 \text{ nm/s}^2 \cdot \text{m}$ ($10 \text{ nm/s}^2 = 1 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$). Okubo(1992) 给出了式(7)的解析表达式:

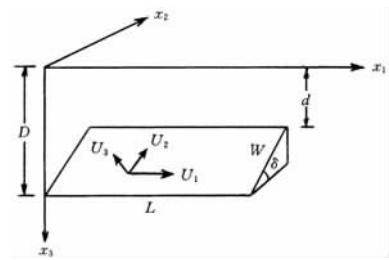


图 1 矩形位错模型示意图

$$\Delta g(x_1, x_2) = \{ \Delta \rho G U_3 C_g(\xi, \eta) + \rho G [U_1 S_g(\xi, \eta) + U_2 D_g(\xi, \eta) + U_3 T_g(\xi, \eta)] \} \parallel - \beta \Delta h(x_1, x_2) \quad (8)$$

式中使用了 Chinnery(1961)的记号“ \parallel ”，表示下述函数关系：

$$f(\xi, \eta) \parallel \equiv f(x_1, p) - f(x_1, p-W) - f(x_1, -L, p) + f(x_1-L, p-W) \quad (9)$$

此外， $\Delta \rho = \rho' - \rho$. ρ' 是张性位错发生时充填物质的密度. 式中其它符号如下：

$$\begin{aligned} S_g(\xi, \eta) &= -\frac{q \sin \delta}{R} + \frac{q^2 \cos \delta}{R(R+\eta)} \\ D_g(\xi, \eta) &= 2I_2 \sin \delta - \frac{q \bar{d}}{R(R+\xi)} \\ T_g(\xi, \eta) &= 2I_2 \cos \delta + \frac{q \bar{y}}{R(R+\xi)} + \frac{q \xi \cos \delta}{R(R+\eta)} \\ C_g(\xi, \eta) &= 2I_2 \cos \delta - \sin \delta \lg(R+\xi) \end{aligned}$$

高程变化 Δh 则使用 Okada(1985)给出的结果，对固定在地面上的任意点

$$\Delta h(x_1, x_2) = \frac{1}{2\pi} [U_1 S_h(\xi, \eta) + U_2 D_h(\xi, \eta) + U_3 T_h(\xi, \eta)] \parallel \quad (10)$$

式中各符号意义见 Okada(1985)文章.

2 丽江地震断层位错面参数的确定

为将上述位错模型应用于实际地震过程研究，现以 1996 年 2 月 6 日云南丽江 $M_s 7.0$ 地震为例，讨论确定丽江地震断层面参数.



图 2 丽江 $M_s 7.0$ 地震发震断层与重力剖面位置示意图

根据丽江地震宏观考察资料(张建国等, 1997; 苏有锦, 刘祖荫, 1997; 苏有锦等, 1999; 王绍晋等, 1997), 丽江地震是玉龙雪山山前断裂正断左旋滑动的结果. 该断裂北起大具, 向南隐伏于丽江盆地, 总体近南北走向, 长约 45 km. 发震断层区位示意图如图 2 所示. 震区南部的北东向丽江—剑川断裂和北部的中甸—永胜断裂是周边的控制性构造断裂. 从地震序列的分布情况看, 本次地震余震都处于上述边界断裂以内, 而且震害烈度区在这些断裂处出现快速递减. 这都说明了其对发震断层破裂的控制作用. 以此为基础, 按照以下步骤确定其断层破裂面的参数:

1) 断层面长度 L . 由地震序列的分布范围确定为 45 km, 实际上断层长度

对由于断层构造活动引起的形变或重力场变化只影响其范围, 而对变化程度没有影响 (Press, 1965). 由地震破裂过程确定的破裂面长度为 33 km, 可以作为对比.

2) 断层方位角. 按照震源机制解给出的结果(王绍晋等, 1997), 断层方位角为 N6°E.

3) 断层倾角 δ 和错动方式. 由震源机制解和 CMT(矩心矩张量解)给出, 倾角为 44°、倾向西, 属正断倾滑断层(王绍晋等, 1997). 这意味着断层两盘为西盘下降、东盘上升的相对运动, 与从地表观察到的断层两盘西升东降的地壳垂直位移特征不一致. 本研究主要考虑构造活动引起地壳形变的特征及相应的重力场变化, 因此, 以地表形变特征判定断层错动性质为逆断倾滑断层.

4) 断层上边缘埋深 d . 根据地表破裂变形特征、断层上下两盘出现的断错陡坎, 判断丽江地震断层破裂到达地表, 即 $d=0$.

5) 断层面宽度 W . 断层面宽度的确定考虑 3 个方案: 一是经验关系——大震的断层面长度与宽度基本呈 2:1 关系, 则 W 应为 22.5 和 16 km; 二是根据震源深度 10 km 和倾角 δ 为 44°, 并考虑到断层破裂时一般向上破裂, 估计 W 不超过 16 km; 三是使用观测到的垂直位移结合断层位错理论推算 W . 其方法如下:

对于倾滑断层, 有

$$U_2 = \frac{M_0}{\mu \times L \times W}$$

其中, M_0 为地震矩; μ 为刚度, 取为 3.0×10^{10} Pa. 给定一组 L 和 W , 由上式计算出倾滑分量 U_2 , 然后依据断层位错引起的位移公式正演计算地面垂直位移, 再与实际观测到的地面位移作比较. 表 1 是利用丽江地震几种不同的地震矩结果, 分别选择几组断层面参数计算的地面垂直位移.

表 1 丽江地震不同的断层面参数及其地面垂直位移

方法	地震矩 $/10^{18}$ N·m	断层面		倾角/(°)	倾滑分量 U_2 /m	地面最大垂 直位移/m
		长度/km	宽度/km			
CMT	9.8	45	16	44	0.45	0.28
CMT	9.8	45	32	44	0.22	0.14
地震标定率结果	12.5	33	16	44	0.78	0.45
体波反演结果	3.81	45	16	44	0.18	0.10

注: 地震矩结果分别来自: CMT、王绍晋等(1997)、标定率结果、秦嘉政等(1997)、体波反演、徐杨等(1998).

图 3a 中给出了用第一组参数计算的丽江地震断层位错引起的地面垂直位移分布. 图 3b 是垂直于断层走向上的地面垂直位移剖面曲线. 两盘相对错距最大为 0.28 m, 而野外考察获得的丽江地震断层两盘垂直位移最大错距也为 0.28 m(张建国等, 1997). 可见, 第一组参数计算的结果与其最为吻合. 因此最后确定 $W=16$ km.

6) 断层走滑分量 U_1 . 断层有左旋走滑运动, 地表变形水平错距最大为 0.30 m, 确定断层上盘左旋走滑 0.30 m, 即 $U_1=0.30$ m.

7) 断层倾滑分量 U_2 . 根据表 1 可知, $U_2=0.45$ m.

8) 断层的张性错动不予考虑.

3 丽江地震前后重力场变化的计算与分析

3.1 断层位错引起的重力场变化

根据上述获得的断层运动性质和断层面参数, 由式(8)计算相应的重力场变化. 图 4 给

出了逆断倾滑兼具左旋走滑的断层运动引起的重力场变化分布, 图 5 给出了仅有逆断倾滑的断层运动时重力场变化的分布。对比分析图 4 和 5, 可以发现:

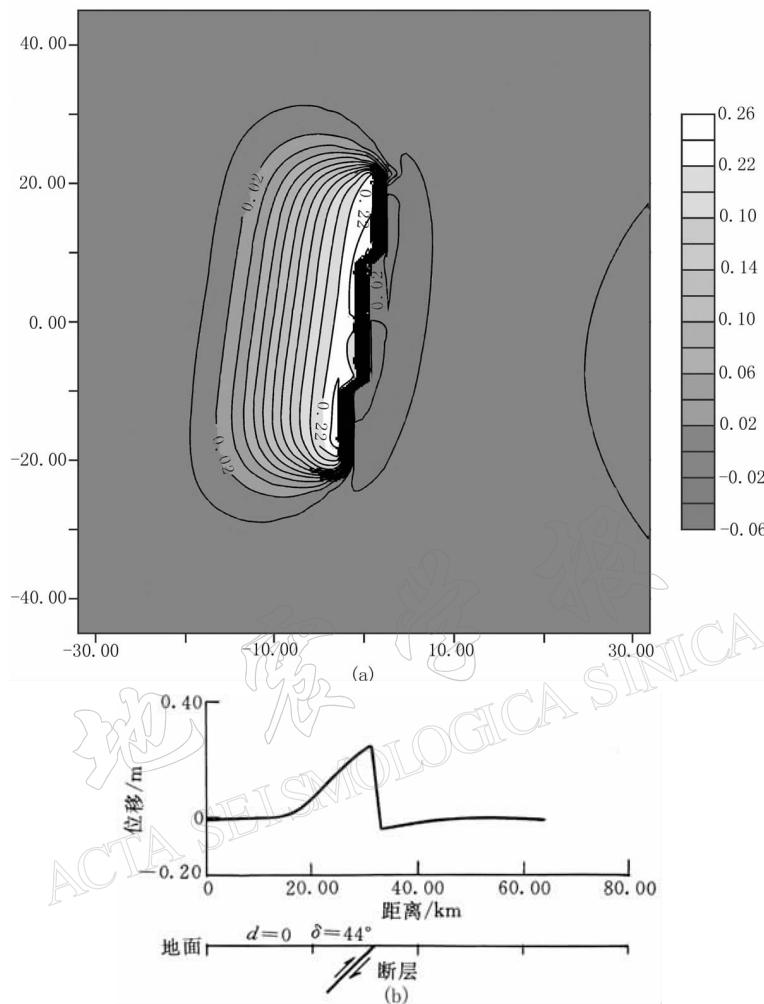


图 3 (a) 丽江地震断层位错引起的地面垂直位移分布图. 逆断倾滑断层: $L=45$ km, $W=16$ km, $U_2=0.45$ km, $\delta=44^\circ$ (图中横、纵坐标为距离, 单位: km; 位移单位: m); (b) 垂直于断层走向的地面垂直位移

- 1) 断层走滑运动对重力场变化的量级贡献相对较小, 在本例中可以不予考虑. 但它影响了重力变化的空间分布格局.
- 2) 断层倾滑运动是影响重力场变化的主要因素, 而其中断层位错引起的地壳垂直位移形成的梯度效应是重力场变化的主要部分. 参考图 3 中的地面垂直位移分布, 与图 4 的重力场变化形态十分接近, 就说明了这一点.
- 3) 决定重力场变化量级的参数是断层错动量 U , 断层面的空间尺度规定了重力场变化的伸展范围. 图中可见, 对丽江地震这种浅层壳内破裂地震, 断层位错引起的重力场变化分布从断面向外延展大约 10 km, 这正是震源深度的量级.
- 4) 断层面的埋深是另一个影响重力场变化大小和分布的参数. 在地震矩一定的情况下

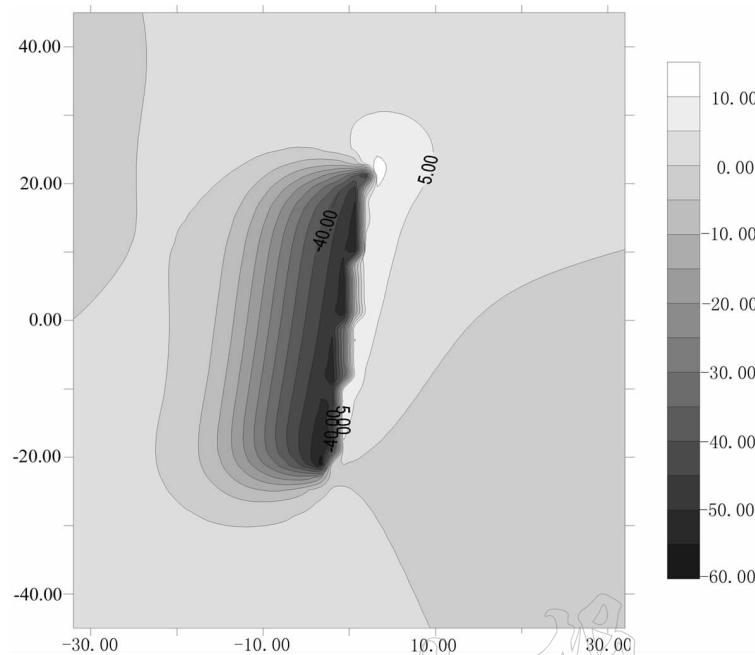


图4 有限矩形位错模型计算的丽江地震重力场变化. 倾滑逆断兼具左旋走滑断层: $L=45$ km, $W=16$ km, $U_1=0.30$ m, $U_2=0.45$ m, $\delta=44^\circ$ (图中横、纵坐标为距离, 单位: km; 重力变化单位: 10^{-8} m/s²)

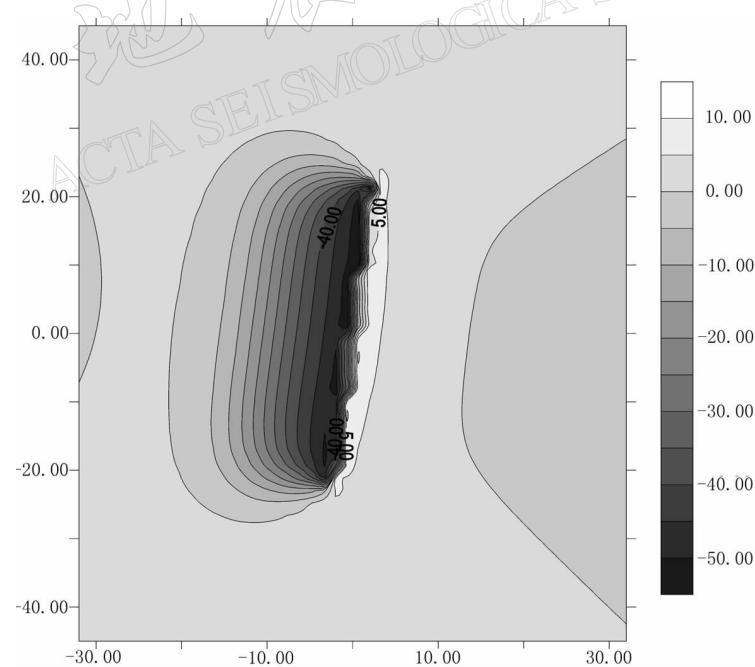


图5 有限矩形位错模型计算的丽江地震重力场变化. 倾滑逆断层: $L=45$ km, $W=16$ km, $U_2=0.45$ m, $\delta=44^\circ$ (图中横、纵坐标为距离, 单位: km; 重力变化单位: 10^{-8} m/s²)

下, 当断层埋深增加时, 重力变化的范围扩大、量级变小。丽江地震的断层位错参数中断层面上边缘埋深 d 取为零, 但在理论计算时模型中的 d 取零则意味着断层位错面与地表面相交, 此时在交线处模型中的势函数是奇异的, 因为断层位错面是“源”, 而地表面是“场”, 当势函数在“源”上时是奇异的。为了避免这种奇异性, 实际计算时将 d 取为 0.001。

3.2 与实际观测结果的比较

图 6 给出丽江地震前(1995 年 11 月)和震后(1996 年 8 月)两期重力场观测结果的差值, 它反映出同震重力变化的情况。所用资料取自滇西综合高精度重复重力测网。该网由 150 多个测点组成, 自 1985 年开始使用 LCR 相对重力仪, 每年观测 2~3 次。对多期资料的平差计算表明, 其测量精度为 $7 \times 10^{-8} \sim 10 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$ (李辉等, 2000)。资料处理方法见贾民育等(1995)、孙少安和项爱民(1999)等文章。图 6 中方框所标出的范围对应图 4 中模型计算的重力场变化分布。可以看出, 在丽江以西有重力变化的负值区, 大小约 $45 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$; 丽江以东有一个小范围的重力变化正值区, 大小约为 $10 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$ 。与图 4, 5 的结果对比分析, 理论与实测重力变化分布在丽江附近局部是吻合的。可以认为, 实际观测的重力场变化在一定程度上反映了断层位错运动的重力效应。

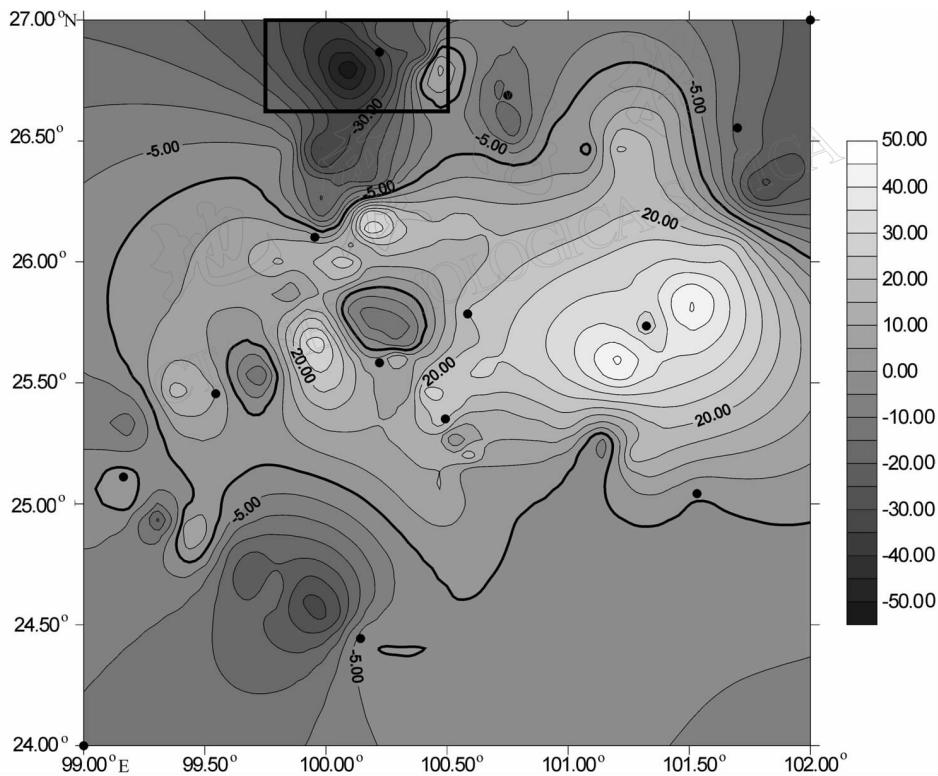


图 6 丽江地震前后观测到的重力场变化分布图(1996 年 8 月对 1995 年 11 月)
(图中横坐标为经度, 纵坐标为纬度; 重力变化单位: 10^{-8} m/s^2)

选择丽江附近约 50 km 范围内(相当于发震断层的长度)的几个测点作重力场变化的背景分析, 以便与同震重力变化作比较。表 2 是丽江—剑川剖面 3 个测点和丽江—永胜剖面 3 个测点(图 2)1991~1998 年的重力观测变化值。从表 2 中可分析看出, 1995 年以前没有明显变化, 1996 年 8 月的观测出现明显下降变化, 震后恢复。这表明丽江地震引起局部

重力场的下降变化是显著的。

表 2 丽江附近部分重力测点的历年变化值^{*} 10^{-8} m/s^2

重力点	观 测 时 间							
	1991 年 11 月	1992 年 11 月	1993 年 11 月	1994 年 11 月	1995 年 11 月	1996 年 8 月	1997 年 10 月	1998 年 8 月
丽江	3	-5	2	-5	2	-32	1	-5
太安	3	-3	-14	-7	21	-36	10	54?
白汉场	-1	-6	10	6	1	-39	-2	-1
地质队	2	-2	0	-1	10	-15	-5	-1
东虹	5	4	-7	-8	12	-20	14	7
鹤庆	8	0	-12	-1	-1	-27	2	-15
松桂	9	0	5	-13	-10	-35	(未测)	-7

* 资料来源: 中国地震局地震研究所重力学组

对于图 6 中丽江以外更大范围上的重力场变化, 还不能用断层位错效应给出很好的解释。分析其原因, 一是资料与模型的局限性, 发震断层的南端点正好在丽江, 而重力观测网布设在丽江以南, 资料在空间上有一定局限性。同时, 由于有限矩形位错模型中假定断层的位错当达到端点时突然消失, 模型计算获得的重力变化分布在发震断层端点外衰减很快。如果模型中断层在端点处是渐变的, 其重力场变化的范围就要大得多; 另一方面, 对于离震中区较远的观测点, 其重力变化似乎应从背景应力场和背景物理场方面寻找解释, 丽江 $M_s 7.0$ 地震的断层位错模式和地表形变结果不支持这些较远测区的重力变化也是地震形变的结果。

4 讨论和结论

1) 用有限矩形位错模型表示地震断层面, 计算断层位错引起的重力场变化, 其结果与观测到的丽江地震前后重力场的变化在局部具有一致性。一方面说明了模型在发震断层周围有限范围内的适用性, 另一方面说明野外观测资料在相应范围内能够反映构造活动的信息。对于大地震孕震过程中相应的重力场时空变化, 由于观测获得的往往是综合结果, 其中还包括更大范围、更长时间背景上的地球物理背景场的效应。显然, 无论从时间域还是空间域来看, 前者属于短波信号, 而后者则属于长波信号。

2) 断层位错模型中由于假定断层位错矢量在端部是突然变为零的, 这对于断层尺度范围以外(尤其在两端)的区域重力场的变化不能给出更接近于实际的描述。

3) 丽江地震的地表形变特征, 以及断层西盘出现重力场负值变化区, 都表明断层的运动方式是倾滑为主的逆断层, 这与由地震机制解给出的结果不一致。表明深部的地震破裂与浅表地层错动之间不一致。其形成的原因和机制有待进一步研究。

参 考 文 献

- 陈运泰, 顾浩鼎, 卢造勋. 1980. 1975 年海城地震与 1976 年唐山地震前后的重力变化[J]. 地震学报, 2(1): 21~31
 黄建梁, 李辉, 李瑞浩. 1995. 点源位错引起的重力、位势及其梯度变化[J]. 地震学报, 17(1): 72~80
 贾民育, 邢灿飞, 孙少安. 1995. 滇西重力变化的二维图象及其与 5 级以上地震的关系[J]. 地壳形变与地震, 15(3): 9~19

- 李辉, 付广裕, 孙少安, 等. 2000. 滇西地区重力场动态变化计算[J]. 地壳形变与地震, **20**(1): 61~66
- 秦嘉政, 刘祖荫, 张俊伟. 1997. 用地震标定率研究丽江 7.0 级地震的破裂过程[J]. 地震研究, **20**(1): 47~57
- 苏有锦, 刘祖荫. 1997. 丽江 7.0 级地震震源环境及其破裂过程讨论[J]. 地震研究, **20**(1): 66~71
- 苏有锦, 刘祖荫, 蔡民军, 等. 1999. 云南地区强震分布的深部地球介质背景[J]. 地震学报, **21**(3): 313~322
- 孙少安, 项爱民. 1999. 区域重力场相对基准的建立[J]. 地壳形变与地震, **19**(1): 78~81
- 王绍晋, 龙晓帆, 罗淑进. 1997. 丽江地震序列的震源机制、发震应力场和破裂特征[J]. 地震研究, **20**(1): 26~34
- 徐杨, 菊地正幸, 苏有锦. 1998. 1996 年 2 月 3 日云南丽江地震震源过程的体波反演[J]. 地震学报, **20**(2): 113~117
- 张建国, 周瑞琦, 吴伯黔, 等. 1997. 丽江 7.0 级地震地表破裂与形变特征[J]. 地震研究, **20**(1): 58~65
- Barnes D F. 1966. Gravity changes during the Alaska earthquake[J]. *J Geophys Res*, **71**: 451~456
- Chinnery M A. 1961. The deformation of the ground surface faults[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **51**: 355~372
- Hagiwara Y. 1977. The Mogi model as a possible cause of the crustal uplift in the eastern part of Izu Peninsula and the related gravity change[J]. *Bull Earthq Res Inst Tokyo Univ*, **52**: 301~309
- Hunt T M. 1970. Gravity changes associated with the 1968 Inangahua earthquake[J]. *N Z J Geol Geophys*, **13**(4): 1 050~1 051
- Jachens R C, Roberts C W. 1985. Temporal and areal gravity investigations at Long Valley Caledra, California[J]. *J Geophys Res*, **90**: 11 210~11 218
- Okubo S. 1991. Potential and gravity changes raised by point dislocations[J]. *Geophys J Int*, **105**: 573~586
- Okada Y. 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **75**: 1 135~1 154
- Okubo S. 1992. Gravity and potential changes due to shear and tensile faults in a half-space[J]. *J Geophys Res*, **97**: 7 137~7 144
- Press F. 1965. Displacements, strains, and tilts at teleseismic distances[J]. *J Geophys Res*, **70**: 2 395~2 412
- Savage J C. 1984. Local gravity anomalies produced by dislocation sources[J]. *J Geophys Res*, **89**: 1 945~1 952
- Walsh J B, Rice J R. 1979. Local changes in gravity resulting from deformation[J]. *J Geophys Res*, **84**: 165~170
- Walsh J B. 1975. An analysis of local changes in gravity due to deformation[J]. *Pure Appl Geophys*, **113**: 97~106

ANALYSES ON GRAVITY VARIATION BEFORE AND AFTER THE LIJIANG EARTHQUAKE BASED ON A FINITE RECTANGULAR DISLOCATION MODEL

Yan Nailing^{1,2)} Li Hui³⁾ Shen Chongyang³⁾

1) Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China

2) Graduate School, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China

3) Institute of Seismology, China Seismological Bureau, Wuhan 430070, China

Abstract: The methods were discussed to calculate the gravity variation due to crustal deformation based on a model of dislocation on a finite rectangular plane. Taking the Lijiang $M_s = 7.0$ earthquake as an example the calculating principle of fault parameters were determined, and the results were given. Of particular interests were the characteristics of the gravity changes in different dislocation types. With comparison between the calculated results and the practical measurements, it was found that the model could to some extent account for the observations. But it failed to give explanations to the more spatial gravity variation.

Key words: a finite rectangle dislocation model; Lijiang earthquake; co-seismic gravity field change