

邵志刚, 傅容珊, 薛霆彪, 查显杰. 2008. 震后短期和长期形变模拟——以1960年智利 M_w 9.5地震为例. 地震学报, 30(4): 405-415.

Shao Zhigang, Fu Rongshan, Xue Tingxiao, Zha Xianjie. 2008. Modeling transient and long-term postseismic deformation: A case study of 1960 M_w 9.5 Chile earthquake. *Acta Seismologica Sinica*, 30(4): 405-415.

震后短期和长期形变模拟 ——以1960年智利 M_w 9.5地震为例*

邵志刚^{1,2),*} 傅容珊¹⁾ 薛霆彪¹⁾ 查显杰¹⁾

1) 中国合肥 230026 中国科学院壳幔物质与环境重点实验室, 中国科学技术大学地球与空间科学学院

2) 中国北京 100036 中国地震局地震预测研究所

摘要 以1960年5月智利瓦尔迪维亚(Valdivia) M_w 9.5地震为例分析震后不同时期的形变, 实现了以 Burgers 体为粘弹介质模型来模拟震后粘弹松弛效应有限元数值模拟. 计算结果表明, 该粘弹介质模型可以模拟地震引起的瞬时同震弹性响应及震后粘弹松弛的短期和长期响应. 由1960智利 M_w 9.5地震震后模拟的应变率显示以 Burgers 体为粘弹介质模型可以解决 Maxwell 体在模拟震后短期和长期形变不协调问题.

关键词 智利地震 震后形变 Burgers 体 粘弹介质 有限元

文章编号: 0253-3782(2008)04-0405-11

中图分类号: P 315.72⁺⁵

文献标识码: A

Modeling transient and long-term postseismic deformation: A case study of 1960 M_w 9.5 Chile earthquake

Shao Zhigang^{1,2),*} Fu Rongshan¹⁾ Xue Tingxiao¹⁾ Zha Xianjie¹⁾

1) Key Laboratory of Crust-Mantle Materials and Environments, Chinese Academy of Sciences; College of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China

2) Institution of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China

Abstract: Taking the 1960 Valdivia, Chile, M_w 9.5 earthquake as an example, we firstly used finite element method (FEM) with Burgers medium model to calculate the post-seismic visco-elastic relaxation. The calculated post-seismic deformation includes coseismic, transient post-seismic and long-term post-seismic deformation. When we took the Burgers model as visco-elastic medium for calculating post-seismic deformation of the 1960 Chile M_w 9.5 earthquake, there did not appear uncoordinated result as caused by using Maxwell material model due to different durations of post-seismic deformation.

Key words: Chile earthquake; post-seismic deformation; Burgers model; visco-elastic medium; FEM

* 基金项目 国家自然科学基金(40274033)和地震预测研究所基本科研业务费项目(0207690211)资助.

收稿日期 2007-09-22 收到初稿, 2008-04-10 决定采用修改稿.

† 通讯作者 e-mail: shaozg@mail.ustc.edu.cn

引言

智利地处太平洋板块与南美洲板块相互碰撞的安第斯俯冲带,地震发生频繁,是世界上遭受地震危害最多的国家之一,全世界每年记录到的地震中就有 21% 发生在智利. 尤其 1960 年 5 月智利瓦尔迪维亚(Valdivia)地区发生的 $M_w 9.5$ 大地震,地震破裂长度达 850 km,引发巨大海啸. 海啸以每小时几百公里的速度横扫太平洋沿岸,将智利的康塞普西翁(Concepcion)、塔尔卡瓦诺(Talcahuano)、奇廉(Chillan)等城市摧毁殆尽,造成 200 多万人无家可归.

1993 年以来德国博茨坦地学中心在智利布设了数目众多的 GPS 观测台站,其详实的地表形变观测为研究本地区地球动力学环境提供了良好条件. Klotz 等(2001)利用 GPS 观测数据,分析了智利从南纬 22° — 42° 的地表形变,最主要的特点是中部地区($26^\circ S$ — $37^\circ S$)的形变速度与俯冲引起的形变速度一致,而南北两端的形变与中部却存在很大差异,由此认为这分别是由 1960 年智利瓦尔迪维亚大地震和 1995 年安托法加斯塔(Antofagasta) $M_w 8.1$ 地震的震后效应引起的(图 1). 对于南部地区($37^\circ S$ — $42^\circ S$),利用震后地表形变反演断层模型和地质模型,认为地壳最佳粘滞系数 $\eta = 1.0 \times 10^{20} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ (Lorenzo *et al*, 2006).

本文以震后 GPS 数据为约束,通过网格搜索确定北部地区($22^\circ S$ — $26^\circ S$)的地壳粘弹性,认为最佳粘滞系数为 $5.0 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$. 对于南北粘滞系数差将近两个数量级,由于对 1960 年 $M_w 9.5$ 地震震后短期的观测数据掌握不够,不能完全排除这两个地区的地壳物理性质存在差异,但是通过数值模拟本文认为观测时间距离地震发生时间的长短同样对观测结果有决定性影响.

本文通过模拟认为,以 Maxwell 体模型模拟震后效应不能兼顾短期和长期的震后形

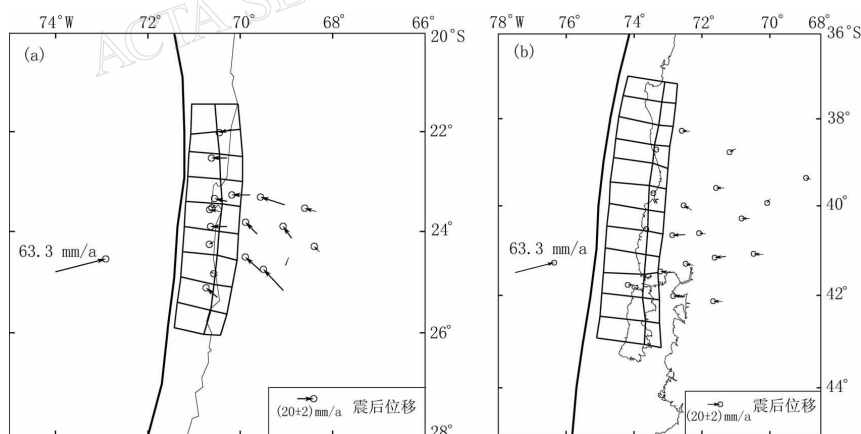


图 1 (a) 1995 年安托法加斯塔 $M_w 8.1$ 地震震后形变(1995—1996 年 GPS 观测,据 Klotz 等(2001)图改绘); (b) 1960 年智利 $M_w 9.5$ 地震震后形变(1994—1996 年 GPS 观测,据 Klotz 等(2001)图改绘)

Fig. 1 (a) Post-seismic deformation (1995—1996 GPS observation) after 1995 Antofagasta $M_w 8.1$ earthquake follow Klotz *et al*, 2001); (b) Post-seismic deformation (1994—1996 GPS observation) after 1960 Chile $M_w 9.5$ earthquake (follow Klotz *et al*, 2001)

变. 而用有限元法模拟, 以 Burgers 体为粘弹介质模型模拟震后松弛效应. 结果表明, 该方法可以模拟短期和长期震后形变.

1 1995 年智利安托法加斯塔 $M_w 8.1$ 地震震后反演

1995 年 7 月 30 日, 智利北部安托法加斯塔地区发生 $M_w 8.1$ 地震, 破裂长度为 180 km (Ruegg *et al*, 1996). InSAR 和 GPS 观测显示, 同震位移在 $200 \text{ km} \times 300 \text{ km}$ 范围超过 60 cm, 在安托法加斯塔城水平位移超过 1 m, 同震位错分布在 5—45 km 深度范围内. 本文位错模型采用根据 InSAR 和 GPS 观测联合反演的地震断裂 (Xia *et al*, 2003). 其观测和模拟的同震地表位移如图 3a 所示.

这次地震发生之前本地区地震相对并不频繁 (图 2a 所示为震前一年内地震), 但余震却非常密集 (Sobiesiak, 2000), 大约每天有 250 次余震不间断地持续了 3 个月. 3 个月以后, 本地区的地震活动性与震前相似 (图 2b). 因此观测到的震后形变可能与余震无关, 应该是由粘弹松弛引起的. 通过网格搜索确定本地区下地壳粘滞系数为 $5.0 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$. 震后 GPS 观测与模拟地表形变如图 3b 所示. 图 4 为网格搜索所得计算偏差与粘滞系数间的关系.

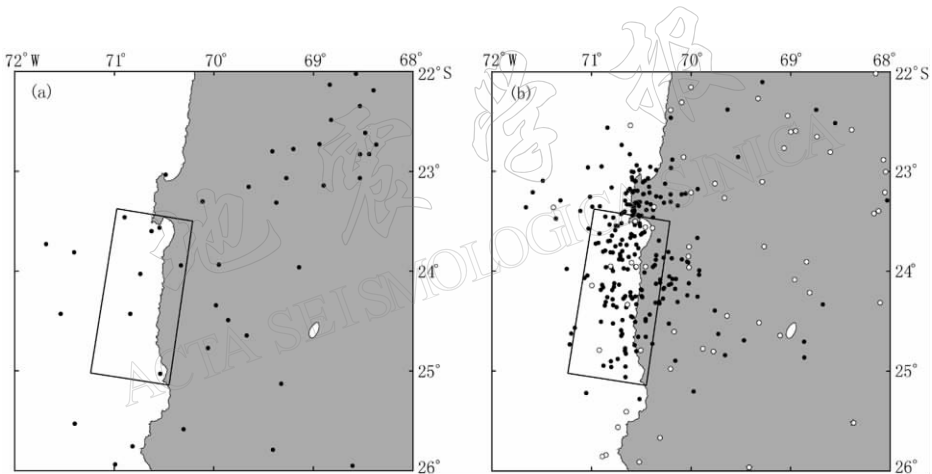


图 2 1995 年安托法加斯塔地区 $M_w 8.1$ 地震前后地震分布 (数据来自 ISC 地震目录)

(a) 震前一年地震分布; (b) 震后 3 个月 (1995-07-30—1995-10-30) 内余震 (圆点) 和震后一年内 (1995-10-30—1996-10-30) 地震 (空心圆) 分布

Fig. 2 Distribution of earthquakes before and after 1995 $M_w 8.1$ earthquake in Antofagasta (catalog from ISC)

(a) Earthquakes during one year before the mainshock; (b) Aftershocks during 3 months after mainshock (1995-07-30—1995-10-30, dots) and aftershocks during next 1 year (1995-10-30—1996-10-30, circle)

2 1960 年智利 $M_w 9.5$ 大地震震后形变分析

Lorenzo 等 (2006) 利用震后地表形变反演 1960 年智利 $M_w 9.5$ 地震位错模型以及地下介质的粘弹性质, 用 Maxwell 体作为粘弹介质模型, 认为最佳粘滞系数为 $1.0 \times 10^{20} \text{ Pa} \cdot \text{s}$. 由反演所得的最佳断层模型和地质模型, 模拟计算蒙特港 (Puerto Montt) 的震后位移随时间变化 (图 5a, b). 结果表明, 当粘滞系数较大时, 形变在震后 35 年内近似线性变化, 并

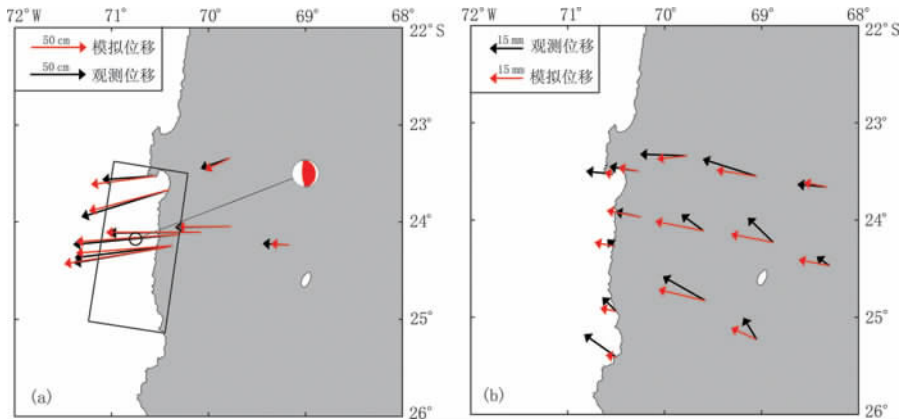


图 3 1995 年安托法加斯塔地区 $M_w 8.1$ 地震. (a) 同震位移; (b) 震后位移 (1995-10-30—1996-10-30). 红色表示模拟地表形变, 蓝色表示 GPS 观测地表形变

Fig. 3 Deformation of 1995 Antofagasta $M_w 8.1$ earthquake

(a) Coseismic deformation; (b) Postseismic deformation (1995-10-30—1996-10-30).

The simulated deformation is shown by red arrows and the observed by blue arrows

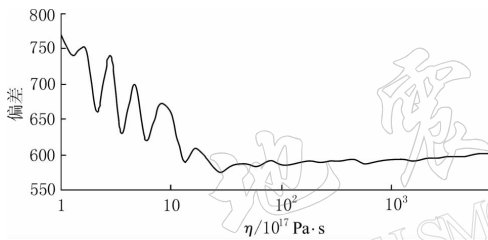


图 4 网格搜索所得计算偏差与粘滞系数(η)关系

Fig. 4 Variation of the calculation error with viscosity

不是如 Barrientos 等 (1992) 所述的震后应变速率随时间衰减; 当粘滞系数较小时, 形变在震后 35 年后通过调整达到平衡状态, 就观测不到 1960 年智利 $M_w 9.5$ 地震引起的明显形变 (Klotz *et al*, 2001). 图 6 为 1960 年地震引起的震后水平应变率. 当地壳粘滞系数为 $1.0 \times 10^{20} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ 时, 1962 年与 1995 年地震的震后应变率差别甚微 (图 6a, b); 当地壳粘滞系数为 $1.0 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ 时, 由 1995 年地震的震后应变率可知粘弹松弛通过调整已接近平衡 (图 6c, d). 因此表明用 Maxwell

体做模拟很难同时解释短期和长期震后形变.

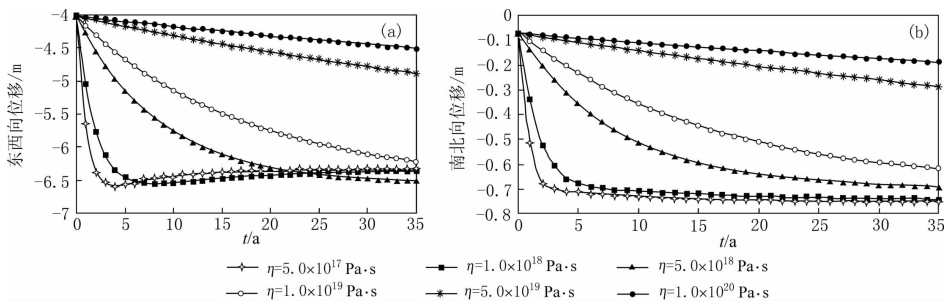


图 5 蒙特港 (41.4°S , 73.1°W) 的震后位移. (a) 东西向位移; (b) 南北向位移

Fig. 5 Post-seismic deformation at Puerto Montt (41.4°S , 73.1°W)

(a) East-west displacement; (b) North-south displacement

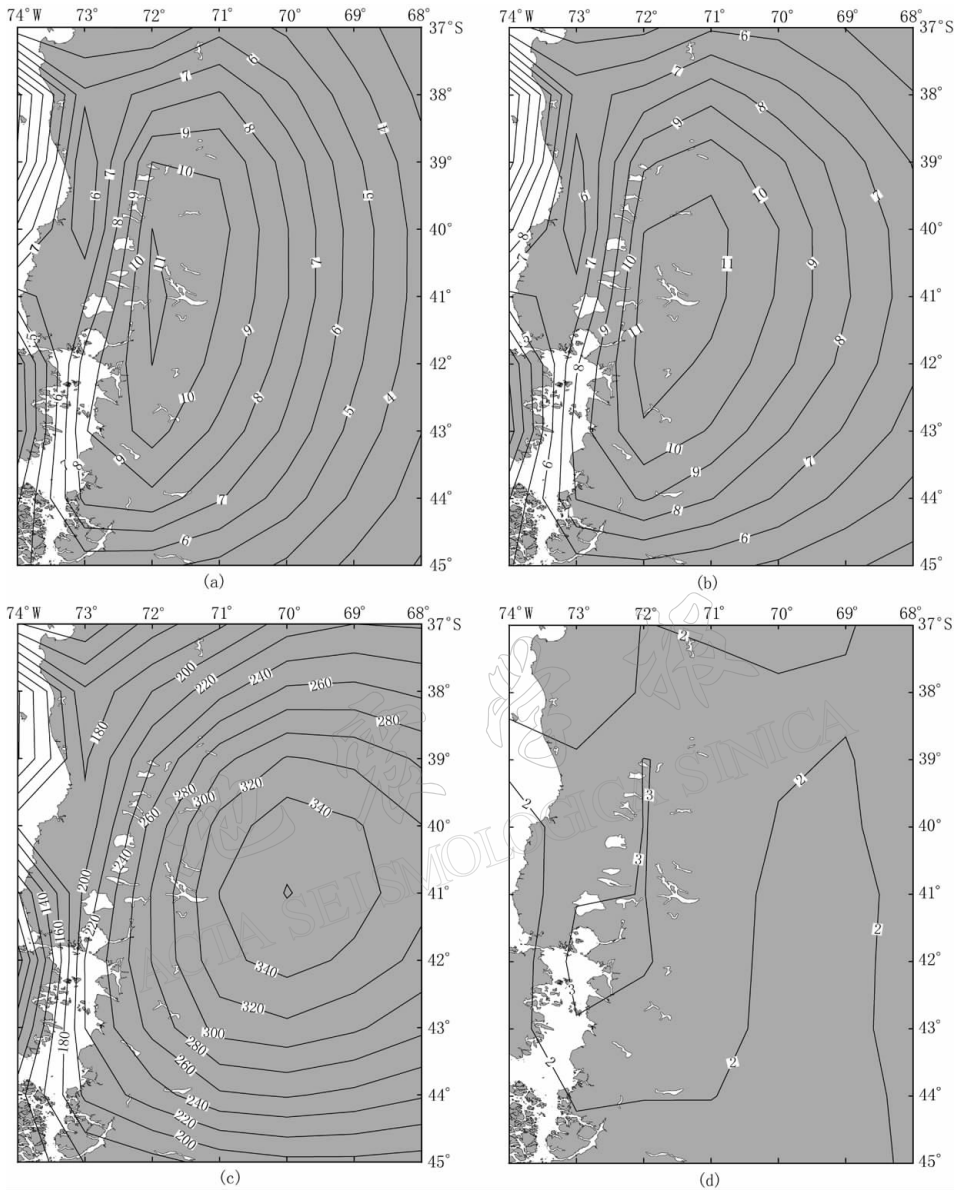


图 6 1960 年智利 $M_w 9.5$ 地震震后不同模型模拟的震后形变率(单位: mm/a)

- (a) 1962 年形变率(Maxwell, $\eta = 1.0 \times 10^{20} \text{ Pa} \cdot \text{s}$); (b) 1995 年形变率(Maxwell, $\eta = 1.0 \times 10^{20} \text{ Pa} \cdot \text{s}$);
 (c) 1962 年形变率(Maxwell, $\eta = 1.0 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$); (d) 1995 年形变率(Maxwell, $\eta = 1.0 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$)

Fig. 6 Post-seismic displacement rate (mm/a) of the 1960 Chile $M_w 9.5$ earthquake calculated with different models

- (a) Displacement rate in 1962 (Maxwell, $\eta = 1.0 \times 10^{20} \text{ Pa} \cdot \text{s}$); (b) Displacement rate in 1995
 Maxwell, $\eta = 1.0 \times 10^{20} \text{ Pa} \cdot \text{s}$); (c) Displacement rate in 1962 (Maxwell, $\eta = 1.0 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$);
 (d) Displacement rate in 1995 (Maxwell, $\eta = 1.0 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$)

3 以 Burgers 体为粘弹介质模型模拟震后形变

3.1 微分型本构方程

Burgers 体为 Kelvin 体(1)和 Maxwell 体(2)串联而成的模型,其模型如图 7 所示.由模型理论可以得到其微分形式的本构方程

$$\sigma + \left(\frac{\eta_2}{k_1} + \frac{\eta_1}{k_1} + \frac{\eta_2}{k_2} \right) \frac{\partial \sigma}{\partial t} + \frac{\eta_1 \eta_2}{k_1 k_2} \frac{\partial^2 \sigma}{\partial t^2} = \eta_2 \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + \frac{\eta_1 \eta_2}{k_1} \frac{\partial^2 \varepsilon}{\partial t^2} \quad (1)$$

式中, ε 表示应变; σ 表示应力; η 表示粘滞系数; k 表示弹性模量. 下角标 1, 2 分别对应模型示意图中的 1 和 2.

对于常应力 σ_0 , 其应变响应为

$$\varepsilon(t) = \frac{\sigma_0}{k_2} + \frac{\sigma_0}{k_1} (1 - e^{-t/\tau_1}) + \frac{\sigma_0}{k_2} \frac{t}{\tau_2}$$

其中, $\tau_1 = \eta_1/k_1$; $\tau_2 = \eta_2/k_2$. 这个效应是 3 个效应的

叠加: 瞬时弹性响应、呈指数衰减的瞬态响应和线性增加的稳态响应. 瞬时和稳态的效应分别与松弛时间 τ_1 和 τ_2 有关(Pollitz, 2005).

3.2 积分型本构方程

由微分型本构方程作数值模拟, 位移高阶微分在计算中会带来很多数学上的困难. 所以本文采用粘弹介质积分形式本构方程, 由 Boltzmann 叠加原理表示粘弹效应在时间上的积累. Burgers 体微分型本构方程(周德培等, 1995; Carcione *et al.*, 1988)为

$$\begin{aligned} \sigma_{ij}(t) &= 2 \int_0^t G(t-\xi) \frac{\partial \varepsilon_{ij}(\xi)}{\partial \xi} d\xi + \left\{ \int_0^t \left[G'(t-\xi) - \frac{2}{3} G(t-\xi) \right] \frac{\partial \varepsilon_{kk}(\xi)}{\partial \xi} d\xi \right\} \delta_{ij} \\ &= 2G(t) * \dot{\varepsilon}_{ij}(t) + \left(K - \frac{2}{3} G(t) \right) * \dot{\varepsilon}_{kk}(t) \delta_{ij} \quad i, j, k = x, y, z \end{aligned} \quad (2)$$

其中, G' 为体积模量, 通常用常数 K 表示. Burgers 体的松弛模量为

$$G(t) = \frac{1}{\sqrt{p_1^2 - 4p_2}} [(\alpha q_2 - q_1) e^{-\alpha t} + (q_1 - \beta q_2) e^{-\beta t}] \quad \alpha, \beta = \frac{p_1 \pm \sqrt{p_1^2 - 4p_2}}{2p_2}$$

令 $\Phi(t) = \dot{G}(t)$, 又 $G(t) * \dot{\varepsilon}_{ij}(t) = \int_{-\infty}^t G(t-\xi) \frac{\partial \varepsilon_{ij}(\xi)}{\partial \xi} d\xi = G(0) \varepsilon_{ij}(t) + \Phi(t) * \varepsilon_{ij}(t)$, 则式(2)可以写为

$$\begin{aligned} \sigma_{ij}(t) &= 2G(0) \varepsilon_{ij}(t) + \left(K - \frac{2}{3} G(0) \right) \varepsilon_{kk}(t) \delta_{ij} + \\ &2\Phi(t) * \varepsilon_{ij}(t) - \frac{2}{3} \Phi(t) * \varepsilon_{kk}(t) \delta_{ij} \end{aligned} \quad (3)$$

为了解决方程中卷积引起的计算问题, 我们将松弛模量的表达形式进行变化, 写为两个分量之和, 即

$$G(t) = G_1(t) + G_2(t) \quad (4)$$

其中

$$G_1(t) = \frac{1}{\sqrt{p_1^2 - 4p_2}} (\alpha q_2 - q_1) e^{-\alpha t} \quad G_2(t) = \frac{1}{\sqrt{p_1^2 - 4p_2}} (q_1 - \beta q_2) e^{-\beta t}$$

相应的有

$$\Phi(t) = \Phi_1(t) + \Phi_2(t) \quad (5)$$

其中

$$\Phi_1(t) = \dot{C}_1(t) = \frac{1}{\sqrt{p_1^2 - 4p_2}} [-\alpha(\alpha q_2 - q_1)e^{-\alpha t}]$$

$$\Phi_2(t) = \dot{C}_2(t) = \frac{1}{\sqrt{p_1^2 - 4p_2}} [-\beta(q_1 - \beta q_2)e^{-\beta t}]$$

这两个量对时间一阶导数分别为

$$\dot{\Phi}_1(t) = -\alpha \frac{1}{\sqrt{p_1^2 - 4p_2}} [-\alpha(\alpha q_2 - q_1)e^{-\alpha t}] = -\alpha \Phi_1(t) \quad (6)$$

$$\dot{\Phi}_2(t) = -\beta \frac{1}{\sqrt{p_1^2 - 4p_2}} [-\beta(q_1 - \beta q_2)e^{-\beta t}] = -\beta \Phi_2(t) \quad (7)$$

由式(5)一式(7)，本构方程(3)可以写为

$$\begin{aligned} \sigma_{ij}(t) = & 2G(0)\varepsilon_{ij}(t) + \left(K - \frac{2}{3}G(0)\right)\varepsilon_{kk}(t)\delta_{ij} + \\ & \Phi_1(t) * \left(2\varepsilon_{ij}(t) - \frac{2}{3}\varepsilon_{kk}(t)\delta_{ij}\right) + \Phi_2(t) * \left(2\varepsilon_{ij}(t) - \frac{2}{3}\varepsilon_{kk}(t)\delta_{ij}\right) \end{aligned} \quad (8)$$

记与时间有关项为记忆变量

$$r_{ij1}(t) = \Phi_1(t) * \left(2\varepsilon_{ij}(t) - \frac{2}{3}\varepsilon_{kk}(t)\delta_{ij}\right) \quad (9)$$

$$r_{ij2}(t) = \Phi_2(t) * \left(2\varepsilon_{ij}(t) - \frac{2}{3}\varepsilon_{kk}(t)\delta_{ij}\right) \quad (10)$$

则本构方程可以写为

$$\sigma_{ij}(t) = 2G(0)\varepsilon_{ij}(t) + \left(K - \frac{2}{3}G(0)\right)\varepsilon_{kk}(t)\delta_{ij} + r_{ij1}(t) + r_{ij2}(t) \quad (11)$$

对于 $r_{xy1}(t) = 2\Phi_1(t) * \varepsilon_{xy}(t)$ ，方程两边对时间求一阶导数，由式(6)可以得到

$$\frac{\partial r_{xy1}(t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} 2 \int_{-\infty}^t \Phi_1(t-\tau)\varepsilon_{xy}(\tau)d\tau = 2\Phi_1(0)\varepsilon_{xy}(t) - \alpha r_{xy1} \quad (12)$$

同理我们可以得到其它记忆变量同样的表达式

$$\dot{r}_{ij1}(t) = \Phi_1(0) \left(2\varepsilon_{ij}(t) - \frac{2}{3}\varepsilon_{kk}(t)\delta_{ij}\right) - \alpha r_{ij1}(t) \quad (13)$$

$$\dot{r}_{ij2}(t) = \Phi_2(0) \left[2\varepsilon_{ij}(t) - \frac{2}{3}\varepsilon_{kk}(t)\delta_{ij}\right] - \beta r_{ij2}(t) \quad (14)$$

则式(11)、(13)、(14)便是本文计算所用的本构方程。虽然只是从表达形式上做简单的修改，但是在有限单元的计算中可以避免由模型复杂性所引起的计算上的不便。

3.3 有限元数值模拟

通常，Okada(1985, 1992)的解析解可以解释很多地震引起的形变问题，但是其模型为半空间地质模型，对于实际情况过于简化。Cummins等(1998)证明用半空间模型和层状介质模型计算的位移之间存在很大的差异。Wang等(2006)、Pollitz(2005)用格林函数半解析方法模拟解释震后形变效应，其模型可以是垂向层状地质模型。但是很多区域实际的地质条件不仅仅是垂向成层介质，横向也存在很大的差异。本文的计算表明，这种横向的

差异对震后的地表位移的影响同样很大. 目前任意间断面的格林函数半解析方法尚不成熟. 虽然有限元数值模拟所耗的计算时间相比非常大, 但能更加有效地分析震后的形变, 因此在计算模拟中仍有广泛的应用(Deng *et al.*, 1998; Freed, Burgmann, 2004; 朱守彪, 蔡永恩, 2006; Sheu, Shieh, 2004; Masterlarkz, Wang, 2003; 王辉等, 2006).

由虚功原理以及本构关系可以得到有限元虚功方程

$$\begin{aligned} & \int_V [(K + 4G(0)/3)\epsilon_{xx}\delta\epsilon_{xx} + (K - 2G(0)/3)\epsilon_{yy}\delta\epsilon_{xx} + (K - 2G(0)/3)\epsilon_{zz}\delta\epsilon_{xx} + \\ & (K - 2G(0)/3)\epsilon_{xx}\delta\epsilon_{yy} + (K + 4G(0)/3)\epsilon_{yy}\delta\epsilon_{yy} + (K - 2G(0)/3)\epsilon_{zz}\delta\epsilon_{yy} + \\ & (K - 2G(0)/3)\epsilon_{xx}\delta\epsilon_{zz} + (K - 2G(0)/3)\epsilon_{yy}\delta\epsilon_{zz} + (K + 4G(0)/3)\epsilon_{zz}\delta\epsilon_{zz} + \\ & 4G(0)\epsilon_{xy}\delta\epsilon_{xy} + 4G(0)\epsilon_{xz}\delta\epsilon_{xz} + 4G(0)\epsilon_{yz}\delta\epsilon_{yz} + \\ & r_{xx1}\delta\epsilon_{xx} + r_{xx2}\delta\epsilon_{xx} + r_{yy1}\delta\epsilon_{yy} + r_{yy2}\delta\epsilon_{yy} + r_{zz1}\delta\epsilon_{zz} + r_{zz2}\delta\epsilon_{zz} + \\ & 2r_{xy1}\delta\epsilon_{xy} + 2r_{xy2}\delta\epsilon_{xy} + 2r_{xz1}\delta\epsilon_{xz} + 2r_{xz2}\delta\epsilon_{xz} + 2r_{yz1}\delta\epsilon_{yz} + 2r_{yz2}\delta\epsilon_{yz}]dV \\ & = \int_V (f_x\delta u + f_y\delta v + f_z\delta w)dV + \int_\Gamma (T_x\delta u + T_y\delta v + T_z\delta w)d\Gamma \end{aligned} \quad (15)$$

式中, 应变 $\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)$.

对记忆变量的时间微分用向前差分格式 $\frac{\partial r_{ij}}{\partial t} = \frac{r_{ij}^{n+1} - r_{ij}^n}{\Delta t}$, 并且 $r_{ij} = \frac{1}{2}(r_{ij}^{n+1} + r_{ij}^n)$, n 表示时间步. 由式(13)和式(14)可以得到记忆变量的时间递推关系表达式

$$r_{ij1}^{n+1} = \frac{4\Phi_1(0)\Delta t}{2 + \alpha\Delta t} \epsilon_{ij}(t) - \frac{4\Phi_1(0)\Delta t}{3(2 + \alpha\Delta t)} \epsilon_{kk}(t) \delta_{ij} + \frac{2 - \alpha\Delta t}{2 + \alpha\Delta t} r_{ij1}^n \quad (16)$$

$$r_{ij2}^{n+1} = \frac{4\Phi_2(0)\Delta t}{2 + \beta\Delta t} \epsilon_{ij}(t) - \frac{4\Phi_2(0)\Delta t}{3(2 + \beta\Delta t)} \epsilon_{kk}(t) \delta_{ij} + \frac{2 - \beta\Delta t}{2 + \beta\Delta t} r_{ij2}^n \quad (17)$$

3.4 理论模型分析

首先以走滑断层上发生的走滑地震为例, 讨论采用 Maxwell 体与 Burgers 体间的差别, 其模型参数如表1所示. 由模拟的数据点分析来看, 以 Maxwell 体进行震后模拟中拟

表 1 Burgers 体理论模型参数

Table 1 Parameters of material model in Burgers model

地层	深度/km	K/Pa	$k_1, k_2/\text{Pa}$	$\eta_1/\text{Pa} \cdot \text{s}$	$\eta_2/\text{Pa} \cdot \text{s}$
上地壳	0—10	4.8×10^{10}	3.0×10^{10}	1.0×10^{30}	1.0×10^{30}
下地壳	10—20	8.0×10^{10}	4.5×10^{10}	1.0×10^{18}	1.0×10^{20}
地幔	20—	1.5×10^{11}	7.0×10^{10}	1.0×10^{20}	1.0×10^{20}

合震后短时间内粘滞松弛和长时间的粘滞松弛会出现不协调的问题, 或者可以认为用 Maxwell 体模型不能同时解释不同时间尺度上的粘滞松弛现象. 当选取 Burgers 体为介质模型时, 震后形变既有相对短时间内快速的调整, 又有长时间线性增加的稳态形变(图 8).

3.5 1960 年智利大地震震后短期及长期形变

本文利用 Lorenzo 等(2006)反演所得的最佳断层模型和地质模型, 以 Burgers 体为粘弹介质模型, 模拟分析了 1960 年智利 $M_w 9.5$ 地震震后形变效应, Burgers 体中两个粘滞系数分别为 $1.0 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ 和 $1.0 \times 10^{20} \text{ Pa} \cdot \text{s}$. 有限元模拟的模型单元如图 9 所示. 其垂

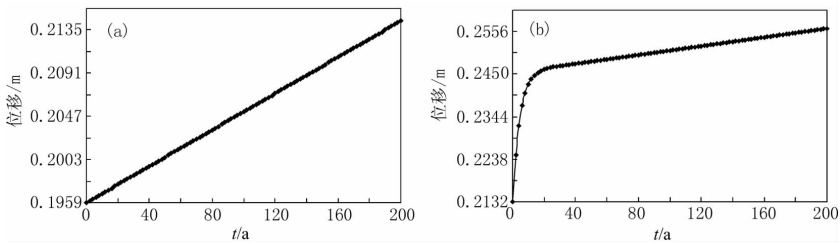


图 8 Maxwell 体与 Burgers 体震后形变模拟的地表形变

(a) 下地壳 Maxwell ($\eta = 1.0 \times 10^{20} \text{ Pa} \cdot \text{s}$); (b) 下地壳 Burgers ($\eta_1 = 1.0 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$, $\eta_2 = 1.0 \times 10^{20} \text{ Pa} \cdot \text{s}$)

Fig. 8 Post-seismic surface deformation of Maxwell and Burgers model

(a) Maxwell model ($\eta_1 = 1.0 \times 10^{20} \text{ Pa} \cdot \text{s}$) for lower crust; (b) Burgers model ($\eta_1 = 1.0 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$, $\eta_2 = 1.0 \times 10^{20} \text{ Pa} \cdot \text{s}$) for lower crust

向剖面为 $92 \times 75 \times 495$ 个不规则单元, 在东北向、北西向和垂向上覆盖了 $1280 \text{ km} \times 900 \text{ km} \times 450 \text{ km}$, 共计 3415500 个立方体单元. 其中, 1962 年的应变率与 Maxwell 体取粘滞系数较小 ($1.0 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$) 时所模拟的结果为同一数量级; 1995 年的应变率与 Maxwell 体取粘滞系数较大 ($1.0 \times 10^{20} \text{ Pa} \cdot \text{s}$) 时所模拟的结果为同一数量级. 由计算结果 (图 10) 可以看出, 本文所用方法可以有效地模拟震后短期和长期的粘弹松弛效应.

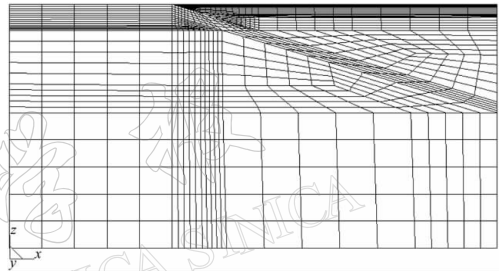


图 9 模型单元剖面示意图

Fig. 9 A model section showing element division

4 讨论和结论

1960 年、1995 年分别在智利瓦尔迪维亚地区和安托法加斯塔地区发生了 $M_w 9.5$, $M_w 8.1$ 地震, 虽然两地地质条件相近, 但用同样方法反演所得的地壳粘滞系数差将近两个数量级. 分析这两次地震最大差别在于观测时间距离地震发生的时间不同, 也即所用地表形变数据分别为长期和短期震后形变.

以 1960 年智利 $M_w 9.5$ 地震为例. 采用 Lorenzo 等 (2006) 反演所得的最佳断层模型和地质模型, 首先将粘弹介质看作 Maxwell 体来模拟震后粘弹松弛. 结果表明, 当粘滞系数较大时 (Lorenzo *et al.*, 2006), 反演所得最佳粘滞系数, 形变在 35 年内近似线性变化, 并不是像 Barrientos 等 (1992) 所述, 震后应变速率随时间衰减; 当粘滞系数较小时, 形变在震后 35 年后通过调整达到平衡状态, Klotz 等 (2001) 就观测不到 1960 年大地震引起的明显形变. 总之用 Maxwell 体作模拟很难兼顾短期和长期震后形变. 本文实现了以 Burgers 体为粘弹介质模型的震后形变有限元数值模拟, 所用 Burgers 体本构方程是以 Boltzmann 叠加原理为基础的积分型本构方程, 同时在有限元计算中引入记忆变量, 有效地处理了卷积带来的数学问题, 并应用到 1960 年智利 $M_w 9.5$ 地震的震后地表形变模拟. 计算结果表明, 以 Burgers 体为粘弹介质模型, 震后数值计算可以模拟短期和长期震后形变, 解决了

Maxwell 体在模拟震后短期和长期形变不协调问题.

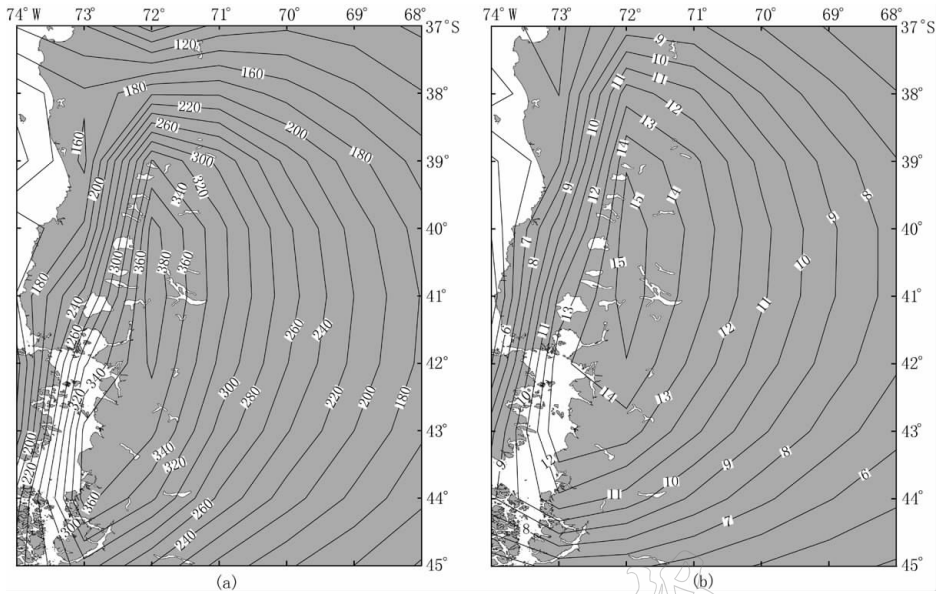


图 10 1960 年智利 M_w 9.5 地震震后形变率 (mm/a), Burgers 体模型 ($\eta_1 = 1.0 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$, $\eta_2 = 1.0 \times 10^{20} \text{ Pa} \cdot \text{s}$). (a) 1962 年形变率; (b) 1995 年形变率

Fig. 10 Post-seismic displacement rate (mm/a) of the Chile M_w 9.5 earthquake calculated by using Burgers model ($\eta_1 = 1.0 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$, $\eta_2 = 1.0 \times 10^{20} \text{ Pa} \cdot \text{s}$).

(a) Displacement rate in 1962; (b) Displacement rate in 1995

随着测量技术的发展以及观测资料的积累,地震形变分析将越来越多地考虑短期和长期的震后形变,本文结果也有待于更加详实的资料来做约束,以便对区域地球动力学环境有更准确地了解,从而使得震后形变观测为地壳和地幔的活动性研究提供更多、更全面的信息.

感谢汪荣江老师、邓吉树老师关于震后效应的建议和帮助;感谢梁国平教授、钱华山博士、成广庆老师关于有限元算法的交流和指导.

参 考 文 献

- 王辉, 张国民, 石耀霖, 张怀, 刘杰. 2006. 青藏活动地块区运动与变形特征的数值模拟[J]. 大地测量与地球动力学, 26(2): 15-23.
- 周德培, 朱本珍, 毛坚强. 1995. 流变力学原理及其在岩土工程中的应用[M]. 成都: 西南交通大学出版社: 1-88.
- 朱守彪, 蔡永恩. 2006. 利用 GPS 观测的时间序列资料反演地壳地幔黏性结构[J]. 地球物理学报, 49(3): 771-777.
- Barrientos S E, Plafker G, Lorca E. 1992. Postseismic coastal uplift in southern Chile[J]. *Geophys Res Lett*, 19(7): 701-704.
- Carcione J M, Kosloff D, Kosloff R. 1988. Wave propagation simulation in a linear viscoacoustic medium[J]. *Geophys J*, 93: 393-407.
- Chlieh M, Chabaliier J B, Ruegg J C, Armijo R, Dmowska R, Campos J, Feigl L. 2004. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations[J]. *Geophys J*

- Int*, **158**: 695–711.
- Cummins P R, Hirano S, Kaneda Y. 1998. Refined coseismic displacement modeling for the 1994 Shikotan and Sanriku-oki earthquakes[J]. *Geophys Res Lett*, **25**: 3219–3222.
- Deng J, Gurnis M, Kanamori H, Hauksson E. 1998. Viscoelastic low in the lower crust after the 1992 Landers, California, earthquake[J]. *Science*, **282**: 1689–1692.
- Freed A, Burgmann R. 2004. Evidence of powerlaw flow in the Mojave desert mantle[J]. *Nature*, **430**: 548–551.
- Klotz J, Khazaradze G, Angermann D, Reigber C, Perdomo R, Cifuentes O. 2001. Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in Central and Southern Andes[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **193**: 437–446.
- Klotz J, Angermann D, Michel W, Reigber C, Reinking J, Viramonte J, Perdomo R, Rios V H, Barriga R, Cifuentes O. 1999. GPS-derived deformation of the central Andes including 1995 Antofagasta $M_w=8.0$ earthquake[J]. *Pure Appl Geophys*, **154**: 709–730.
- Lorenzo M F, Roth F, Wang R. 2006. Inversion for rheological parameters from post-seismic surface deformation associated with the 1960 Valdivia earthquake, Chile[J]. *Geophys J Int*, **164**: 75–87.
- Masterlark T, Wang H F. 2003. Transient stress-coupling between the 1992 Landers and 1999 Hector Mine, California, earthquakes[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **92**(4): 1470–1486.
- Melosh H, Raefsky A. 1981. A simple and efficient method for introducing faults into finite element computations[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **135**: 1391–1400.
- Okada Y. 1985. Surface deformations due to shear and tensile faults in a half space[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **75**: 1135–1154.
- Okada Y. 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **82**: 1018–1040.
- Pollitz F F. 2005. Transient rheology of the upper mantle beneath central Alaska inferred from the crustal velocity field following the 2002 Denali earthquake[J]. *J Geophys Res*, **110**, B08407, doi:10.1029/2005JB003672.
- Ruegg J C, Campos J, Armijo R, Barrientos S, Briole P, Thiele R, Arancibia M, Canuta J, Duquesnoy T, Chang M, Lazo D, Lyon-caen H, Ortlieb L, Rossignol J C, Serrurier L. 1996. The $M_w=8.1$ Antofagasta(north Chile) earthquake of July 30, 1995: First results from teleseismic and geodetic data[J]. *Geophys Res Lett*, **23**(9): 917–920.
- Sobiesiak M M. 2000. Fault plane structure of the Antofagasta, Chile, earthquake of 1995[J]. *Geophys Res Lett*, **27**(4): 577–600.
- Sheu Shyh-Yang, Shieh Chiou-Fen. 2004. Viscoelastic-afterslip concurrence: A possible mechanism in the early post-seismic deformation of the M_w 7.6, Chi-Chi(Taiwan) earthquake[J]. *Geophys J Int*, **159**: 1112–1124.
- Wang R, Lorenzo-Martin F, Roth F. 2006. A semi-analytical software PSGRN/PSCMP for calculating co-and post-seismic deformation on a layered viscoelastic-gravitational half-space[J]. *Computers and Geosciences*, **32**: 527–541.
- Xia Y, Michel G W, Reigber C, Klotz J, Kaufmann H. 2003. Seismic unloading and loading in northern central Chile as observed by differential synthetic aperture radar interferometry (D-INSAR) and GPS[J]. *Int J Remote Sensing*, **24**(22): 4375–4391.