

利用 Sato 模型研究邢台震区尾波 Q_c 值特征张小涛^{1,2}, 韩利萍¹, 吕凤章¹,
马广庆^{1,2}, 孙 晴¹, 靳玉科^{2,3}(1. 河北省地震局邯郸中心台, 河北 邯郸 056001; 2. 中国科学技术大学, 安徽 合肥 230026;
3. 山西省地震局代县中心台, 山西 代县 034200)

摘 要: 利用 Sato 单次散射模型和红山台的近场数字地震记录研究了邢台震区尾波 Q_c 值的变化特征, 得到 Q_c 值随频率的变化关系: 即窗长为 15~30 s 时 $Q_c = (42.9 \pm 20.7) f^{(0.98 \pm 0.13)}$; 窗长为 40~60 s 时 $Q_c = (103.1 \pm 27.9) f^{(0.85 \pm 0.08)}$ 。通过分析不同频率点随时间的变化曲线, 发现 2002 年 4 月 22 日邢台隆尧 5.0 级地震前高频部分 Q_c 值出现“升高—降低—再升高—发震”的发震模式, 对预测邢台地区的中强震的发生有一定的参考意义。还发现相对 Aki 模型而言 Sato 模型更适合邢台震区的尾波计算和分析。

关键词: Sato 单次散射模型; 邢台震区; Q_c 值

中图分类号: P315.3

文献标识码: A

文章编号: 1000-0844(2007)03-0218-06

Using the Sato Model to Study Characteristics of S-code
 Q_c Value in Xingtai Seismic RegionZHANG Xiao-tao^{1,2}, HAN Li-ping¹, LV Feng-zhang¹,
MA Guang-qing^{1,2}, SUN Qing¹, JIN Yu-ke^{2,3}

(1. Central Seismostation of Handan, Hebei Handan 056001, China;

2. University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China;

3. Central Seismostation of Daixian, Shanxi Daixian 034200, China)

Abstract: Using the Sato single isotropic scattering model and the near-field digital seismic records from Hongshan seismostation in Hebei province, the variation characteristics of S-code Q_c value in Xingtai seismic region are studied. The relationship between the Q_c value and frequency is obtained; while the length of windows are 15~30 s, $Q_c = (42.9 \pm 20.7) f^{(0.98 \pm 0.13)}$, and while the length of windows are 40~60 s, $Q_c = (103.1 \pm 27.9) f^{(0.85 \pm 0.08)}$. Through analyzing the variation curves of Q_c along with time in different frequency point, it is found that before Longyao M_L 5.0 earthquake on April 22, 2002, in Xingtai seismic region, the high-frequency part of Q_c value changed as "increasing→reducing→re-elevating→shocking" pattern, and this pattern has certain referent significance for moderate-strong earthquake prediction in Xingtai area. It is also found in the research that comparing with Aki model, the Sato model is better for the S-code computation and analysis in Xingtai seismic region.

Key words: Sato single isotropic scattering model; Xingtai seismic region; Q_c value

0 引言

近年来国内外地震学家广泛开展了地震尾波的

研究工作,取得了许多有意义的研究成果。较多的
地震研究人员利用地方震尾波衰减探索了尾波 Q

收稿日期: 2006-09-25

作者简介: 张小涛(1978—),男,山东博兴人,中级工,主要从事地震监测工作。

值大震前后的变化^[1-5],以此寻找大震的前兆信息。一些震例研究表明主震前 Q_c 值变小,主要表现在 12 Hz 以下的频率范围,但也有 Q_c 值在震前变大的结果^[4]。王伟君等^[6]在研究 1999 年岫岩地震序列尾波 Q_c 值的变化过程中发现 Q_c 值在主震前后有较明显的变化。对于同一个地区,较大地震前后 Q_c 值在时间上存在一些前兆性变化,为中强地震和地震序列中显著地震的预测提供了一个新的途径。马宏生等^[7]利用云南地区 22 个区域数字地震台站记录到波形资料计算了各台站周围 50 km 内的尾波 Q_c 值,并给出了其中 14 个资料相对较为丰富的台站的尾波 Q_c 值随时间变化结果,推测了在未来几年内云南地区比较危险的区域。张天中^[8]用尾波研究了滇西实验场的 Q 值分布特征;马云生^[9]研究了北京及周围地区的尾波 Q_c 分布特征;王彩勤等^[10]对唐山地区尾波 Q_c 值进行了研究。本文则利用红山数字地震台单台记录到的自 2001 年 3 月到 2006 年 7 月的 170 条地震波形资料,采用 Sato 的尾波单次散射模型分析了该台站周围 50 km 内的尾波 Q_c 值的变化特征。该范围包括了 1966 年 3 月 8 日邢台宁晋 6.8 级、3 月 22 日邢台隆尧 7.2 级,2002 年 4 月 22 日邢台隆尧 5.0 级地震,因此在一定程度上代表邢台震区的介质特性。本文还将讨论 Aki 和 Sato 两种模型在本次研究中的不同。

1 方法原理

依据 Sato 单次散射模型^[11-12],在一定频率下尾波振幅与时间的函数关系可表示为

$$F(t) = \lg[(A_c(t)/A_s)^2 K^{-1}(a)] \\ = C(f) - b(t - t_s) \quad (1)$$

式中 A_s 是 S 波的最大振幅; $A_c(t)$ 是流逝时间 t 附近的尾波平均振幅; $K(a)$ 是依赖于时间的传播因子:

$$A_c(t) = (A_T^2 - A_n^2)^{1/2} \quad (2)$$

$$K(a) = 1/a \ln[(a+1)/(a-1)]; \quad (3)$$

$$a = t/t_s$$

式中 A_T 为所取时间窗内地震波平均振幅; A_n 为 P 波到达前适当时段的地震波平均振幅,用以进行地震波的噪声校正^[13-14]; t_s 为 S 波到时; t 为从地震发震时刻起计算的尾波流逝时间; $C(f)$ 是与频率 f 有关的因子,对于特定的频率,可视为常数。式(1)中的 $b = (2\pi f l g e)/Q$,对于不同的频率点拟合 $F(t)$ 和 $(t - t_s)$ 线性关系求出斜率 b ,即可得到该频率点的 Q_c 值。最后,由各个频率点的 Q_c 值,拟合出 $Q_c(f)$

$$= Q_0 f^n。$$

2 资料处理

本研究选取以红山数字地震台站周围 50 km 以内的代表区域介质结构特性的尾波 Q_c 值,该范围在一定程度上代表了邢台震区尾波衰减特征。数字地震波形资料均由红山数字地震台提供。红山台位于 37.38°N, 114.70°E, 台站代码 HNS, 是国家基准台,有可靠的波形数据。台站高程 20 m, 台基岩性为石英砂岩。观测仪器为宽带三分量速度型数字地震仪,型号 CTS-1, 观测频带 120 s~20 Hz, 采用 24 位数采, 采样率为 50%, 数采型号 EDAS-24。

地震挑选原则是以该台站为圆心, 50 km 半径内 $M_L \geq 1.5$ 的地震, 共挑选出有波形资料的地震记录 170 条。所有地震都参与计算, 但满足信噪比要高, 尾波持续时间相对长且振幅不饱和, 干扰小且 S 波清晰, 最后参与拟合 Q_c 值的波形数据 69 条(不同流逝时间时拟合个数有所不同)。震级分布为 $M_L 1.5 \sim 5.0$, 包括 2002 年 3 月 22 日 $M_L 5.0$ 邢台地震。参与计算的地震震中分布与台站位置见图 1。

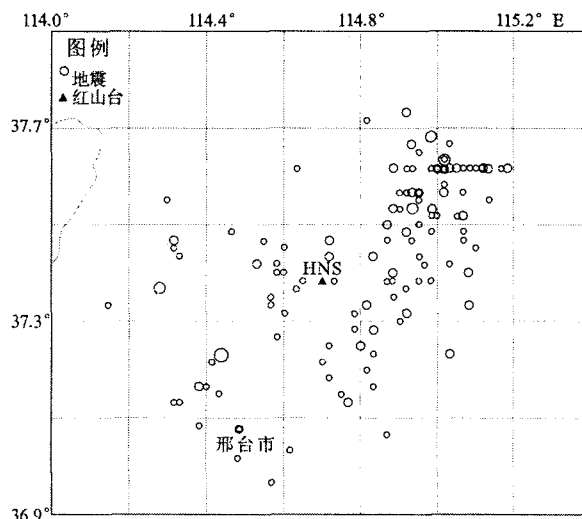


图1 参与计算的地震震中分布与台站位置

Fig. 1 Earthquake epicenter distribution and the seismostation position.

本研究采用在时间域中求取尾波 Q_c 值的方法^[15]。分析频率段为 2~18 Hz(仪器频率响应的平段), 间隔 1 Hz, 对原始波形进行带宽 $[0.7f, 1.3f]$ 的六阶 Butterworth 滤波器滤波; 对滤波后的数据从 S 波到时开始取窗长 2 s、步长 0.5 s 滑动计算求出不同时间点的均方根振幅; 尾波起算时间起始于 2 倍 S 波走时 ($2t_s$); 背景噪声取 P 波初动以前 2 s

的平均信号,当采样信号的能量密度小于1.5倍的背景噪声能量密度时终止采样。图2给出了2002

年04月22日03时34分 $M_L 5.0$ 地震尾波窗长为50 s时拟合的示意图。

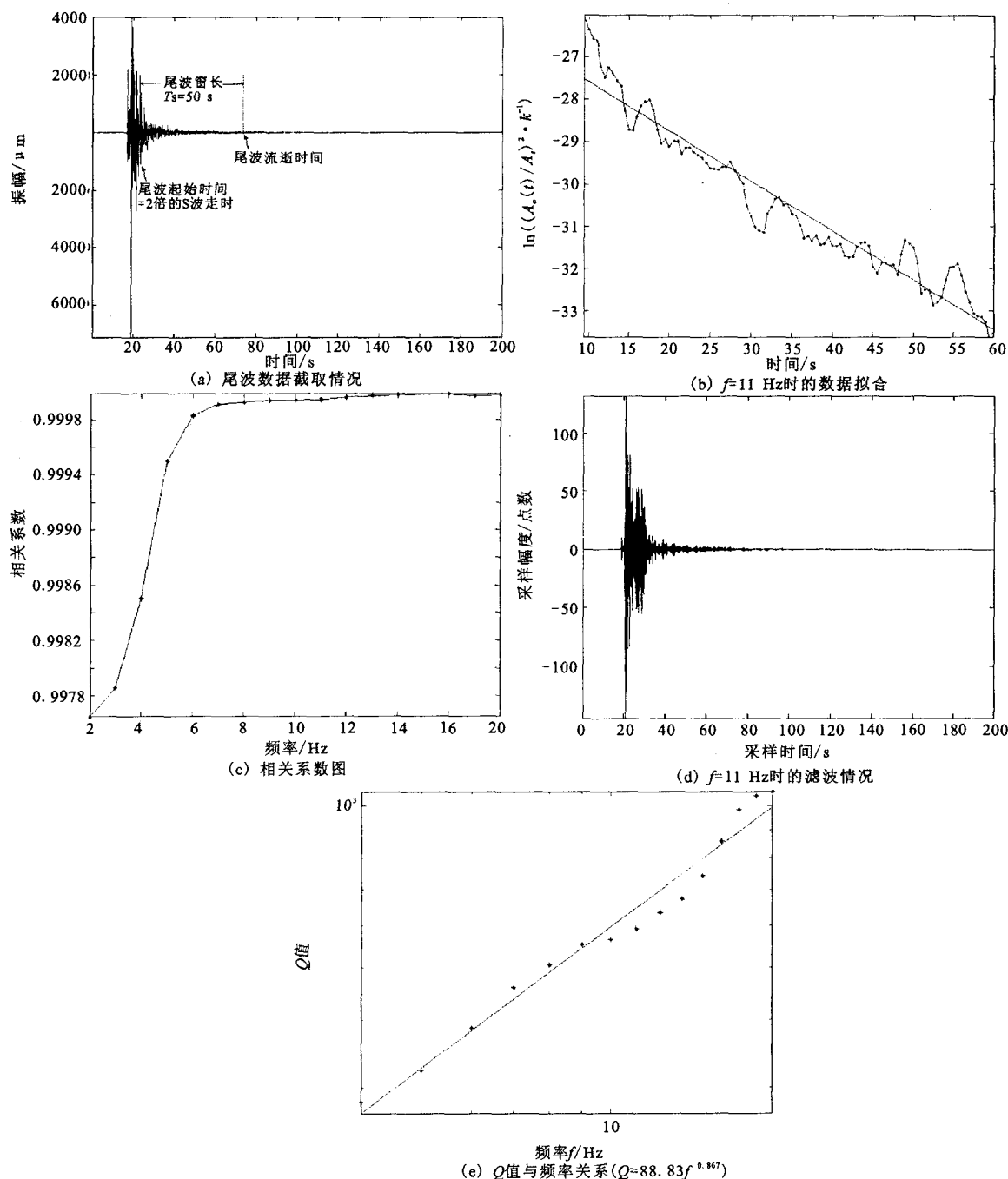


图2 2002年4月22日 $M_L 5.0$ 地震拟合实例示意图

Fig. 2 Simulative examples of $M_L 5.0$ earthquake occurred on April 22, 2002.

因为不同的流逝时间反映了不同采样体深度的 Q_c 值,计算时不同地震所取的尾波流逝时间应一致。同时,为保持线性拟合的稳定性,所截取的尾波窗长不能太短。根据该台站记录地震的实际观测资料,我们选取分别选取了15 s、20 s、30 s、40 s、50 s、60 s不同尾波窗长来反映不同采样体深度的 Q_c

值。如果拟合时某个地震的相关系数小于0.6,则剔除该条记录。计算出各频点的 Q_c 值后,我们用关系式 $Q_c(f) = Q_0 f^n$ 来拟合 Q_c 值随频率的变化关系, Q_0 为频率1 Hz时的 Q_c 值。

3 结果与讨论

尾波 Q_c 值主要反映了以震源和记录台站为两个焦点的椭球范围内的品质因子特性。用一个台站记录到不同地震求出的 Q_c 值,反映了台站附近的介质品质因子特征。本文利用 Sato 模型进行红山台多地震计算和拟合后,得到尾波 Q_c 值随频率的变化关系:窗长为 15~30 s 时 $Q_c = (42.9 \pm 20.7)f^{(0.98 \pm 0.13)}$;窗长为 40~60 s 时 $Q_c = (103.1 \pm 27.9)f^{(0.85 \pm 0.08)}$ 。 Q_0 值与王彩勤等^[10]研究的唐山地区的结果相比,在窗长 15~30 s 时略微低于其 53 的结果;在 40~60 s 时比唐山地区的 256 低较多。不同尾波窗长的拟合结果见表 1、图 3。

表 1 不同尾波窗长 Q_c 值拟合结果

尾波窗长/s	平均采样 体深度/km	Q_0	标准 偏差	η	标准 偏差	参加拟合 地震数/个
15	47	36.9	16.4	0.98	0.16	54
20	52	41.4	17.3	1.00	0.12	37
30	57	58.8	23.6	0.96	0.11	30
15~30 s 的均值结果	53	42.9	20.7	0.98	0.13	
40	66	85.6	22.6	0.89	0.08	25
50	75	108.1	25.6	0.85	0.08	22
60	84	123.7	22.0	0.82	0.06	20
40~60s 的均值结果	75	103.1	27.9	0.85	0.08	

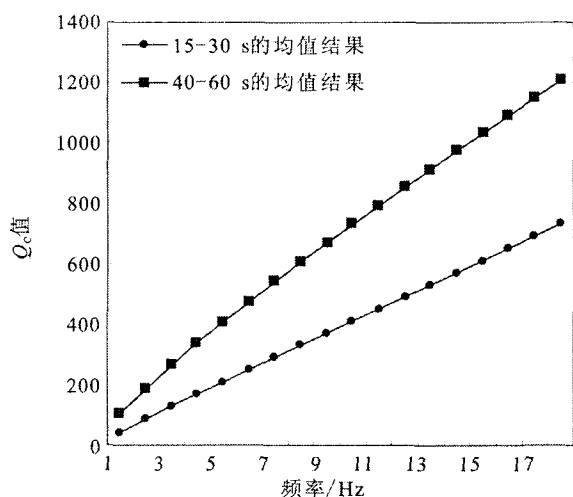
图 3 不同尾波窗长 Q_c 值随频率的变化图

Fig. 3 Variation of Q_c values in different S-code window length with frequency change.

结果表明在尾波窗长 15~60 s 中随着尾波窗长的增大 Q_0 值线性增大; η 值在窗长 20~60 s 时随着窗长的增大而减小;在窗长大于 60 s 时满足要求的地震较少,故没有给出拟合结果。这个结果支持 Nuttli^[16]在早期研究中所总结的 η 与 Q_0 的反向变化规律,即高 Q_0 低 η ,低 Q_0 高 η 。由于地震围绕台站分布,反映的是台站周围区域介质结构特性,其结果在某种程度上可代表邢台震区的尾波衰减特征。

尾波流逝时间的大小反映了椭球区域的大小和

深度。根据 Pulli 的研究^[13],可以把椭球体在平面上的投影表示为

$$x^2/(v_s t/2)^2 + y^2/((v_s t/2)^2 - (r/2)^2) = 1 \quad (4)$$

式中 $x-y$ 为平面坐标,椭球的长半轴 $a_1 = V_s t/2$,短半轴 $a_2 = \sqrt{(v_s t/2)^2 - (r/2)^2}$; r 为震源距; v_s 为 S 波传播速度; t 为尾波流逝时间, $t_1 = 2t_s$ 表示尾波起始时间为 2 倍 S 波走时, t_2 为尾波最大流逝时间。当 $t = t_2$ 时,得到最大采样体体积;当 $t = (t_1 + t_2)/2$ 时,得到平均采样体体积。采样体深度 $Z \approx a_2 + d/2$, d 为震源深度。根据束沛镒、张学民等^[17-18]的研究表明在台站下方地壳的 P 波传播速度平均为 6.13 km/s,纵、横波波速比为 1.75, S 波传播速度大致为 3.50 km/s,计算了尾波不同流逝时间的采样深度。在本研究中,平均震源距为 35 km,震源深度平均 15 km,不同尾波窗长反映到的平均采样深度为 47~84 km 左右(见表 1),相对台站下方地壳的平均厚度 33.9 km 而言^[18],结果主要反映的是震区地壳和上地幔顶部的介质品质因子特征。

另外,笔者还采用 Aki 和 Sato 两种模型计算了红山台记录到的 8 个 $M_L 3.5 \sim 5.0$ 尾波持续时间较长的地震在窗长为 60~90 s 和 90~120 s 时的 Q_c 值,发现在小于 90 s 时随着尾波窗长的增大 Q_0 值而增大,但大于 90 s 后 Q_0 值反而减小。这是因为当尾波窗长大于 90 s 时的采样深度大于 112 km,超过邢台地区的岩石圈的厚度进入软流圈,造成 Q_0 值的减小。

尾波 Q_c 值是衡量某个地区构造活动的一个指标,其变化反映了构造应力变化。对于尾波 Q_c 值在地震前后的时空变化,有人认为 Q_c 在震前下降,震后变大;有人的观点正好相反;也有人认为地震前后没有变化,观点并不统一。钱晓东等^[19]发现 2001 年 4 月 12 日云南施甸 5.9 级主震后的 5.3 级最大余震发生之前: Q_c 值出现在均值附近波动— Q_c 值逐渐下降— Q_c 值出现低于方差线的异常点— Q_c 值逐渐恢复到正常水平—发震的变化过程。吸永清等^[20]利用大同台网 1990—2000 年的地震记录资料系统地分析了大同地震序列尾波 Q_c 值随时间的变化,结果表明分频率的尾波 Q_c 值在几次中强地震前都不同程度出现了低值,并与大同震情窗口出现同步的异常。秦嘉政等^[21]对滇西实验场两次中强地震前后尾波衰减的区域特征分析,认为 Q_c 值在时间上大震前变高,震后降低,在空间上靠近主震的区域 Q_c 变化大。Beroza 等^[5]利用美国加州密集台网区 10 年的波形资料,发现在 1989 年的 Loma

Prieta 地震($M_w 6.9$)震前 2 年的时间里,主震震中 30 km 范围内的台站在 2~15 Hz 频率范围内, Q_c 值约有 5% 的增大。Yoshihiro 等^[22]在研究 1995 年日本阪神地震时,利用震中距 175 km 范围内的 1987 年到 1996 年间 10 年的数字地震波形数据也发现 Q_c 值在 1.5~4 Hz 低频部分变化显著,震后 Q_c 值明显减小。马宏生等^[7]分析了尾波 Q_c 值在 3 Hz、10 Hz 和 18 Hz 三个频率点随时间的变化,并有此推测了震情危险区。笔者则分析了从 2~18 Hz 之间所有的频率点随时间的变化曲线,发现在中强震前高频部分的 Q_c 值有明显的变化,震前较高,震后降低。由于篇幅的限制,图 4 仅给出了 30 s 窗长时尾波 Q_c 值在 3 Hz、10 Hz 和 18 Hz 三个频率

点随时间的分布。本文的研究结果显示,以 2002 年 4 月 22 日的邢台隆尧 $M_L 5.0$ 地震为分界点,震前 3 Hz 时 Q_c 值在均值附近浮动,在 10 Hz、18 Hz 时 Q_c 值明显的逐渐降低,当临震时 Q_c 值反而有所升高,低于均值线且持续十几天后发震,震后短时间内都出现低出 1 倍方差线的点,且大约 1 年的时间内 Q_c 值都处于较低的值,这种结果与一些研究得出的结论一致^[19-23]。震前高频部分 Q_c 值出现“升高(超出 1 倍的均方差)—降低(低于均值线且持续十几天)—再升高—发震”的模式。笔者又分析了窗长为 15 s、20 s 时尾波 Q_c 值随时间的变化,也得出了相同的结果。

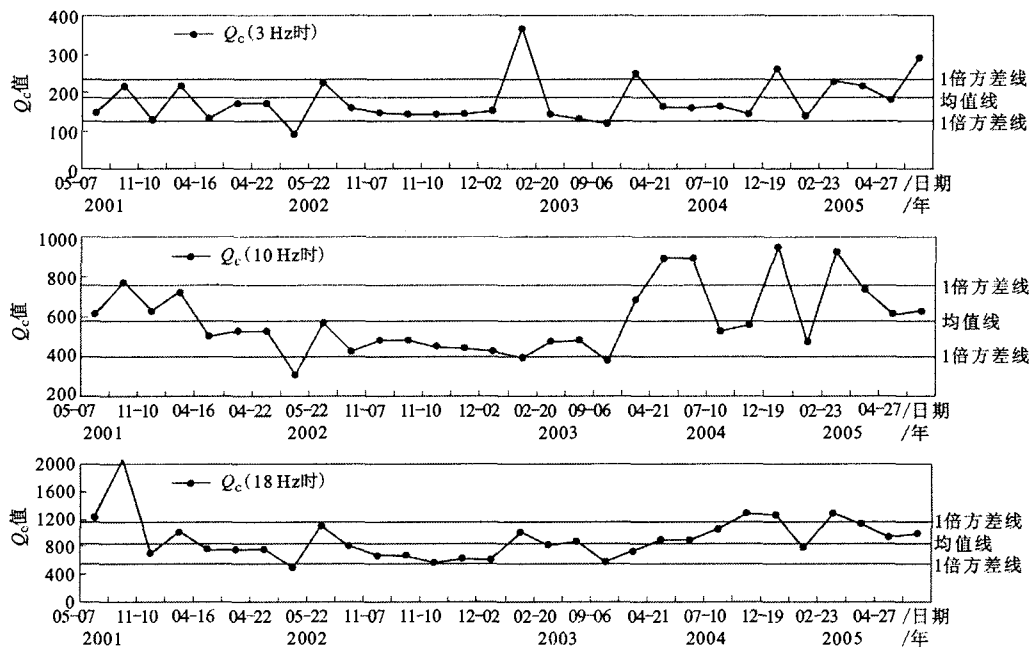


图 4 30 s 窗长时尾波 Q_c 值不同频率点随时间的变化图

Fig. 4 Variation of Q_c values in 30 s time window length along with time in different frequency point.

一般认为大震前由于受到较强的应力作用,地壳介质特别是韧性层破裂的增加可使尾波 Q_c 值减小,但临近破裂时由于应力增强导致裂隙闭合, Q_c 值反而增大。大震后由于作用在地壳韧性层上的应力得到释放,从而介质松弛,以至反映其介质衰减特性的 Q_c 值减小^[4,6,22]。1989 年的美国 Loma Prieta 地震和唐山地震等都具有这个特点。因此,中期阶段 Q_c 值表现可能减小,但中短期阶段表现是增大。

在尾波单次散射模型中主要有 Aki 和 Sato 二种模型。这二种模型的差别在于:Aki 单次回传散射模型是假设源点和接受点在同一点上,并且没有考虑极化和能量在三分量上的分割;Sato 各向同性单次散射模型源点和接受点是分开的,是 Aki 模型

普遍化的推广^[11],并且可以认为是多次散射模型在一阶上的近似^[24],因此 Sato 模型在物理解释上更接近于实际情况。为了便于对比研究,我们也采用 Aki 模型进行了计算。在尾波流逝时间和起算时间等主要条件相同的情况下,Aki 方法拟合得到的各频率点的 Q_c 值和 Q_0 值要比 Sato 方法高,拟合误差较大,在小于 4 Hz 的低频部分数据离散太大,导致这些频率点的结果不能参与计算,很多地震都无法拟合得到 Q_c 值。因此,Sato 模型更适合邢台震区的尾波计算和分析。

4 结论

根据 Sato 单次散射模型,在时间域中研究了红

山台周围的尾波衰减特征。震中距 50 km 范围内经单台多地震拟合后,得到台站附近区域尾波 Q_c 值随频率的变化关系,窗长为 15~30 s 时 $Q_c = (42.9 \pm 20.7) f^{(0.98 \pm 0.13)}$,窗长为 40~60 s 时 $Q_c = (103.1 \pm 27.9) f^{(0.85 \pm 0.08)}$ 。该范围在一定程度上代表了邢台震区地下介质的特性。

流逝时间 t 控制着散射波采样体积的大小,随 t 的增大,采样体积、采样深度都会增加,随之 Q_c 也增大。不同尾波流逝时间得到的反映不同采样深度的介质性质。在窗长低于 90 s 时随着尾波窗长的增大 Q_c 值而增大,但当窗长大于 90 s 后 Q_c 值反而减小,这是因为此时的采样深度大于 112 km,超过邢台地区的岩石圈的厚度进入软流圈。

通过分析不同频率点随时间的变化曲线,发现有震前高频部分 Q_c 值出现“升高(超出 1 倍的均方差)—降低(低于均值线且持续十几天)—再升高—发震”的发震模式,这种变化的发震模式对预测邢台地区的中强震的发生有一定的参考意义。

本文采用浙江省地震局朱新运、中国地震台网中心刘杰研制的尾波分析软件进行计算;红山台测震组提供波形数据;河北省地震局邯郸中心台方键高工、张新东高工给予了指导和帮助;审稿专家给出了重要修改意见。在此表示衷心感谢!

【参考文献】

- [1] Aki K. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scatter waves[J]. J. Geophys. Res., 1969, 74: 615-631.
- [2] Chouet B, Aki K, Tsujiura M. Regional variation of the scaling law of earthquake source spectra[J]. Bull. Seism. Soc. Amer., 1978, 68: 49-79.
- [3] Peng J Y, Aki K, Chouet B, et al. Temporal change in coda Q associated with the Round Valley, California, earthquake of November 23, 1984[J]. J. Geophys. Res., 1987, 92 (B5): 3507-3526.
- [4] Sato H. Temporal changes in scattering and attenuation associated with the earthquake occurrence—a review of recent studies on coda waves[J]. Pure App. Geophys., 1988, 126: 465-497.
- [5] Beroza G C, Cole A T, Ellsworth W L. Stability of coda wave attenuation during the Loma Prieta, California earthquake sequence[J]. J. Geophys. Res., 1995, 100 (B3): 3977-3987.
- [6] 王伟君, 刘杰. 1999 年岫岩地震序列尾波 Q_c 的变化过程[J]. 地震, 2004, 24 (4): 37-44.
- [7] 马宏生, 刘杰, 张国民, 等. 尾波 Q_c 值随时间变化在地震预测中应用的研究[J]. 地震, 2005, 25 (4): 39-48.
- [8] 张天中. 滇西试验场区的 Q 值及其随时间窗的变化[J]. 地震学报, 1990, 12 (1): 12-21.
- [9] 马云生. 北京及周围地区的尾波 Q_c 分布特征的研究[J]. 地震学报, 1995, 17 (4): 448-458.
- [10] 王彩勤, 刁桂苓, 李雪英, 等. 唐山地区尾波 Q_c 值研究[J]. 华北地震科学, 2006, 24 (1): 13-15.
- [11] Sato H. Energy propagation including scattering effect: Single isotropic scattering, approximation[J]. Bull. Seism. Soc. Amer., 1977, 68: 923-948.
- [12] Dominguez T, Rebollar C J. Attenuation of coda waves at the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico[J]. Bull. Seism. Soc. Amer., 1997, 87: 1368-1374.
- [13] Pulli J. Attenuation of coda wave in New England. Bull. Seism. Soc. Amer., 1984, 74: 1149-1166.
- [14] 李白基, 秦嘉政, 钱晓东, 等. 云南姚安地区的尾波衰减[J]. 地震学报, 2004, 24 (1): 47-52.
- [15] 朱新运, 刘杰, 张帆, 等. 基于 Aki 模型的近震 S 波尾波 Q 值求解及分析软件研制[J]. 地震研究, 2006, 29 (1): 76-80.
- [16] Nuttli O W. Lg magnitudes and yield estimates for underground Nevada Zemlya nuclear explosions[J]. Bull. Seism. Soc. Amer., 1988, 78: 873-884.
- [17] 束沛镒, 张学民, 刁桂苓, 等. 利用纯 S 波输入研究地震台站下方的横波速度结构[J]. 地球物理学报, 2001, 45 (1): 67-75.
- [18] 张学民, 刁桂苓, 夏乱保. 河北省强震区内外深部 S 波速度结构特征研究[J]. 华北地震科学, 2001, 19 (3): 1-14.
- [19] 钱晓东, 李白基, 秦嘉政. 2001 年云南施甸 $M_s 5.9$ 地震余震序列尾波 Q_c 值研究[J]. 地震地磁观测与研究, 2004, 25 (1): 9-17.
- [20] 吸永清, 张淑亮, 苏燕, 等. 大同地震序列的尾波 Q 值变化特征研究[J]. 地震, 2004, 24 (2): 66-72.
- [21] 秦嘉政, 刘祖荫, 龙晓帆. 滇西试验场两次中强地震前后尾波衰减的区域特征分析[J]. 中国地震, 1995, 11 (3): 212-221.
- [22] Yoshihiro H, Nobuhiko H, Muneyoshi F, et al. Temporal changes in coda Q^{-1} and b value due to the static stress changes associated with the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake[J]. J. Geophys. Res., 2000, 105 (B3): 6141-6151.
- [23] 王彩勤, 郑斯华, 刁桂苓, 等. 张北地震序列的尾波 Q 值研究[J]. 防震减灾工程学报, 2004, 24 (1): 37-40.
- [24] Zeng Y, Su F, Aki K. Scattering wave energy propagation in a random isotropic scattering medium, I Theory[J]. J. Geophys. Res., 1991, 96: 607-619.