

扩展网络反演滤波方法及其在鲜水河 断裂带上的初步实验^{*}

王武星^{1,2}, 马 丽¹, 陈棋福¹, 张晁军^{1,2}

(1. 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036 2. 中国科学院研究生院计算地球动力学重点实验室, 北京 100049)

摘要: 介绍了扩展网络反演滤波方法的原理、计算处理过程及其发展, 和该方法在鲜水河断裂带的初步实验情况。利用鲜水河断裂带的 GPS 等大地测量台站的真实点位, 经简化的断层几何模型和人为设定的断层滑移对该方法进行了应用实验。实验得到的经反演复原的断层滑移和滑移速率与相应的实际值的残差平方和分别为 0.13 和 0.18。该方法能很好地分解出各台站由断层活动所引起的位移变化, 反演复原的断层滑移与给定的断层滑移较符合。随着测量资料时空密度的增加, 此方法有望用于鲜水河断裂带实际大地测量资料的研究工作中。

关键词: 网络反演滤波; 大地测量资料; 鲜水河断裂带

中图分类号: P221 文献标志码: A 文章编号: 1000-0666(2008)01-0058-06

0 引言

近年来, 随着 GPS 技术的发展, 人们可以获得时间和空间上采样越来越密的地壳变形数据。对这些资料的应用也不仅仅集中在计算地壳平均运动速度和反演地震位错模式等方面, 目前已有许多学者在致力于寻找震间稳态变形的小偏离, 反演震后断层滑移在时间和空间上的分布。

Segal 等 (1997) 发展了一套回归卡尔曼滤波算法, 他们利用一组大地测量的时间序列来确定断层滑移速率的时空变化, 这种方法通常被称为网络反演滤波 (Network Inversion Filter, 简称 NIF)。该方法相对于其它反演方法的主要优势在于, 滑移速率作为时间函数的非参数描述, 并且该滤波是作用在原始的点位时间序列上, 而不是像平均位移速率这样计算推导出来的量上。在随后的研究中, 对该方法的改进主要包括: 对滑移速率时间和空间上的平滑进行分离和计算 (Segal 等, 2000); 消除 GPS 数据中参考框架的误差 (Miyazak 等, 2003)。McGuire 等 (2003) 把对物理机制和测量过程的描述从线性发展到非线性, 其中利用到了两类准数据作为观测方程解的约束, 并且把模型中的超参数直接合并到了状态矢量中, 这样在计算滑移率的同时就可计算得到它们, 经过发

展的 NIF 方法被称为扩展网络反演滤波方法 (Extended Network Inversion Filter, 简称 ENIF)。

Burgnann 等人 (2002) 应用 NIF 方法分析了 1999 年土耳其 Izmit $M_w 7.5$ 地震和 Duzce $M_w 7.2$ 地震间隔期内的 GPS 观测数据, 这两次地震事件发生在北安纳托利亚断裂带不同段上, 发震时间仅相距 87 天。分析结果揭示了其间断裂带断层滑移率的时空变化特征, 并发现高滑移率在 $M_w 7.5$ 地震的震源附近衰减、消失并在下一个地震 $M_w 7.2$ 的震源附近逐渐增高的过程。McGuire 等 (2003) 和 Miyazak 等 (2003) 应用 ENIF 方法分别研究了 1999 年加拿大 Cascadia 慢地震得的断层慢滑移和日本俯冲带的断层慢滑移。Murray 等 (2005) 利用 ENIF 方法分析研究了美国加利福尼亚州 Parkfield 试验场电子测距仪观测网的基线资料, 并发现了一次瞬态滑移事件及其时空演化过程。

1 扩展网络反演滤波方法

扩展网络反演滤波方法把作为时间函数的 GPS 台站的位移表述为

$$X(t) = \sum_k H(t - t_{k0}) X^{(cor k)} + \int_A S(\xi, t - t) G_q(\xi, \xi) n_1(\xi) dA(\xi) + F(t) + L(\xi, t - t) + \epsilon \quad (1)$$

* 收稿日期: 2007-07-26

基金项目: 国家重点基础研究发展计划项目 (2004CB418405) 和地震科学联合基金 (606011) 资助

其中, 等式右边第一项表示 t_k 时刻的同震偏移 $X^{(0)}(k)$, $H(t)$ 为 Heavyside 函数; 第二项表示由瞬态无震滑移引起的变形, 依从时间的台站点位运动通过格林函数 G 与弹性介质中的断层上的滑移 s 联系起来 (Okada, 1985); 剩下的几项和测量及参考框架误差有关, $Ff(t)$ 表示参考框架误差, F 为线性 Heimer 变换, $f(t)$ 为由刚性体的平移、旋转和尺度因子组成的矢量。 $L(x, t, t_0)$ 表示台站局部基准的随机运动; 右侧最后一项表示观测误差。

该方法中, 滑移率被给定为接近常数, 为长期运动的速率, 瞬态的滑移表示为小的增量:

$$\dot{\alpha}(t) = w(t), \quad w(t) \sim N(0, \alpha^2) \quad (2)$$

求一次积分为

$$\dot{\alpha}(t) = \int_0^t dw(t') dt' = \alpha W(t) + y \quad (3)$$

其中 y 是一个常数。高斯白噪声积分后产生瞬态滑移率 $\dot{W}(t)$, 这是一个给定为布朗运动 $B(t)$ 的随机游走过程。根据如下对增量的积分, α^2 的单位为: 长度²/时间³。再一次积分得到作为时间函数的瞬态滑移:

$$\alpha(t) = \int_0^t dB(t') dt' = \alpha W(t) + y + \xi \quad (4)$$

其中, 若初始条件 $\alpha(t)|_{t=0} = 0$, 则 $y = 0$ 。瞬态断层滑移 W 是一个随机游走过程的积分, 它从一个历元到下一个历元的变化是由 α 决定的。长期的滑移率由 y 给定。

观测数据除了有白噪声的影响外, 还受随机游走噪声的影响。这个误差源和白噪声过程有关, 并且可通过增大状态矢量来计算。上述提到的布朗运动为白噪声的积分, τ^2 的单位为长度²/时间:

$$\tau\beta = B(t) = \int_0^t dw(t') dt' \quad w(t) \sim N(0, \tau^2) \quad (5)$$

1.1 观测方程和约束条件

扩展网络反演滤波方法对每个大地测量台站的位移时间序列的滤波和断层滑移的估计是同步进行的。一般根据断层参数, 将断层面划分为一定大小的矩形子断层块, 利用格林函数将它们与地表台站的位移联系起来。对于 k 时刻, 第 i 个观测台站和 M 个断层块, 观测方程为

$$\frac{1}{\sigma} (d_k - d_0) = \frac{1}{\sigma} \sum_{i=1}^M G_i (\alpha W_k + s_{ij} t) + \frac{\tau}{\sigma} \beta_{ik} +$$

$$\frac{1}{\sigma} F_k f + \epsilon_d, \quad \epsilon_d \sim N(0, \Sigma_d) \quad (6)$$

其中, σ 为数据协方差的尺度因子; d_k 为 k 历元的观测数据; d_0 为参考历元的观测数据; G 为联系地表位移和断层滑移的格林函数矩阵; α 表示瞬态断层滑移完整行走过程的尺度因子; W 为瞬态断层滑移; s 是稳态断层滑移率; t 为时间; τ 和 β 分别表示局部运动随机游走的尺度参量和振幅; F 为由 7 参数 Heimer 变换各项组成的矩阵; f 代表 GPS 参考框架改正; ϵ_d 和 Σ_d 分别为数据误差和协方差。

该方法对于方程的解有两类强制性约束, 其一是滑移率的分布是单侧的, 其二是滑移率的分布是空间平滑的。通过利用准数据把这些约束加入到状态估计的过程中。

利用准观测数据强制进行空间平滑:

$$\begin{aligned} \nabla^2 \dot{\alpha} &= 0 = \frac{1}{\gamma} \nabla^2 (\alpha \dot{W}_k + s_s) + \epsilon_s', \\ \epsilon_s' &\sim N(0, I). \end{aligned} \quad (7)$$

其中 ∇^2 为拉普拉斯算子的有限差分近似, ϵ_s' 为经过用超参数 γ 归一化后, 和该约束有关的误差。 γ 控制平滑的程度, γ 越小, 则相应的解越小。

单侧的正向性约束通过准观测数据和虚拟变量 λ 来实现:

$$0 = s - \lambda^2 + \epsilon_p, \quad \epsilon_p \sim N(0, \rho^2) \quad (8)$$

因为 λ^2 总是正的, 所以为了使上式等于 0, 则滑移率 s 在一定的误差范围内必须为正值。正则等式的扩展形式如

$$\begin{aligned} \dot{d}_k &= 0 = \frac{1}{\rho} (\alpha \dot{W}_k + s_s) - \frac{1}{\rho} \lambda_k^2 + \epsilon_p', \\ \epsilon_p' &\sim N(0, I). \end{aligned} \quad (9)$$

其中, ρ 决定作用在正向性上的权重, 其越小则越要求正向性, ϵ_p' 为相应的误差。

给定上述的观测和约束方程, 对于一个有 M 个子断层块和 N 个观测台站的模型, 状态矢量表示为

$$\begin{aligned} x &= [s_1, W_1, \lambda_1, \dots, s_M, W_M, \lambda_M, \beta_1, \dots, \beta_N, F_1, \dots, F_N, \\ &\quad \tau\alpha, \gamma]^T \quad (10) \end{aligned}$$

1.2 状态空间系统

扩展网络反演滤波方法中, 非线性状态空间系统用观测方程

$$\mathbf{d}_k = \mathbf{h}_k(\mathbf{x}_k) + \boldsymbol{\varepsilon}_k, \boldsymbol{\varepsilon}_k \sim N(\mathbf{0}, \mathbf{R}_k) \quad (11)$$

其中,

和状态转换方程

$$\mathbf{x}_{k+1} = \mathbf{f}(\mathbf{x}_k) + \boldsymbol{\delta}_{k+1}, \quad \boldsymbol{\delta}_{k+1} \sim N(\mathbf{0}, \mathbf{Q}_{k+1}) \quad (12)$$

来描述。状态矢量 \mathbf{x}_k 包含了描述该系统状态的所有参数 (公式 (10)), 对应模型的四类参数依次是断层滑移 $(\mathbf{s}_k, \mathbf{W}_k, \dot{\mathbf{W}}_k, \lambda_k)$, 局部基准运动 (β_k) , 参考框架 (\mathbf{f}) 和超参数 $(\tau, \sigma, \alpha, \gamma, \rho)$ 。在数据矢量中有三种类型的数据: k 时刻 GPS 台站的观测数据, 空间平滑的准数据和正向性约束准数据, 即 $\mathbf{d}_k = [\mathbf{d}_k^{\text{GPS}}, \bar{\mathbf{d}}_k, \mathbf{d}_k]$ 。这样, 受到污染的数据向量的协方差矩阵为

$$\mathbf{R}_k = \begin{bmatrix} \Sigma_k^{\text{GPS}} & 0 & 0 \\ 0 & \mathbf{I} & 0 \\ 0 & 0 & \mathbf{J} \end{bmatrix} \quad (13)$$

扩展卡尔曼滤波利用完全的非线性等式, 如式 (6)、(7) 和 (9) 来计算在每个历元的残差值。解的修正阶段利用有关状态矢量元素的上述三式的偏微分来组成矩阵 \mathbf{H} 。

1.3 扩展卡尔曼滤波

等式 (11) 和 (12) 描述的非线性状态空间系统可以利用扩展卡尔曼滤波的算法计算每个观测历元的状态矢量来解 (Gelb 1974)。该方法给定一个初始估计的状态矢量 $\mathbf{x}_{|0}$, 这里 $\mathbf{x}_{|k}$ 表示已知到 k 历元为止的数据来计算在 k 时刻的状态矢量。然后先验估计以一定的时间步长向前外推, 再将外推的状态与第一个观测历元以来的数据进行对比, 它们的残差被用于对第一个历元时状态的修正。这样外推和修正在整个数据序列中反复进行。

(1) 外推

利用到 k 历元为止的数据, 状态转换矩阵被用来外推在 $k+1$ 历元的状态:

$$\mathbf{x}_{k+1|k} = \mathbf{f}(\mathbf{x}_{k|k}) + \boldsymbol{\delta}_{k+1}, \quad \boldsymbol{\delta}_{k+1} \sim N(\mathbf{0}, \mathbf{Q}_{k+1}) \quad (14)$$

$$\Sigma_{k+1|k} = \mathbf{T}_k * \Sigma_{k|k} * \mathbf{T}_k^T + \mathbf{Q}_{k+1}. \quad (15)$$

(2) 修正

$$\mathbf{x}_{k+1|k+1} = \mathbf{x}_{k+1|k} + \mathbf{K}_{k+1} * [\mathbf{d}_{k+1} - \mathbf{h}(\mathbf{x}_{k+1|k})], \quad (16)$$

$$\Sigma_{k+1|k+1} = [\mathbf{I} - \mathbf{K}_{k+1} \mathbf{H}_{k+1}] * \Sigma_{k+1|k} \quad (17)$$

$$\mathbf{K}_{k+1} = \Sigma_{k+1|k} \mathbf{H}_{k+1}^T [\mathbf{H}_{k+1} \Sigma_{k+1|k} \mathbf{H}_{k+1}^T + \mathbf{R}_{k+1}]^{-1}. \quad (18)$$

$$\mathbf{T}_k = \frac{\partial \mathbf{f}(\mathbf{x})}{\partial \mathbf{x}} \Big|_{\mathbf{x}_k}, \quad \mathbf{H}_k = \frac{\partial \mathbf{h}(\mathbf{x})}{\partial \mathbf{x}} \Big|_{\mathbf{x}_k} \quad (19)$$

当达到最后一个观测历元时, 我们就得到了利用到各个历元为止的数据获得的该历元的状态矢量。为了得到用所有数据得到每个观测历元的状态矢量, 就有必要运行类似的在时间上往回的回归过程, 这个过程被称为平滑。

2 鲜水河断裂带大地测量资料的反演实验

2.1 大地测量台站分布及断层基本参数

鲜水河断裂带是中国大陆西南地区地震活动最活跃的断层之一, 是一条晚第四纪强烈左旋走滑活动的构造带。鲜水河断裂带北西段由炉霍、道孚和乾宁 3 条次级剪切断裂组成, 其几何形态和内部结构都比较单一; 走向为 $N40^\circ \sim 50^\circ W$, 倾角为 $60^\circ \sim 85^\circ$ (闻学泽等, 1985; 王椿镛等, 2002; 四川省地震局, 2004; 冉洪流等, 2006)。本文选取鲜水河断裂带乾宁以北的断层段, 分为炉霍段和乾宁段两段作为研究对象 (图 1)。沿该断裂带的跨断层和 GPS 等大地测量台站较为密集 (Shen 等, 2005)。沿这两条断层段周边的跨断层短基线和水准观测的场地共有 7 个, 距断层 60 km 范围内断层两侧的 GPS 观测台站 10 个, 断层和台站的分布详情见表 1 和图 1a。计算中用到的断层基本参数见表 2。

表 1 跨断层观测场地名称与文章中所用代码对照表

场地名称	代码	场地名称	代码
侏倭	ZHUW	老乾宁	LQNI
格婆	GELO	折多塘	ZHDT
墟虚	XUXU	团结乡	TJXI
沟普	GOUN	棉蟹	MIXI
道孚	DAOF	安顺场	ASHC
龙灯坝	LDBA		

注: 文中 \mathbf{J}_{B35} 为 GPS 基本网的测点, 其它以 \mathbf{H} 开头的点为 GPS 区域网观测点。

表 2 鲜水河断裂带乾宁以北段断层参数

断层段	长度/km	宽度/km	走向/($^\circ$)	倾角 (NE向)/($^\circ$)
炉霍段	90	20	320	65
乾宁段	135	20	312	65

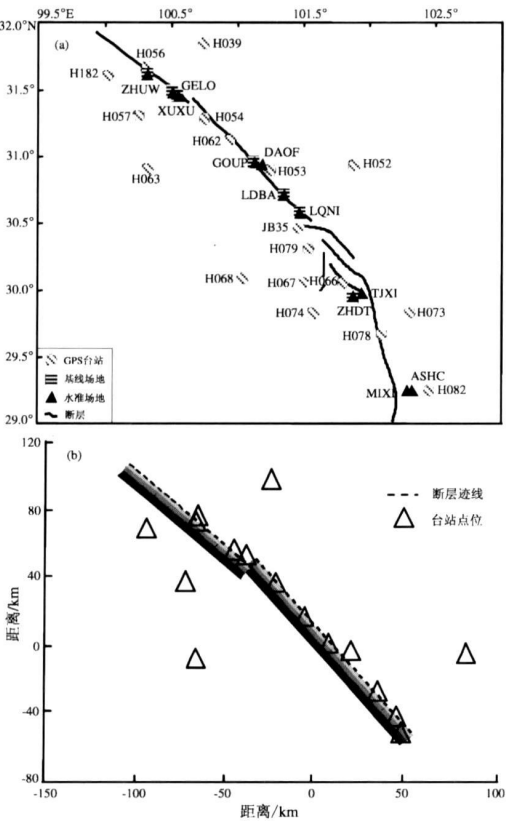


图 1 鲜水河断裂带、台站分布和断层网格划分
(a) 鲜水河断裂带, GPS 跨断层短基线和水准台站分布; (b) 断层网格划分

2.2 人造位移时间序列的反演

我们在 McGuire 等提供的部分程序的基础上, 编制了对断裂带附近地形变资料进行扩展网络反演滤波的相应程序, 且很好地重现了人为设定的断层滑移结果 (McGuire 等, 2003)。实验得到的滑移和滑移速率的残差平方和式 (21)、(22) 分别为 0.08 和 0.16 与 McGuire 等 (2003) 的结果一致。以下介绍利用该方法在鲜水河断裂带进行的初步实验研究。

假设上述的 17 个台都在进行连续观测, 能得到台站所在点位随时间的水平运动状态; 并以断层的活动特性规定这两段断层均以左旋走滑为主。我们将这两段断层段划分为长 22.5 km, 宽 5 km 的断层面单元网格 (图 1 b), 图中的虚线为断层在地表的迹线, 坐标轴以其中靠南端的断层段的中心为原点, 横、纵坐标轴分别表示东西向和南北向的水平距离长度。假定地震破裂第 15 天开始, 在 E=43.8 km, N=-48.1 km, 深 11 km 处发生, 以每天 5 km 的速度向断层的走向和地表传播, 实

验的总时间为 100 天, 各台站数据采样率为每天一个观测值。

人工生成的断层面滑移如图 2 a 所示, 而由扩展网络滤波方法反演得到断层面滑移如图 2 b 图 2 显示的是断层面每 5 天的滑移变化。由于人工给定的滑移的单位可以是任意的如 “mm”, “cm” 等, 文中采用的是单位为 “cm” 的滑动。对比图 2 a 和图 2 b 可以看到, 经反演复原的断层滑移与人工给定的断层滑移的变化是比较一致的。为了更好地评价反演结果的精度, 我们可以用下式计算反演复原与真实断层滑移及滑移率间的残差平方和:

$$F = \frac{\sum_i \sum_j (S_{ij} - \hat{S}_{ij})^2}{\sum_i \sum_j S_{ij}^2}, \tag{20}$$

$$\bar{F} = \frac{\sum_i \sum_j (\dot{S}_{ij} - \hat{\dot{S}}_{ij})^2}{\sum_i \sum_j \dot{S}_{ij}^2}. \tag{21}$$

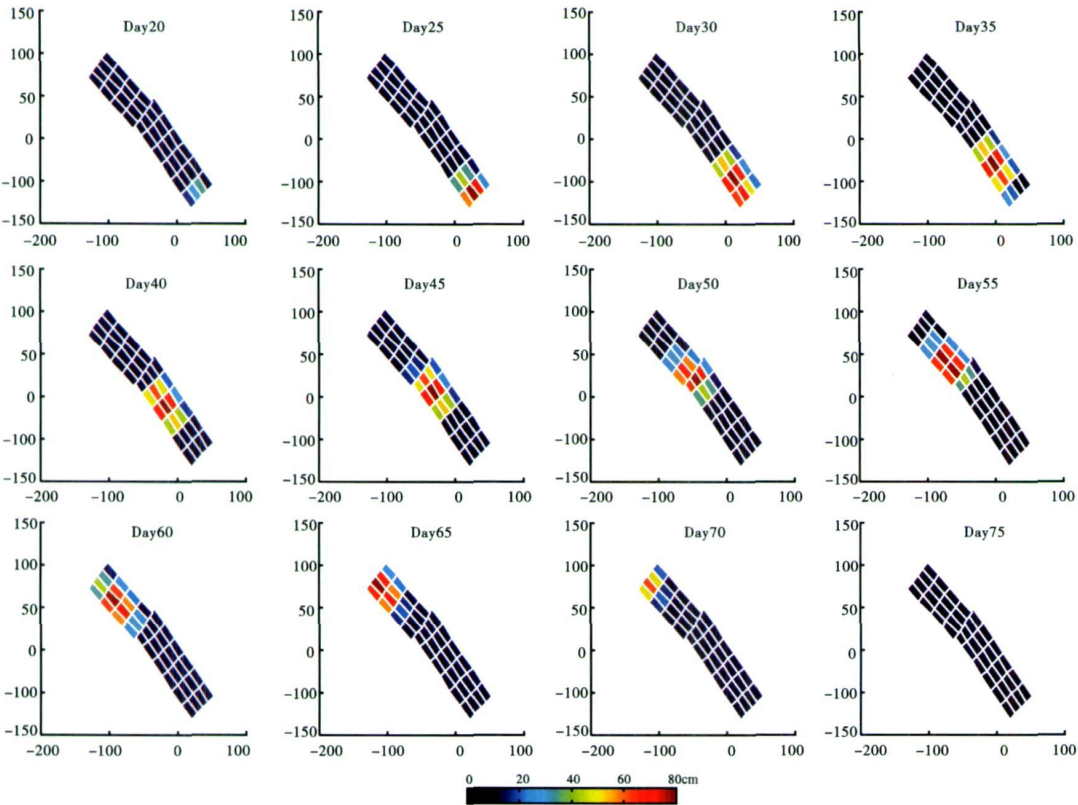
F 和 \bar{F} 的值越接近 0, 则反演结果与实际滑移符合得越好。上述计算中的 F 和 \bar{F} 分别为 0.18 和 0.13, 这个精度是可以接受的。结果表明, ENIF 方法能很好地分解出各台站因断层活动所引起的位移变化, 反演复原的断层滑移与给定的真实断层滑移符合得很好。

3 结论与讨论

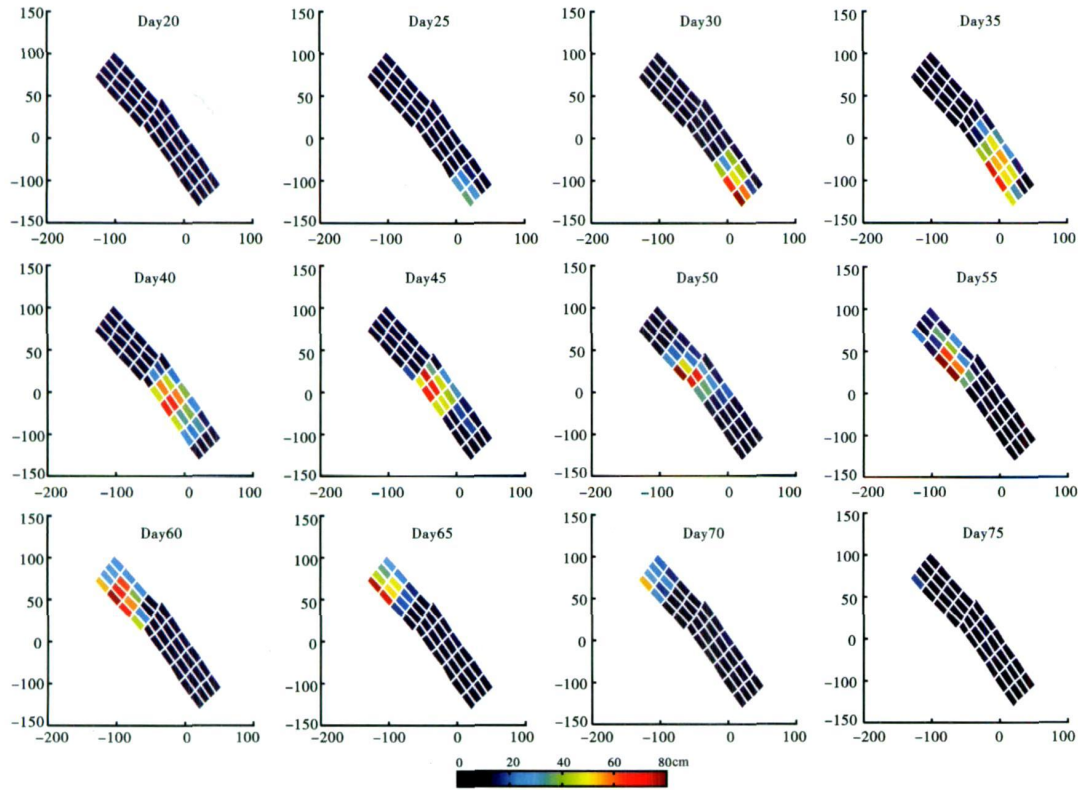
在台站空间分布不均匀的条件下, 应用 ENIF 方法仍能很好地分解出各台站由断层活动所引起的位移变化, 反演复原的断层滑移与给定的真实断层滑移符合得很好。随着 GPS 等大地测量时间和空间采样密度的增加, 人们有望应用该方法来研究鲜水河断裂带的实际大地测量资料, 从中寻找震间稳态变形的小偏离等异常信息, 反演震后断层滑移在时间和空间上的分布。

目前鲜水河断裂带周边的 GPS 台站多为区域观测台站, 观测数据在时间上还不够密集, 所以用该方法单独分析 GPS 数据目前是不合适的, 但研究观测台站位置分布对于监测、反演该断裂带活动的影响, 对于今后布设 GPS 等监测台站是有参考意义的。并且该区域积累了较长时间的跨断层观测资料, 把这些近场的资料与 GPS 观测资料结合起来分析也是很有意义的, 这些都是我们下一步要做的工作。

在本研究中, 斯坦福大学的 Paul Segal 教授及



(a)



(b)

图2 人工生成和反演复原的断层滑移每5天的变化
(a) 人工生成的断层滑移；(b) 反演复原的断层滑移

其学生 Jessica Murray Jeffrey J McGuire 和 Kai M Johnson 博士给予了很多帮助并提供了部分程序, 在此表示感谢。本文中的 GPS 和跨断层测量的台站信息分别由中国地壳运动观测网络数据中心和四川省地震局提供, 断层数据由中国地震局地质研究所徐锡伟研究员提供。另外, 四川省地震局杜方研究员和中国地震局地震预测研究所黄建平等提供了很多帮助, 在此一并致谢。

参考文献:

- 冉洪流, 何宏林. 2006. 鲜水河断裂带北西段不同破裂源强震震级 (≥ 6.7) 及复发间隔研究 [J]. 地球物理学报, 49 (1): 153—61.
- 四川省地震局. 2004. 四川省地震监测志 [M]. 成都: 成都地图出版社.
- 王椿镛, Mooney W D, 王溪莉, 等. 2002. 川滇地区地壳上地幔三维速度结构研究 [J]. 地震学报, 24 (1): 1—16.
- 闻学泽, 白兰香. 1985. 鲜水河断裂带北西段地壳破裂图像及地震构造 [Q]. 鲜水河断裂带地震学术讨论会文集. 北京: 地震出版社, 33—40.
- Burghmann R, Enginav S, Segall P et al. 2002. Time—space variable afterslip on and deep below the imit earthquake rupture [J].

- BSSA 92 126—137.
- Gelb A. 1974. Applied Optimal Estimation [M]. Cambridge: MIT Press.
- McGuire J, Segall P. 2003. Imaging of aseismic fault slip transients recorded by dense geodetic networks [J]. Geophys J Int, 155: 778—788.
- Miyazaki S, McGuire J J, Segall P. 2003. A transient subduction zone slip episode in southwest Japan observed by the nationwide GPS array [J]. JGR 108 (B2), 2087 doi: 10.1029/2001JB000456 2003.
- Murray J R, Segall P. 2005. Spatiotemporal evolution of a transient slip event on the San Andreas fault near Parkfield California [J]. JGR 110 B09407 doi: 10.1029/2005JB003651.
- Okada Y. 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space [J]. BSSA 75 (4): 1135—1154.
- Segall P, Matthews M. 1997. Time dependent inversion of geodetic data [J]. JGR 102 (B10): 22391—22400.
- Segall P, Burghmann R, and Matthews M. 2000. Time—dependent triggered afterslip following the 1989 Loma Prieta earthquake [J]. JGR 105 (B3): 5615—5634.
- Shen Z K, Lu J, Wang M, Burghmann R. 2005. Contemporary crustal deformation around the southeast borderland of the Tibetan Plateau [J]. JGR 110 B11409 doi: 10.1029/2004JB003421.

Extended Network Inversion Filter and Experimental Study on the Xianshuihe Fault Zone

WANG Wuxing², MA Li, CHEN Qifan, ZHANG Chao-jun²

(1. Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China)

(2. Laboratory of Computational Geodynamics, Graduate University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract

The Principle of the Extended Network Inversion Filter calculation process, its development and the experimental study on the Xianshuihe Fault Zone are introduced in this paper. Using the real points of the GPS and geodetic survey stations set up in the Xianshuihe fault through the simplified fault geometric model and the assumed fault slip an applied experiment is made to this method. The residual sums of squares of the fault slip slip rate and the corresponding actual value are 0.13 and 0.18 respectively. This method can decompose the displacement variation of each station caused by the fault activity. The reversal recovery fault slip is coincident with the given fault slip. With the increase of the time spatial density of the data, this method is hopeful to be used in the study work of actual geodetic data in Xianshuihe fault zone.

Key words: Network Inversion Filter, Xianshuihe Fault Zone, geodetic data