

裴顺平, 刘 杰, 马宏生等. 川滇地区横波 Q 值动态变化. 地球物理学报, 2010, **53**(7): 1639~1652, DOI: 10. 3969/j. issn. 0001-5733. 2010. 07. 015

Pei S P, Liu J, Ma H S, et al. Dynamic variation of S-wave Q value beneath Sichuan-Yunnan, China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2010, **53**(7): 1639~1652, DOI: 10. 3969/j. issn. 0001-5733. 2010. 07. 015

川滇地区横波 Q 值动态变化

裴顺平¹, 刘 杰², 马宏生³, 高 星^{1,4}, 苏金蓉⁵

1 中国科学院青藏高原研究所, 大陆碰撞与高原隆升重点实验室, 北京 100085

2 中国地震台网中心, 北京 100045

3 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036

4 资源与环境信息系统国家重点实验室, 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101

5 四川省地震局, 成都 610041

摘 要 Q 值的动态变化能够反映地壳应力、裂隙、地下流体等的变化趋势, 为进一步理解地震的孕育发生提供证据. 文中尝试将选自中国地震年报、四川省地震台网观测报告及云南省地震台网观测报告的数据分成 6 个时间段, 分别对每个时间段的数据进行成像, 来获得 Q 值的动态变化图像. 首先选择一个具有超过 14000 条射线数据的时间段, 通过原始数据加噪音的方法和 Bootstrap 方法对 M_L 振幅成像的结果进行误差和可信度分析, 然后在误差可接受的基础上, 再对每个时间段的数据进行成像. 研究结果发现: (1) 原始数据的观测误差和忽略震源辐射花样对成像结果的影响比较小, 40% 的噪音所造成的结果误差最大不超过 6%. (2) 用 Bootstrap 方法获得的结果最大误差不超过平均 Q 值的 8%, 说明振幅层析成像方法在川滇地区的应用因采用大量数据所获得的结果是稳定可靠的, 误差是比较小的. (3) 分辨率测试发现, 川滇地区在射线超过 50 条的区域, 分辨率能够达到 $20'$. (4) 分别对每个时间段进行成像, 从而获得 Q 值变化的动态图像. 每个时段的区域平均 Q 值与中强地震的个数有明显的正相关关系, 即地震个数越多, 则区域平均 Q 值越大, 这可能是区域整体应力变化的结果. 通过分析地震的分布和 Q 值动态变化的关系还发现, 大多数中强地震不是分布在 Q 值变化最大的区域, 而是分布在 Q 增加和降低最大区域之间的过渡区域, 这可能是由于差应力变化在过渡区最大, 更容易触发地震造成的.

关键词 四川云南地区, S 波, 振幅层析成像, Q 值动态变化

DOI: 10. 3969/j. issn. 0001-5733. 2010. 07. 015

中图分类号 P315

收稿日期 2009-04-09, 2010-06-17 收修定稿

Dynamic variation of S-wave Q value beneath Sichuan-Yunnan, China

PEI Shun-Ping¹, LIU Jie², MA Hong-Sheng³, GAO Xing^{1,4}, SU Jin-Rong⁵

1 Key Laboratory of Continental Collision and Plateau Uplift, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085, China

2 China Earthquake Networks Center, China Earthquake Administration, Beijing 100045, China

3 Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China

4 State Key Lab of Resources and Environmental Information System, Institute of Geographical Sciences & Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China

5 Seismological Bureau of Sichuan Province, Chengdu 610041, China

Abstract Variation of Q value can provide the information of crustal stress, rock cracks, and fluid variation, and evidence to understand preparation and generation of earthquake. In this

基金项目 国家科技支撑项目(2006BAC01B02-01-03), 国家自然科学基金(40874033, 40674031, 90714012)和国家重点基础研究发展计划(2008CB425701)资助.

作者简介 裴顺平, 男, 副研究员, 2002 年获中国地震局地球物理研究所地球物理学博士学位, 主要从事上地幔顶部速度与各向异性结构、地震波衰减成像、三维走时成像等研究. E-mail: peisp@itpcas. ac. cn

study, the amplitude data from the Annual Bulletin of Chinese Earthquake and the provincial earthquake bulletins of Sichuan and Yunnan were tentatively divided into 6 time segments. Tomographic M_L amplitude method has been applied for each time segment to obtain temporal Q value variations. Firstly, a representative time segment with more than 14000 ray paths was selected to estimate the resolution and error of tomographic attenuation structure by adding random noise to original data and bootstrap method. Then, based on the detailed analysis of reliability, the same tomographic method with the same parameters was applied for all time segments. The research result shows that (1) the imaging error is small from the observation error of original data and ignoring radiation pattern of earthquake source. The error is less than 6% if 40% random noise is added to the original data. (2) The bootstrap method shows that the maximal error is less than 8% of average Q value, that means the tomographic results are stable and reliable because of huge data set in Sichuan and Yunnan region. (3) In checkerboard test, the resolution can reach $20'$ for the region with more than 50 ray paths in each cell. (4) The Q value variations were obtained after imaging for each time segment. A clear positive relation was found between the average Q value for each time segment and the number of middle and large earthquakes, in other words, the more earthquakes, the larger average Q , that may be resulted from the changes of regional stress. The relation between earthquake distribution and Q value variation was analyzed and we found that most of the large earthquakes did not occur in the maximal variation region of Q , but in the transition zone between maximal increase and drop of Q value. Maybe the differential stress has a maximal change in transition zone and the earthquake is easier to trigger.

Keywords Sichuan and Yunnan, S-wave, Amplitude tomography, Q value variation

1 引言

Q 值是描述地球介质的衰减特性、反应构造活动的重要参数。例如在有岩浆活动的火山区,构造活动区的岩石破碎带,充填流体的空隙和裂隙等区域,当地震波穿过时,能量将发生强烈衰减而具有低 Q 值,而在一些构造稳定的克拉通地区则衰减较少而具有高 Q 值。动态 Q 值变化则能够反应构造活动的变化趋势,在构造活动强烈,地震多发的地区,每次地震的发生都是应力不断积累到释放的过程,在该过程中裂隙也会随着应力的变化而发生闭合或开裂变化,从而导致 Q 值发生变化。因此研究 Q 值动态变化能够有效提供应力、裂隙、地下流体等的变化信息,为进一步理解地震的孕育发生提供证据。

振幅层析成像方法先后在华北^[1]、川滇^[2]和整个中国大陆地区^[3,4],以及日本群岛^[5]都取得较好的效果,但上述研究均隐含假定 Q 值不随时间变化,用所有的资料仅获得一个 Q 值横向变化的静态图像。实际上,特别是在构造活动强烈的地区, Q 值应

该是变化的,因为地震在不停地发生,其主要控制因素-应力环境在不断变化。川滇地区地处青藏高原东南缘,南北地震带的南端,地震频繁,构造活动强烈,受欧亚板块和印度板块强烈碰撞的影响,青藏高原物质东移并受四川盆地阻挡,在此发生强烈变形和旋转运动。强烈的地震活动和构造变形,可能使得地壳 Q 值随时间的变化幅度比较大而被观测到。因此川滇地区是研究 Q 值动态变化的理想区域之一。同时川滇地区台网密集,地震观测数据丰富,近二十多年来,四川省和云南省积累了完整的地震观测报告,为 Q 值的动态变化研究提供了数据基础。

本研究尝试利用川滇地区不同时段的数据,分别进行 Q 值层析成像,从而获得 Q 值的动态变化趋势。首先仔细分析了单次成像结果的误差和可靠性,也就是确认在数据量较少的情况下,振幅层析成像能否给出误差较小,质量较好的成像结果。然后才有基础分析 Q 值的动态变化。因此如何评价反演结果的误差和分辨率就显得非常重要。本文在详细论述利用各种技术方法分析振幅层析成像结果的误差和分辨率的基础之上,通过分时段成像获得 Q 值的动态变化信息。

2 方 法

振幅层析成像方法已经在参考文献[1~5]中作了详细论述,本文为了下文描述方便,现将方法简单陈述.该方法重新推导了振幅谱公式,使其适应振幅成像的需要.振幅谱公式通常可以写为^[6]:

$$A_{ij}(f) = O_j(f)S_i(f)G_{ij}(R)B_{ij}(f,R), \quad (1)$$

其中 $A_{ij}(f)$ 是地震波从震源 j 到台站 i 之间的观测振幅谱, f 是该振幅对应的频率, $O_j(f)$ 是震源处的振幅, $S_i(f)$ 是观测场地和仪器的响应, $G_{ij}(R)$ 是路径距离为 R 时的几何扩散项,其值为 R^k , k 是几何扩散因子, $B_{ij}(f,R)$ 是地震波传播时的能量衰减项,它主要由介质的品质因子 Q 决定,是频率的函数,可用幂函数描述为^[6]:

$$B_{ij}(f) = \exp\left(-\frac{\pi f R}{vQ}\right) = \exp(-cQ_0^{-1}R), \quad (2)$$

其中 $c = \pi f^{1-\eta}/v$, $Q = Q_0 f^\eta$, v 是 S 波的速度, Q_0 和 η 分别是 S 波 1 Hz 时的品质因子 Q 和频率的幂指数.将公式(2)带入公式(1),两边取对数,并整理后得:

$$\mathcal{A}_{ij} = \ln A_{ij}(f) - \ln G_{ij}(R) = a_i + b_j - Q_0^{-1}cR, \quad (3)$$

式中台站项 $a_i = \ln S_i(f)$, 震源项 $b_j = \ln O_j(f)$. 公式(3)与 Pn 的走时方程非常相似^[7], 因此,可以通过类似 Pn 成像技术求出 Q_0 的横向变化.这里假定地壳 S 波速度均一,射线为直线.通过线性拟合 \mathcal{A} -

cR 即可以得到平均 Q_0 值.拟合直线即是区域的平均衰减模型,将方程(1)减去平均模型,并将模型离散化成二维网格,即可获得离散化的扰动方程.通过引入了 Laplace 光滑算子^[8]的经典 LSQR 方法^[9]即可求得扰动方程的最小二乘解,即 Q_0 值的横向变化和台站项及震源项.更详细的公式推导和方法叙述请参见文献[1~5].

3 数 据

本研究取范围为 $20^\circ\text{N} \sim 35^\circ\text{N}$, $95^\circ\text{E} \sim 110^\circ\text{E}$, 作为研究重点的川滇地区处于该区域的中部.所用水平分量最大振幅和周期的观测数据主要选自中国地震年报、四川省地震台网观测报告及云南省地震台网观测报告.将这些数据分成 6 个时间段,每个时间段大致为 2 年,有大约一年的重复.每个时段所选的数据都必须满足相同的条件:①每个事件至少被 4 个地震台站记录到;②每个地震台站至少记录到 4 个事件;③直达 S 波的卓越周期在 $0.4 \sim 2.0$ s 之间;④震源深度小于 15 km.最后将所选的数据统计情况列于表 1 中,表 1 中的标准差是上文方程(3)中的 \mathcal{A} 减掉平均模型后的残差的统计结果.每个时间段的月数稍有差异,这是为了使得每个时间段的有效射线数基本相同,射线的分布也尽可能一致,从而可以在反演中使用相同的反演参数,特别是采用相同的阻尼系数.

表 1 1999~2006 年 6 个时间段的数据统计表

Table 1 The data statistics for 6 time segments from 1999 to 2006

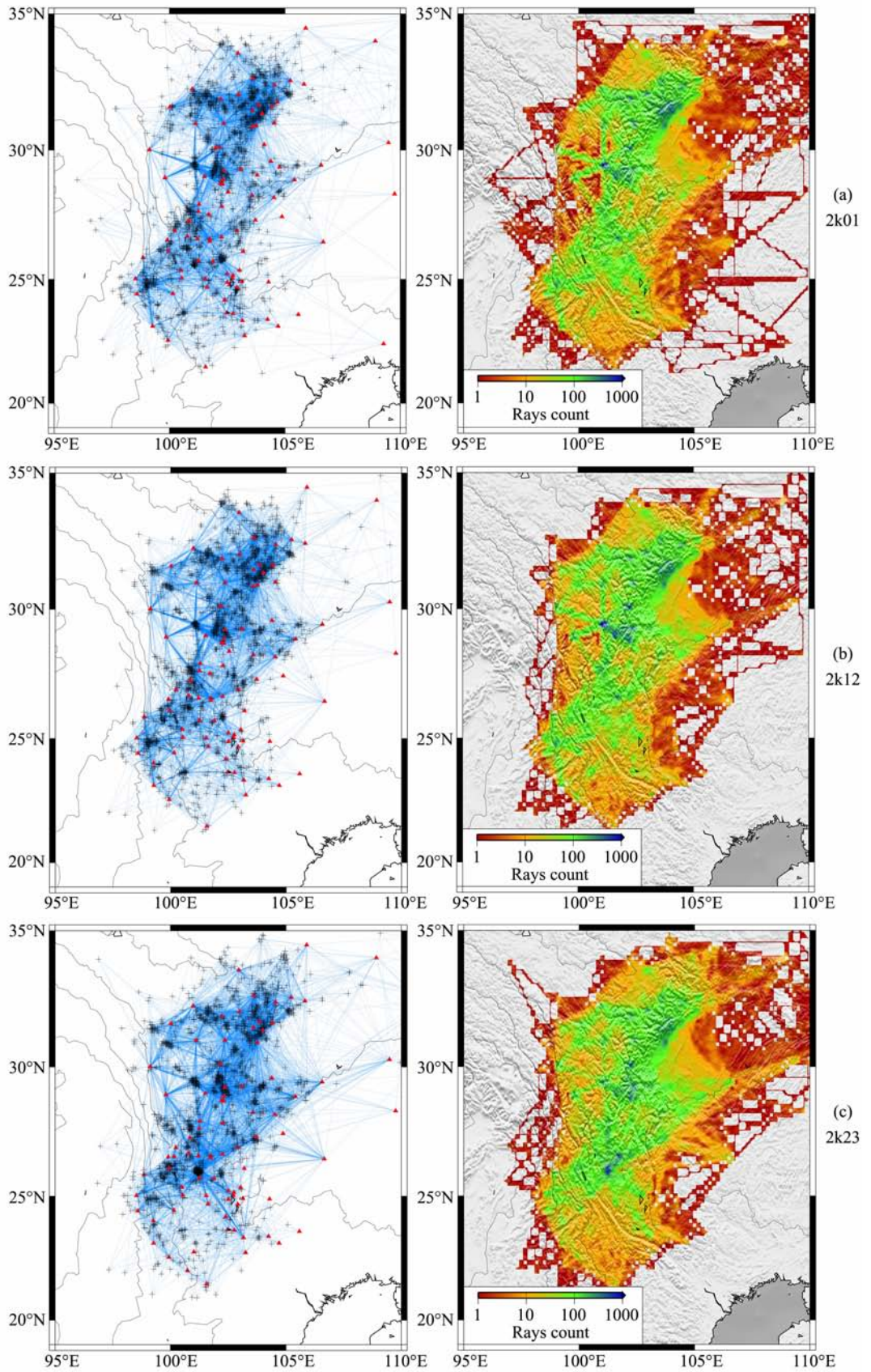
名称	起止时间	月数	射线数	地震数	台站数	标准差
2k01	1999-09~2000-12	28	14287	2367	107	0.789
2k12	2000-11~2002-12	26	14655	2389	99	0.796
2k23	2001-12~2003-12	25	14079	2317	99	0.840
2k34	2002-12~2004-12	25	14267	2283	109	0.852
2k45	2004-01~2005-12	24	14627	2135	109	0.835
2k56	2005-01~2006-12	24	14394	2018	93	0.822

注:为了描述方便,表中的 6 个时间段分别被冠以 2 kAB(A、B 是 0~6 的数字)的名称,表示该段时间基本是 200A 年到 200B 年的数据.

图 1 给出了 6 个时段的射线分布和网格射线数图像.从图中可以看出,不同时段的射线分布非常相似,网格射线数也很接近.数据残差均在 $0.78 \sim 0.86$ 之间,相互之间差别很小.这些均为下一步反演采用相同的反演参数提供了基础.

4 单时段反演结果可信度分析

为了详细分析单时段成像结果的误差和可靠性,我们选取了 2k56 时段数据,即 2005 年 1 月~



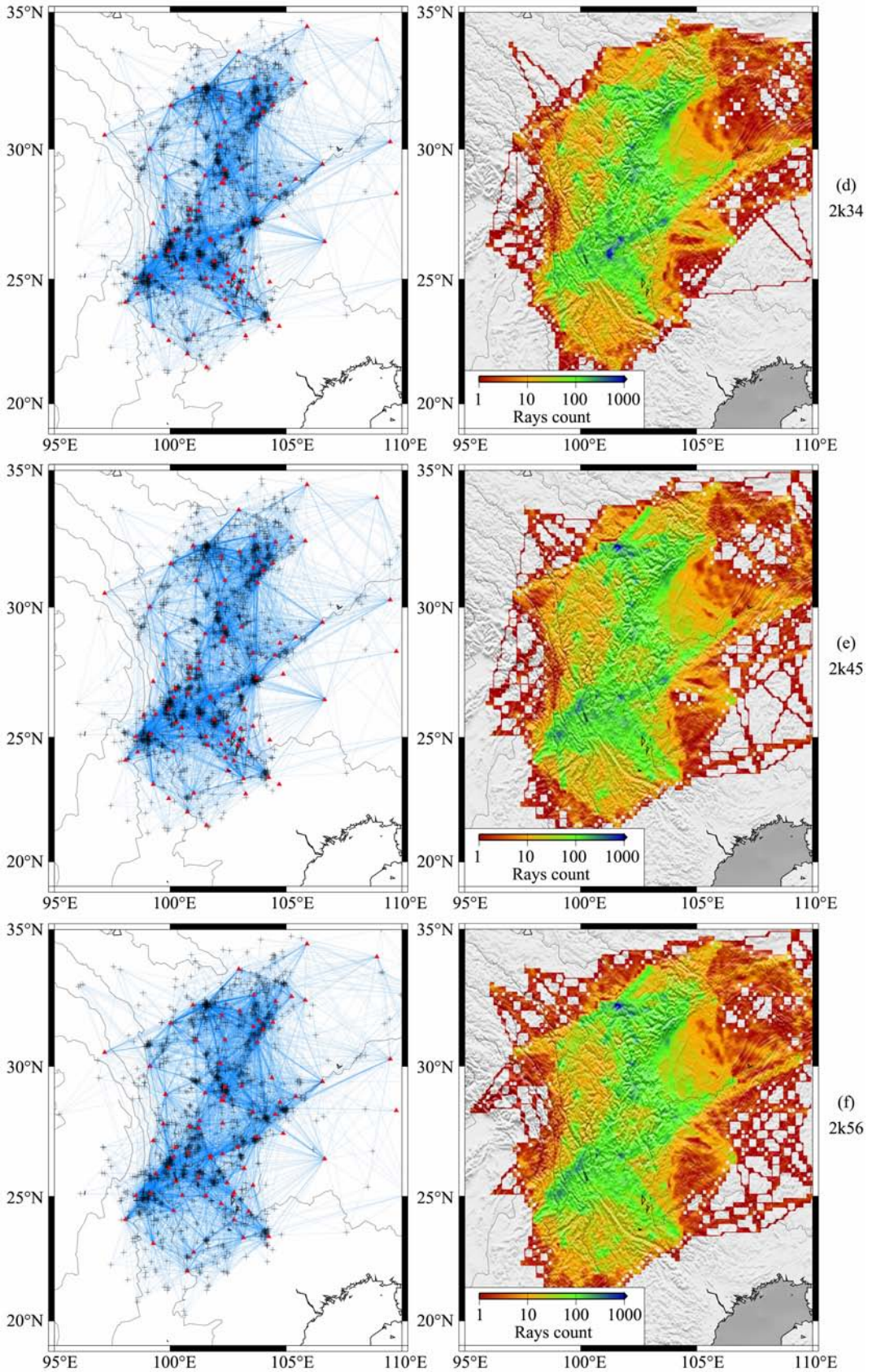


图 1 各时间段的射线分布(左)和网格射线数(右)图像

(a)2k01;(b)2k12;(c)2k13;(d)2k34;(e)2k45,(f) 2k56. 左图为射线分布,其中+表示地震,红色三角形表示台站,蓝色细线表示地震射线;右图为网格射线数图像,其中颜色对应于穿过大小为 $10' \times 10'$ 的网格内的射线条数,蓝色表示射线密集,红色表示射线稀疏.

Fig. 1 Ray paths (left) and its density image (right) for each time segment

2006年12月共两年的数据进行成像和结果误差分析.也就是要确认在大约14000条射线数量的情况下,振幅层析成像能否给出误差较小,质量较好的成像结果.以下分别从分辨率测试、观测误差、参数取值、Bootstrap抽样等方面进行成像可靠性的论证.由于各时段射线数量和分布都非常接近,分辨率测试和误差估计也非常接近,因此仅选取2k56时段进行陈述.在实际反演中,方程(3)中的各参数分别取值为 $k=1.0$, $\eta=0.5$, $v=3.6$ km/s,阻尼系数取2000,网格大小取 $10' \times 10'$,对结果的评估也是基于这些参数来计算的.

4.1 分辨率测试

分辨率测试的目的是用来检验数据的数量和分布是否能够反演出分辨尺度大小的异常体.它是结果误差分析的基础,也就是说在能够分辨的区域内讨论结果误差才是有意义的.

由于LSQR算法不能直接给出解的分辨矩阵,通常采用检测板方法对结果的分辨率进行检验,即分别用不同尺度的检测板,施加幅值为200,正负相间的函数作为 Q_0 值扰动模型,根据该模型计算每条射线的残差作为合成观测数据,然后用与实际数据反演相同的参数进行合成数据反演,看能否恢复给定的 Q_0 扰动模型.如果能恢复即说明解的分辨率能够达到合成数据的检测板尺度.在以往的研究中,阻尼系数也采用与实际数据反演同样的数值,这样就容易引起实际分辨率被低估.因为在实际数据中都存在观测误差、公式近似造成的误差等,并且观测误差可能是非正态分布的,而在检测板测试中的合成数据是精确的,添加的观测误差也基本都是正态分布.在LSQR算法中,阻尼系数的选取一般与数据的误差有关,误差越大则阻尼系数也越大,实际数据和合成数据具有不同的误差水平,因此需要取不同的阻尼系数.本文在反演合成数据时是这样选取阻尼系数的:就是使得合成数据的反演结果的最大值与初始扰动模型的最大值基本一致.

图2分别给出 $30'$ 、 $20'$ 的分辨率图,其反演过程中对合成数据都添加了10%的随机误差,阻尼系数分别取80和30,可以发现该值比实际资料反演的阻尼系数小很多(实际资料反演中阻尼系数取2000).从图中可见,在研究重点地区分辨率能够达到 $30'$,对比图1射线数分布图可以发现,射线数超过50条的区域分辨基本可以达到 $20'$.边缘地区射线覆盖较稀且射线交叉性弱,分辨率较低,这也是将实际计算反演区域比重点研究区的范围取更大的

原因.

4.2 观测误差对结果的影响

本文采用在原始数据上加噪音的方法测试反演结果的稳定性,即保守地假定原始观测数据是精确的,然后再加噪音来评估反演结果.具体做法是,分别在原始数据上增加20%和40%的均值为0方差为1的高斯噪音,即

$$A_{\text{noise}} = A * (1 + \alpha * \text{gasdev})$$

gasdev为产生均值为0方差为1高斯分布的函数, A 为原始振幅数据, A_{noise} 为加噪音后的振幅数据, α 为噪音水平的值,这里分别取20%和40%.然后采用与实际数据反演相同的参数,对增加噪音后的数据进行反演,进行100次加噪音合成数据一反演操作,即可以获得统计平均和方差,方差可看作是噪音引起的结果误差.这种估计方法是一种保守的估计,因为原始数据已经含有误差.这里没有考虑震源辐射花样,主要是因为,对于高频S波而言,其振幅并不满足双力偶辐射花样,而带有很大的随机性^[10].本文采用的大多是300 km以内的小震,频率相对较高.另外,由于采用数量巨大的地震数据,辐射花样的影响在一定程度上能够被光滑掉.此处采用相对误差来模拟观测误差主要是因为,仪器的放大倍数每年只校准一次,放大倍数可能会因温度、湿度等外界参数的变化而变化;另外就是采用相对误差在取对数时很容易处理成加减法.

图3分别给出了添加20%和40%噪音时的 Q_0 值误差分布.增加20%的噪音时,结果误差不超过8;增加40%的噪音时,结果误差不超过18(平均 Q_0 值的6%).之所以最大加40%的噪音,是考虑到方法中没有考虑辐射花样的影响,实际的测量误差应该还是比较小的.从试验结果看,40%的噪音对结果的影响仍然是不大的.主要原因是在反演中需要对振幅取对数,这样即使噪音水平较高,取对数后仍然是一个比较小的值.同时由于大量数据叠加的效果,使得正态分布的噪音的影响很小.

4.3 定位精度和参数取值对结果的影响

S波的速度 v 和频率的幂指数 η 均会影响到最终反演的 Q 值,LSQR算法中的阻尼系数也会影响到 Q 值变化的幅度,进而影响地震的定位精度.

在川滇地区,台站比较密集,地震的定位精度大部分都在I类精度,即误差小于5 km.震源位置的误差主要反映在公式(3)中的震中距 R 上,从 $Q_0^{-1}cR$ 项可以看出,对于一条射线而言,震中距 R 或 c 值百分之几的变化会导致 Q_0 百分之几的变化.

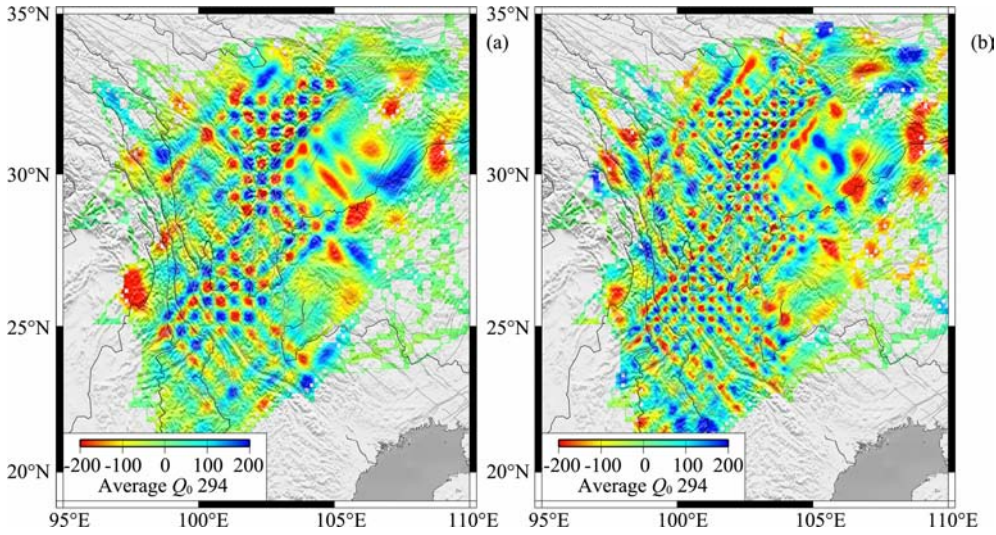


图 2 检测板分别为 $30'$ (a), $20'$ (b) 的分辨图像

Fig. 2 Resolution from checkerboard test with size $30'$ (a) and $20'$ (b)

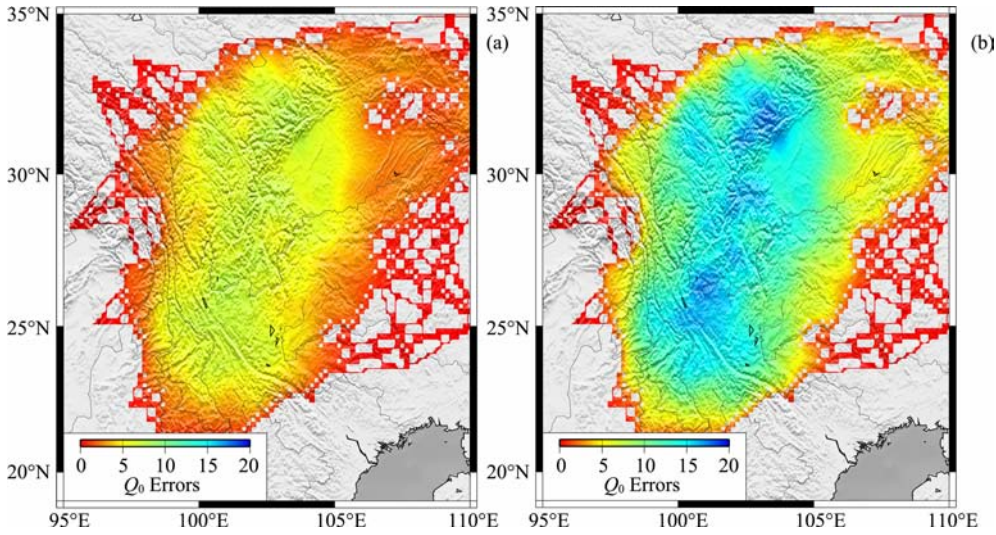


图 3 噪音水平分别为 20%(a)和 40%(b)时反演的结果误差

Fig. 3 Inversion errors for noise level 20% (a) and 40% (b)

川滇地区震中距统计表明 $R=107\pm 60$ km, 5 km 的震源误差会产生平均约 5% 的震中距误差. 频率的幂指数 η 一般在 0.3~0.9 之间, 频率范围在 0.4~2 Hz 之间, 从单条射线来看, 相对于 $\eta=0.5$, 最大可导致 c 值约 30% 的变化, 取其一半 15% 作为平均误差. 如果将震中距 R 和 c 值合并考虑, 则平均约产生 20% 的误差, 对于最后反演的残差方程(4)而言, 单条射线时 ΔQ_0 的误差平均应为 20%, 即为 $200 \times 20\% = 40$, 但对于大量射线叠加而言, 其误差应该小的多.

我们对上述分析进行模拟试验, 将 c 值加上 20% 的噪音(与 cR 乘积加上 20% 噪音是等效的), 即取 c 值为 $c * (1 + 20\% * \text{gasdev})$. 进行 100 次反演计算, 结果显示 Q_0 最大误差不超过 5. 所以定位误差和幂

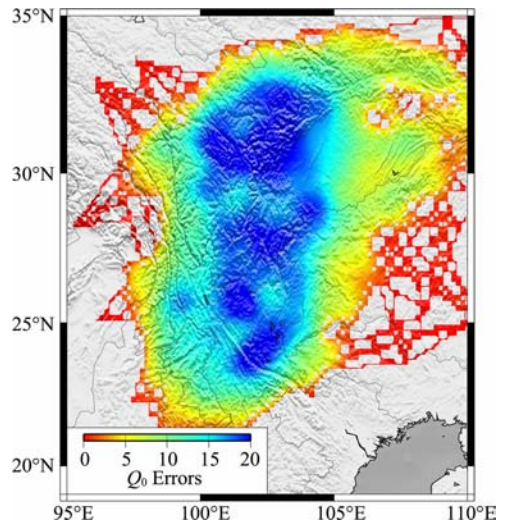


图 4 Bootstrap 方法获得的反演结果误差

Fig. 4 Inversion errors from Bootstrap method

指数 η 对反演结果的影响在数据量较大时是可以忽略的.

S 波的速度 v 与 Q_0 . 在公式(3)是乘积的关系, 速度的增加会导致 Q_0 值的降低. 从一些层析成像的研究结果来看, 上地壳的波速变化最大大约 5%~6%, 因此能造成 Q_0 值的最大误差也仅约为 5%~6%. 如果我们假设 S 波速度是不随时间变化的, 那么波速不会影响 Q_0 值的动态变化趋势, 只会稍微影响 Q_0 的绝对值.

文中几何扩散因子取 $k=1$, 只是将理论的几何扩散去掉, 并没有将波散去掉, 因此本文得到的衰减包括内摩擦造成的能量损失和波散, 将二者完全分开还有一定困难, 但我们尝试过取不同的 k 值, 得到的结果显示 Q 值的相对高低基本不变, 只是平均 Q 值有明显的变化.

借鉴 Lg 波在 1 Hz 附近的频率衰减指数, 文中取 $\eta=0.5$, 因为 M_L 振幅数据的频率集中在 0.4~2 Hz, S 波最大振幅一般在直达 S 波到时之后, 已经在 Lg 波的范围内, 所以借鉴 Lg 波的 η 值, 但在称呼上仍沿用了横波(或 S 波)的叫法. 另外, 因为原始振幅数据的频率范围非常窄, 所以 η 的变化对最终 Q 值分布的影响也是不大的. 这些参数虽然对 Q 值有一些影响, 但我们讨论 Q 值动态变化时都是基于相同的参数取值, 甚至数据量和数据分布也力求做到相同, 如此才具有可比性.

4.4 Bootstrap 方法评价解的误差

另外一种检验反演结果的方法就是 bootstrap 方法. 由于 LSQR 算法不能直接给出解的方差矩阵, 解的误差可以通过 bootstrap 方法^[11,12]求得. Bootstrap 方法是由 Efron 首先提出的一种统计估计方法, 其基本思想是在样本组中再抽样, 就是从 n 组原始数据中随机再抽取 n 组数据进行反演, 得到一个结果 x_i , 重复进行 B 次试验就可以得到 B 个计算结果, 进行统计计算就可以求得试验的标准差即解的误差. Efron & Tibshirani 认为对于标准差的估计, B 大约取 100 是一个比较合理的数值^[13]. 本文的求解过程中也取 $B=100$.

图 4 给出了用 Bootstrap 方法计算获得的 Q_0 值误差. 其最大误差不超过 24(相当于平均 Q_0 值的 8%). 由于每次 Bootstrap 随机在母本中进行重新抽样, 所抽取的样本反映不同的数据分布, 因此 Bootstrap 方法获得的结果误差, 不仅包含了原始数据观测误差的影响, 而且反映了不同数据分布造成的结果误差. Bootstrap 方法获得的结果也显示成像

结果的误差比较小. 图 3 和图 4 都是采用和实际反演中相同参数得到的, 并且图 3 中用到的射线与实际反演用到的数据完全相同, 图 4 中用到的射线因是随机抽样, 与实际反演用到的数据分布大致相同, 因此估计误差的分辨率与实际数据反演的分辨率基本相同. 在射线较少的边缘地区, 误差估计没有分辨, 是不可信的.

综合分析观测数据误差、地震定位误差、参数取值误差可以发现, 在某均值附近这些误差是正态分布的话, 即使误差较大, 由于大量数据叠加的作用, 使得最终结果的误差仍然较小, 但参数的整体偏离, 会使得平均 Q_0 值也发生偏离. 这要求我们在动态变化反演中各参数尽可能相同, 这样才具有可比性. 上述分析结果表明, 各种误差造成的结果变化基本都在 10% 以内, 因此动态变化反演中 Q 值随时间的变化明显大于 10% 的区域, 基本可以认为是由于介质变化造成的.

5 成像结果

在计算过程中, 我们取几何扩散系数 $k=1.0$, 因为直达 S 波是典型球面扩散的体波; 另外取 Q 随频率指数衰减系数 $\eta=0.5$ ^[14,15], 由直达 S 波的到时计算得到地壳平均 S 波速度 $v=3.6$ km/s. 将地壳横向离散成 $10' \times 10'$ 的网格, 通过层析成像的方法反演 M_L 振幅残差即可获得 S 波 Q_0 值的横向变化, 相对的台站增益以及震源尺度校正. 反演过程中阻尼系数起到比较关键的作用, 阻尼系数的选取除了满足绝对 Q 值大于 0 的物理约束外, 还要求在相对均一的高 Q 值的四川盆地地区, 反演获得的 Q 值水平与该地区直线拟合获得的平均 Q 值水平相当. 通过一系列不同阻尼系数的测试, 最后选取阻尼系数为 2000. 在各个时段的反演计算过程中, 均取相同的参数. 通过拟合几何扩散校正后的 M_L 振幅观测值与折合震中距之间的线性关系, 获得各个时段的平均 S 波 Q_0 值, 列于表 2 中.

图 5 给出了各个时段的 Q_0 横向变化图像, 图中用颜色的变化表示 Q_0 的变化, 红色表示比平均 Q_0 低的地区(强衰减), 蓝色表示高 Q_0 地区(弱衰减). 为了便于比较, 各个时段的 Q_0 值均归算到以 290 为均值的横向变化上来. 从图中可以看出, 各个时段所得到的整体结果基本相似, 均是高 Q_0 值存在于四川盆地和云南保山一大姚地区, 而低 Q_0 主要存在于川滇菱形块体的西半部和东南边界带. 这也说明

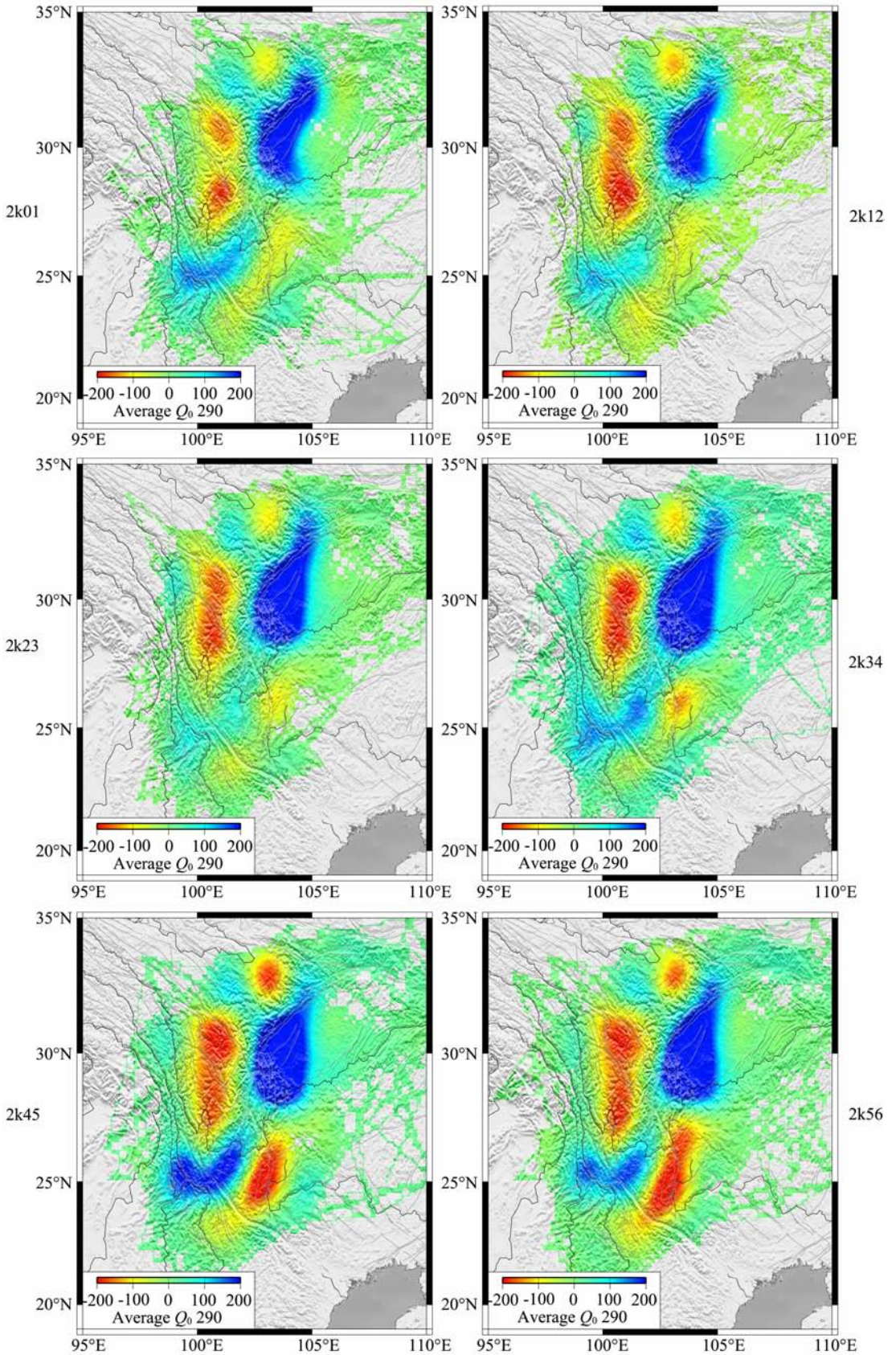


图5 6个时间段的 Q_0 值横向变化图像. 红色为低 Q_0 异常, 蓝色高 Q_0 . 灰色线条为活动断裂^[17], 黑色线条为河流. 各个时段的 Q_0 值均归算到以 290 为均值的横向变化上来. 色标是相对于平均 Q_0 的扰动值, 对应绝对 Q_0 值范围为 90~490.

Fig. 5 Lateral Q_0 variation image for 6 time segments

表 2 各时段地震个数统计表¹⁾Table 2 Earthquake number and average Q_0 value in each time segment¹⁾

年份	地震个数统计						平均 Q_0 值
	$M \geq 2.0$	$M \geq 2.5$	$M \geq 3.0$	$M \geq 3.5$	$M \geq 4.0$	$M \geq 4.5$	
2000~2001	2918	1536	635	229	71	16	288
2001~2002	3255	1565	643	218	73	14	261
2002~2003	3424	1819	679	218	81	29	286
2003~2004	3488	2011	803	283	109	41	309
2004~2005	3365	1751	697	260	92	34	305
2005~2006	3364	1712	618	221	78	33	294

反演方法和成像结果是比较稳定的. 成像结果在整体上与采用全部数据反演的结果^[2]是一致的, 与利用波形数据获得的 Lg 波 Q_0 值^[16] 的基本格局也是相同的. 反演获得的 Q 值主要反映上地壳脆性层 S 波的衰减特征, 因为所用数据震中距较小, 统计表明 $R=107 \pm 60$ km, 大部分振幅数据都是 S 波振幅, 同时选用的都是震源深度小于 15 km 的地震. 因此 Q 值横向变化图像基本上是整个脆性层 S 波衰减的平均效果.

反演中同时也获得了相对的台站增益以及震源尺度校正, 各时段的结果也基本相似, 鉴于篇幅有限, 此处暂未详列. 反演后的残差均有大幅度降低, 6 个时段分别为 0.566, 0.567, 0.572, 0.559, 0.555, 0.567. 平均降幅 31%.

6 讨论

6.1 区域平均 Q 值与地震活动性的关系

地震的发生通常认为是应力不断积累造成的, 当其差应力超过岩石或断裂的强度就会发生地震. 应力积累的外部表现就是地震活动性增强, 地震个数增加. 研究发现区域平均 Q 值与地震活动性有非常强的正相关关系, 表 2 给出了 6 个时段不同震级的地震个数与整个区域平均 Q 值的对应关系. 图 6 更直观显示了二者的密切关系, 即地震个数越多, 区域平均 Q 值越大. 震级越大这种关系越明显, 在 2003~2004 年期间, 地震个数最多, 平均 Q 值也最大.

地壳中的地震波衰减, 一般认为是由于岩石中存在微裂缝, 并且裂缝内充填流体是造成波衰减的重要原因^[18,19]. 裂缝表面和晶粒边界产生滑动摩擦

使得部分地震波能量由于克服摩擦产生滑动而转化为热能散掉^[20,21], 而裂纹内流体的存在使这种滑动更容易产生, 并且流体的流动将消耗地震波能量以克服液体的黏滞阻抗, 造成地震波的衰减^[18, 22]. 实验室研究表明, 不论是干岩石, 还是饱水或部分饱水岩石, 随着应力水平的增加, Q 值都会升高^[23,24]. 其内部物理机制一般认为, 应力的增加会导致裂隙的闭合, 裂纹密度降低, 闭合的裂隙是不会产生摩擦的, 因此由摩擦而产生的地震波的衰减也随之减少, 即 Q 值升高^[21]. 本文的研究结果也似乎符合这一认识, 地震个数增加, 地震活动性增强是区域应力积累的效果, 而高 Q 值与此有非常好的对应关系.

由于每个时间段为 2 年, 时间较长, 所获得的平均 Q 值或者 Q 值变化是 2 年的平均结果, 并不能直接反映是地震前还是地震后造成的. 但也存在另外一种可能, 即 Q 值的变化也可能是地震引起的结果. 当岩石临近破裂时, 随着应力的增加岩石的体积会不断增大, 即扩容^[25], 岩石内的微裂隙会不断产生、增大、扩展, 直到贯通破裂. 但地震发生之后的过程与扩容阶段刚好相反, 地震释放能量后应力急剧

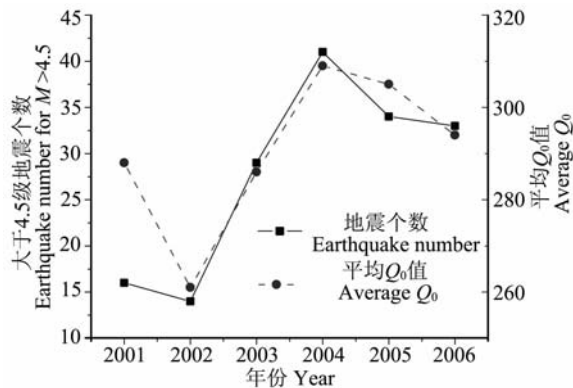
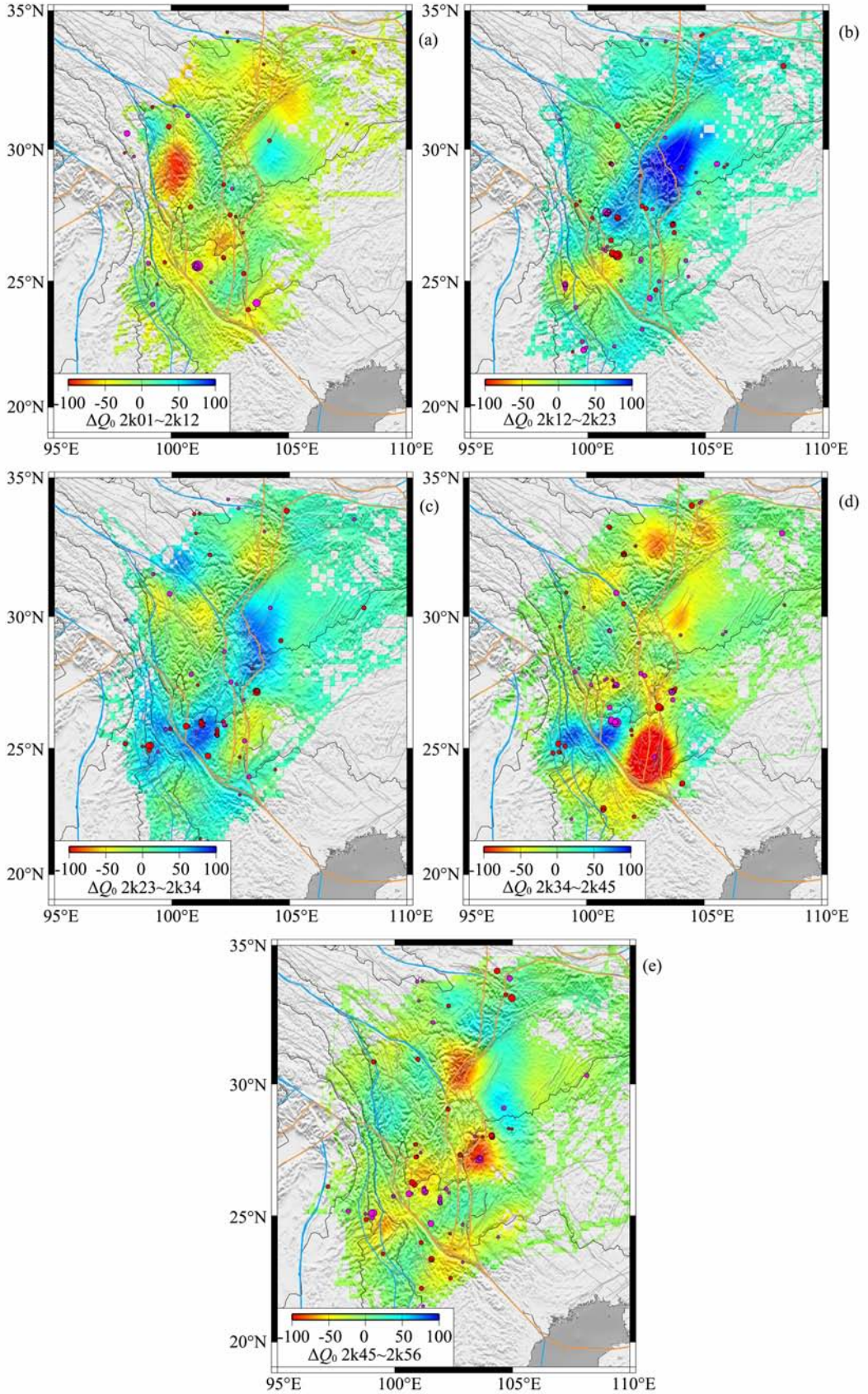


图 6 平均 Q_0 值的动态变化及其与地震个数的关系

Fig. 6 The correlation between average Q_0 value and earthquake number

1) 四川省和云南省地震观测报告.



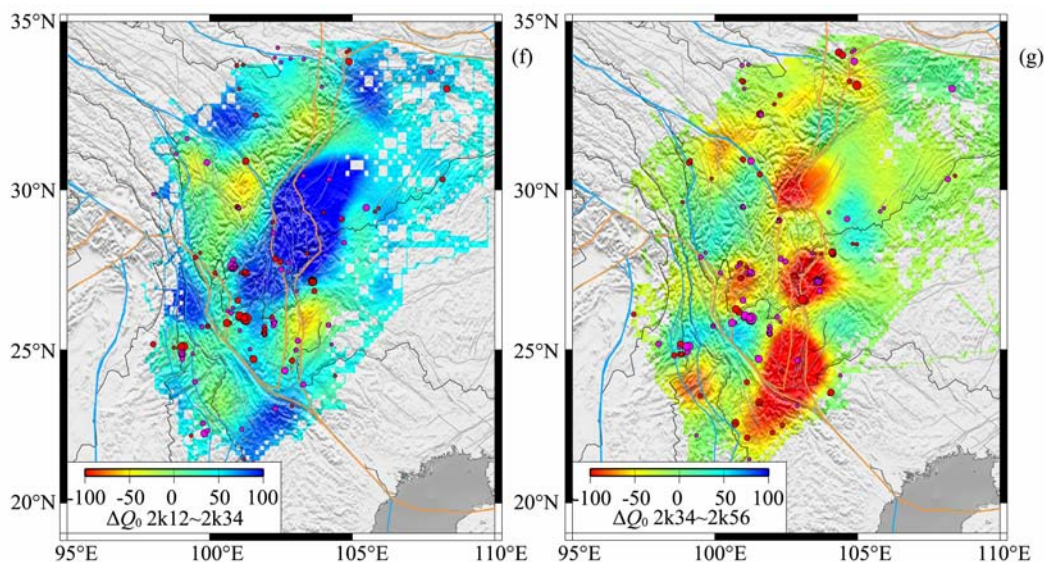


图 7 不同时间段间 Q_0 值的变化图像

图中红色表示 Q_0 值降低,蓝色表示 Q_0 值升高异常.灰色线条为活动断裂^[17],黑色线条为河流.黄色和蓝色线条分别为一级和二级活动地块边界^[26].图(a~e)中的红圆圈为结束时段最后一年的震级大于4级的地震分布,粉色圆圈为开始时段第一年的震级大于4级的地震分布,图(f、g)中的红圈为结束时段两年的震级大于4级的地震,粉色圆圈为开始时段两年的震级大于4级的地震分布,圈的大小与震级成正比,圈越大表示震级也越大.

Fig. 7 The changes of Q_0 value between different time segments

The changes of Q_0 value correspond with color, red represents drop and blue denotes increase of Q_0 . The gray and dark lines are the active faults^[17] and rivers, The yellow and blue lines are the boundaries of first and second active blocks^[26]. The red and pink circles represent earthquakes with magnitude larger than 4.0 in former and later time segment, respectively, in figure (f) and (g), but in figure (a~e), only earthquakes happened in first year for former time segment, and last year for later time segment, have been plotted. The circle size is proportional to the earthquake magnitude, the bigger circle, the larger earthquake.

下降,相应岩石体积减少,岩石内原本张开的裂隙也将缩小或闭合,从而导致衰减减少, Q 值升高.图6的观测结果似乎也符合这种解释.

区别这两种解释的根本之处在于判断川滇地区的岩石变形是处于扩容前的线性变形阶段,还是处于扩容后的非线性变形阶段.川滇地区是南北地震活动带的中段,中强地震较多,因此 Q 值的变化似乎用扩容理论来解释更合理一点.这也是下一步工作很值得进一步研究的地方.

6.2 Q 值动态变化与地震分布的关系

本文获得了6个时段的 Q_0 值横向变化,很容易计算出不同时间段 Q_0 值的变化量来,图7(a~e)给出了相邻时段的 Q_0 变化图像,图7(f、g)给出了2张相间时段的 Q_0 变化图像.图中红色表示 Q 值降低,蓝色表示 Q 值升高;图7(a~e)中的红圆圈为结束时段最后一年的震级大于4级的地震分布,粉色圆圈为开始时段第一年的震级大于4级的地震分布,图7(f、g)中的红圈为结束时段两年的震级大于4级的地震,粉色圆圈为开始时段两年的震级大于4级的地震分布,圈的大小与震级成正比,圈越大表示

震级也越大.

从图7中可以看出,不论是起始时段的地震还是结束时段的地震,地震的分布一般并不集中在 Q 值增加或降低的中心区域,而是大部分集中在增加和降低峰值区域之间的过渡区域.即存在于红色和蓝色区域的中强地震较少,而存在于其他过渡颜色区域的地震较多.在图7(f、g)中,由于时段间隔较长, Q 值变化幅度较大,这种分布关系显得似乎更加清楚.虽然二者之间的内在机制尚不清楚,但这种分布关系有助于地震危险区的划分.

7 结 论

本文在深入分析探讨了观测误差、参数取值等对反演结果的影响,利用检测板方法测试 M_L 振幅成像结果的分辨率,并利用原始数据加噪音的方法和Bootstrap方法进行误差分析,在此基础上,将川滇地区的数据分成6个时段分别进行成像,获得上地壳 Q 值的动态变化图像.主要表现在以下几个方面:(1)原始数据的观测误差和忽略震源辐射花

样对成像结果的影响是比较小的,40%的噪音所造成的结果误差最大不超过6%;(2)用 Bootstrap 方法获得的结果误差不超过平均 Q_0 值的8%,说明振幅层析成像方法在具有大量数据的川滇地区所获得的结果是稳定可靠的,误差是比较小的;(3)分辨率测试发现,川滇地区在射线超过50条的区域,分辨率能够达到 $20'$;(4)分别对每个时间段进行成像,从而获得 Q 值变化的动态图像.每个时段区域平均 Q 值与中强地震的个数有明显的正相关关系,即地震个数越多,则区域平均 Q 值越大,这可能是由于区域整体应力变化的结果.通过分析地震的分布和 Q 值动态变化的关系还发现,大多数中强地震不是分布在 Q 值变化最大的区域,而是分布在 Q 增加和降低最大区域之间的过渡区域,这可能是由于差应力变化在过渡区最大,更容易触发地震造成的.本文对 Q 值动态变化研究尚处于探索阶段,有些结论可能还需要更多的资料,更多的方法来互相验证,甚至需要室内岩石破裂实验来揭示其内在机理,这也是本文将来的研究方向.

致 谢 非常感谢匿名评审人对本文提出的建设性意见和建议.感谢中国地震局台网中心、四川地震局和云南地震局提供宝贵数据.

参考文献(References)

- [1] Pei S P, Zhao J M, Rowe C A, et al. M_L amplitude tomography in north China. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2006, **96**(4): 1560~1566
- [2] 马宏生,汪素云,裴顺平等.川滇及周边地区地壳横波衰减的成像研究.地球物理学报,2007,**50**(2):465~471
Ma H S, Wang S Y, Pei S P, et al. Q_0 tomography of S wave attenuation in Sichuan-Yunnan and adjacent regions. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2007, **50**(2): 465~471
- [3] 汪素云,裴顺平,许忠淮等.利用 M_L 振幅研究地壳横波 Q 值 I:不同构造区的衰减特征.地球物理学报,2007,**50**(6):1740~1747
Wang S Y, Pei S P, Xu Z H, et al. crustal S-wave Q estimated from M_L amplitude I: attenuation in different tectonic regions of China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2007, **50**(6): 1740~1747
- [4] 汪素云,裴顺平,Hearn Thomas M 等.利用 M_L 振幅研究地壳横波 Q 值 II:Q 横向变化特征.地球物理学报,2008,**51**(1):134~140
Wang S Y, Pei S P, Hearn T M, et al. Crustal Q of S-wave estimated from M_L amplitude II: Q lateral variation in China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, **51**(1): 134~140
- [5] 裴顺平,苏金蓉,高星等.日本上地壳 S 波衰减成像.地球物理学报,2008,**51**(3):828~835
Pei S P, Su J R, Gao X, et al. S-wave attenuation tomography of upper crust in Japan. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, **51**(3): 828~835
- [6] Sanders C O. Local earthquake tomography: attenuation theory and results. In: Iyer H, Hirahara K eds. *Seismic Tomography: Theory and Practice*. New York:Chapman and Hall, 1993. 676~694
- [7] Pei S P, Zhao J M, Sun Y S, et al. Upper mantle seismic velocities and anisotropy in China determined through Pn and Sn tomography. *J. Geophys. Res.*, 2007,**112**, B05312, doi: 10.1029/2006JB004409
- [8] Lees J M, Crosson R S. Tomographic inversion for three-dimensional velocity structure at mount St. Helens using earthquake data. *J. Geophys. Res.*, 1989, **94**: 5716~5728
- [9] Paige C C, Saunders M A. LSQR, An algorithm for sparse linear equations and sparse linear system. *ACM Trans. Math. Software*, 1982, **8**: 43~71
- [10] Takenaka H, Mamada Y, Futamura H. Near-source effect on radiation pattern of high-frequency S waves: strong SH-SV mixing observed from aftershocks of the 1997 northwestern Kagoshima, Japan, earthquakes. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 2003, **137**: 31~43
- [11] Efron B. Bootstrap methods, another look at the jackknife. *Ann. Stat.*, 1979,**7**:1~26
- [12] Koch M. Bootstrap inversion for vertical and lateral variations of the S wave structure and the v_p/v_s -ratio from shallow earthquakes in the Rhinegraben seismic zone, Germany. *Tectonophysics*, 1992,**210**:91~115
- [13] Efron B, Tibshirani R. Bootstrap methods for standard errors, confidence intervals, and another measurements of statistical accuracy. *Stat. Sci.*, 1986,**1**:54~77
- [14] 毛燕,徐彦,王彬等.四川及邻区 Lg 尾波的 Q 值分布特征.地震研究,2005,**28**:38~42
Mao Y, Xu Y, Wang B, et al. Distribution characteristics of the value Q of Lg coda in Sichuan and its adjacent regions. *Journal of Seismological Research* (in Chinese), 2005, **28**: 38~42
- [15] 胡家富,丛连理,苏有锦等.云南及周边地区 Lg 尾波 Q 值的分布特征.地球物理学报,2003,**46**:809~813
Hu J F, Cong L L, Su Y J, et al. Distribution characteristics of Q value of the Lg coda in Yunnan and its adjacent regions. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2003, **46**: 809~813
- [16] 周连庆,赵翠萍,修济刚等.川滇地区 Lg 波 Q 值层析成像.地球物理学报,2008,**51**:1745~1752
Zhou L Q, Zhao C P, Xiu J G, et al. Tomography of Q Lg in Sichuan-Yunnan zone. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, **51**:1745~1752
- [17] 邓起东,张培震,冉勇康等.中国活动构造基本特征.中国科学 D 辑,2002,**32**(12):1020~1030
Deng Q D, Zhang P Z, Ran Y K, et al. Basic characteristics of active tectonics of China. *Science in China (Series D-Earth Sciences)*, 2003, **46**(4): 356~372

- [18] Mitchell B J. An elastic structure and evolution of continental crust and upper mantle from seismic surface wave attenuation. *Rev. of Geophysics*, 1995, **33**(4): 441~462
- [19] 刘建华, 胥 颐, 郝天珩. 地震波衰减的物理机制研究. 地球物理学进展, 2004, **19**: 1~17
Liu J H, Xu Y, Hao T Y. Study on physical mechanism of the seismic wave. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 2004, **19**: 1~17
- [20] Walsh J B. Seismic waves attenuation in rock due to friction. *J. Geophys. Res.*, 1966, **71**: 2591~2599
- [21] Johnston D H, Toksoz M N, Timur A. Attenuation of seismic wave in dry and saturated rocks: II mechanisms. *Geophysics*, 1979, **44**: 691~711
- [22] Jackson D D, Anderson D L. Physical mechanisms of seismic wave attenuation. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1970, **8**: 1~63
- [23] Toksoz M N, Johnston D H, Timur A. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: I. Laboratory measurements. *Geophysics*, 1979, **44**: 681~690
- [24] Winkler K, Nur A. Pore fluids and seismic attenuation in rocks. *Geophys. Res. Lett.*, 1979, **6**: 1~4
- [25] Scholz C H. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, 2nd ed. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 2002
- [26] 张培震, 邓起东, 张国民等. 中国大陆的强震活动与活动地块. 中国科学, 2003, **33**(增刊): 12~20
Zhang P Z, Deng Q D, Zhang G M, et al. Strong earthquake activity and active blocks in China mainland. *Science in China (Series D-Earth Sciences)* (in Chinese), 2003, **33**(Suppl.): 12~20

(本文编辑 胡素芳)