第33卷 第2期(229~238)	中 国 地 震	Vol. 33 No. 2
2017 年 6 月	EARTHQUAKE RESEARCH IN CHINA	Jun. 2017

李金、周龙泉、王慧琳等,2017,利用S波高频衰减对天山中东段地区地壳Q值成像,中国地震,33(2),229~238。

利用 S 波高频衰减 对天山中东段地区地壳 *Q* 值成像

李金1) 周龙泉2) 王慧琳3) 向元1)

新疆维吾尔自治区地震局,乌鲁木齐市新市区科学二街 338 号 830011
 2)中国地震台网中心,北京 100045
 3)海南省地震局,海口 570203

摘要 利用天山中东段地区 25 个数字地震台站记录到的 2009~2014 年底 5076 个近震波形 资料以及新疆地震台网提供的观测报告,采用遗传算法对 S 波位移谱的高频衰减进行拟合,得 到 19140 条衰减算子 t*数据。根据这些 t*数据,反演得到该区地壳 Q。值分布。结果表明,天山中东段地区平均 Q。值为 520,其 Q。值分布及其所揭示的衰减变化特征与研究区的地表构造明 显相关。天山南北两侧的山区盆地交汇部位 Q。值较低,而高 Q。值较为集中地分布于天山造山带内部。1900 年以来天山中东段地区 6 级以上强震大多位于低 Q。值区域,该区 24 个高热流点也大多位于上述天山南北两侧的低 Q。值区域,热流值与衰减值呈负相关;此外,研究区的速度结构与衰减结构也呈一定的正相关,反映了二维衰减结构特征与速度结构、二维密度结构的一致性。

关键词: 天山中东段地区 S 波高频衰减 衰减算子 t* Q 值成像 [文章编号] 1001-4683(2017)02-0229-10 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

Q值反映了传播介质的非弹性性质,是温度和相变导致晶体结构变化的一个敏感指标, 对了解地球内部介质的非弹性性质及推断其热力学状态均有重要应用价值(洪学海,2003)。 根据陈颙等(2009)研究发现,地震波衰减主要取决于岩石的微观性质即岩石内部裂纹的密 度、分布、构造以及孔隙流体的相互作用等。刘建华等(2004a)对地震波衰减的物理机制研 究认为造成地壳介质中地震波衰减的主要原因是地壳内存在大量裂隙,裂纹中饱含水或部 分含水,地震波传播时引起裂隙中的流体运动,从而造成地震波的衰减。当地震波穿过构造 活动区时,能量将发生强烈衰减而具有低 Q值,而在一些构造稳定的地区则因衰减较小而具

[[]收稿日期] 2016-03-23; [修定日期] 2017-01-02

[[]项目类别] 地震科技星火计划(XH17041Y)、2017 年度震情跟踪合同制定向工作任务(2017010104)和新疆地震局基金 (201401)联合资助

[[]作者简介] 李金,男,1986 年生,工程师,主要从事数字地震及地震预测研究。E-mail:lijin6205@163.com 周龙泉,通讯作者,男,1976 年生,研究员,主要从事地震层析成像研究和地震预测方法研究。 E-mail:lqzhou@seis.ac.cn

国 地 宸

有高 Q 值。因此借助于对地壳 Q 值的研究,可以更准确地认识地球内部介质的特征、结构 及其变化等。

目前,主要采用长周期面波和 Lg 尾波来研究介质的衰减,并得到了大量研究结果。Anderson 等(1965)利用长周期面波研究了地球的平均 Q 值结构。Sato 等(1958)利用傅里叶变 换研究了面波振幅衰减,Solomon 等(1972)采用相同的方法测定了双台间壳幔的 Q 值,Tsai 等(1969)建立了单源-多台法进行测量平均面波衰减。Aki 等(1969)首先提出了近震尾波 成因于均匀且随机分布于一个椭圆内的地壳和上地幔的无数间断面对地震波的反向散射, 之后 Suteau 等(1979)又定义了散射机制。Herrmann 等(1980)根据 Aki 的尾波模型及 Suteau 等(1979)的散射机制提出了测量尾波 Q 值的公式,Xie 等(1988)将其适用范围延伸到求 Lg 尾波,并提出了叠加谱比法(SSR)计算 Q 值;丛连理(2002)基于中国数字地震台网的 10 个台站和全球地震台网的 5 个台站记录的 785 个浅源地震的宽带垂直分量,采用 SSR 方法 研究了中国大陆及邻近地区 Lg 波的 Q 值分布;刘建华等(2004b,2004c)将 SSR 法推广到震 中距小于 600km 的小区域 Lg 尾波 Q 值的测量中,并对华北地区尾波 Q 值进行成像。

目前关于天山地区的 Q 值研究主要是大区域或中国大陆的研究结果以及利用多台多地 震联合反演法得到的平均 Q 值,精细 Q 值分布研究工作尚未开展。例如汪素云等(2008)的 研究结果表明,塔里木盆地西部呈低衰减,而东部为高衰减。Steinshouer 等(1997)则发现天 山西部显示高衰减,而天山东端则显有低衰减。丛连理等(2002)对中国大陆及邻近地区 Lg 尾波的 Q 值分布的研究结果表明,塔里木地台的 Q₀ 值明显偏高,为 350~425。姜慧(2007) 利用北天山 52 次 M_L2.5~5.0 的地震通过联合反演得到该地区的 Q₀ 为 344,赵翠萍(2011)在 随后的研究中将该区 Q₀ 值更新为 460。随着新疆区域数字地震台网的建立与完善,积累了 大量的地震波形资料,为地壳介质的 Q 值成像研究提供了有力条件。本文将利用 S 波位移 谱的高频衰减拟合数据,在 0.5°×0.5°的分辨率上对天山中东段地区进行 Q 值成像,并分析 研究该地区的 Q 值分布特征。

1 方法原理

在频率域,第j个台站上观测到的第i个事件的振幅谱 A_{ii}(f) 可以表述为

$$A_{ii}(f) = S_{i}(f)I_{i}(f)R_{i}(f)G_{ii}(f)B_{ii}(f)$$
(1)

式(1)中, f为频率, $S_i(f)$ 即为震源谱, $I_j(f)$ 为仪器响应函数, $R_j(f)$ 为场地响应, 用于描述台 站附近近地表地层介质对地震波动的放大作用, $G_{ij}(r)$ 为沿路径 r 的几何扩散因子, $B_{ij}(f)$ 为 衰减谱。

震源谱可以用长周期振幅谱 Ω_0 和拐角频率 f_c 来描述,其数学表达式为(Brune,1970)

$$S_i(f) = \Omega_0 / (1 + (f^2 / f_c^2))$$
(2)

根据黄玉龙(2003)和苏有锦(2006)的研究结果,几何扩散因子可以采用 Atkinson 等 (1992)提出的互相衔接的三段几何衰减函数表示,即

$$G_{ij}(r) = \begin{cases} r^{-b_1}, & r \leq R_{01} \\ R_{01}^{-b_1} R_{01}^{-b_2} r^{-b_2}, & R_{01} < r \leq R_{02} \\ R_{01}^{-b_1} R_{01}^{-b_2} R_{02}^{-b_2} R_{02}^{-b_3} r^{-b_3}, & r > R_{02} \end{cases}$$
(3)

230

СМҮК

33 卷

几何衰减模型中,系数 b_1 、 b_2 和 b_3 均被认为与频率无关。当 $r \leq R_{01}$ 时,对应于直达波的几何衰减;当 $R_{01} < r \leq R_{02}$ 时,对应于过渡区,在该震源距范围内,直达波中加入了在地壳内间断面和莫霍面上的反射波;当 $r > R_{02}$ 时,对应于多次折射反射S波的衰减。

沿整个射线路径的衰减谱可以用下式表示(Sanders, 1993; Sherbaum, 1990):

$$B_{ij}(f) = \exp(-\pi f t_{ij} Q_{ij}^{-1}) = \exp(-\pi f t_{ij}^{*})$$
(4)

式中 t_{ij} 为沿射线路径的走时, Q_{ij} 为无量纲的品质因子, t_{ij}^* 为沿整个射线路径的算子(即衰减算子 t^*)。

仪器响应可以根据台站参数直接扣除,此时振幅谱为 A'_{ij}(f) = A_{ij}(f) / I_j(f)。此外,由于 大多数区域台站都是建在基岩上,其场地响应可以假定为接近1的常数。因此方程(1)可以 写成

$$A'_{ij}(f) = \Omega_0 \frac{f_c^0}{f_c^0 + f^2} G(r) \exp(-\pi f t_{ij}^*)$$
(5)

另外, t_{ij}^* 算子可以写成 1/(Q(s)v(s))沿震源 *i* 至台站 *j* 的射线路径的投影(Cormier, 1982; Wittlinger, 1983), 即

$$t_{ij}^* = \int_{\text{path}} \frac{1}{Q(s)\nu(s)} \mathrm{d}s$$
(6)

式中v为横波波速,ds为射线路径单元。

如式(5)所示,方程中存在3个未知变量,即 Ω_0 、 f_e 和 t_{ij}^* ,根据式(5)通过对波形的位移 谱反演,可以确定震源到各个台站的路径衰减 t_{ij}^* 。然后,根据式(6)采用与走时层析成像相 同的方法进行衰减层析成像以确定 Q_o 。

1.1 观测资料的预处理

本研究所选用的波形来源于天山中东段地区 25 个数字地震台,台站位置如图 1 所示, 首先对波形记录的两个水平分量进行带通滤波水平校正处理,然后取"S 波窗"和"噪声窗"。 把从 S 波开始到包括 S 波能量 90%的时间段(*T*_{se}-*T*_{sn})定义为"S 波窗",在近源距离,"S 波 窗"内只包含了直达 S 波,在较大的距离上,它包含了来自地壳内间断面和莫霍面的反射波; 在更远的距离上,它包含了 Sn 和 Lg 震相。对同一个地震,因震中距或(Sg-Pg)不同,"S 波 窗"的长度也不同,一般这两者成正比关系。针对天山中东段地区,刘建明等(2014)进行拟 合后给出的结果为 y=0.793x+14.09,其中 y 为"S 波窗"(*T*_{se}-*T*_{sn}),而 x 则为(Sg-Pg)。

截取 P 波初动前的 256 个采样点作为"噪声窗"(Riebrock, 2001; Hansen, 2004)。"S 波 窗"和"噪声窗"的选取如图 2 所示。截取后的"S 波窗"和"噪声窗"采用平移窗谱法进行快 速傅里叶变换,将"S 波窗"内的波形记录和"噪声窗"的噪声记录分别转换成观测振幅谱和 噪声谱。由于所有地震台的地震计都是速度计,因此还应将速度振幅谱换为位移振幅谱。 对于 S 波的两个水平分量分别进行上述处理,得到 S 波水平分量合成位移谱(苏有锦, 2006)。为了得到可靠的信噪比,选择频率为 1~15Hz, 而且振幅谱至少是噪声谱的 3 倍。 图 1(a)为 2011 年 6 月 24 日乌鲁木齐台(WMQ)记录到的 *M*_s3.2 地震的两个水平分量波形 和几何扩散校正后在 WMQ、STZ、GAZ、KMS、SCH 台阵的观测位移谱和拟合谱。

据式(5),多台多记录谱联合反演方法(周龙泉,2009)的原理是假定一个地震被 N 个台记录,共需反演 N+2 个未知变量,即 Ω_0 , f_e 、 t_1^* 、 t_2^* …、 t_N^* ,比单台观测谱反演方法少反演了

2 期

MYK

232



图 1 天山中东段地区台站(红色三角)、事件(+)及射线分布





2N-2个变量,从而降低了解的非唯一性。假定有 M 个频率点,那么第 i 个台观测谱在第 j 个频率点的值可表示为 $A_i^{obs}(f_i)$,理论振幅谱为 $A_i^{cal}(f_i)$ 。多台观测谱反演就是寻找使残差 $\sum_{i=1}^{N} \sum_{j=1}^{M} \lg | A_i^{obs}(f_j) - A_i^{cal}(f_j) |$ 最小时的未知变量值。为了寻找最优解,采用遗传算法反演 N+ 2 个未知量,使多台观测谱和理论谱之间在不同频率点的残差之和最小(刘杰,2003)。经过 噪声和几何校正后,对同一震源进行多台观测谱反演结果显示,不同台站位移谱的高频衰减 主要受不同路径的 Q 值影响。

1.2 二维 Q_s 成像

获得 t^{*} 衰减算子后,采用衰减层析成像方法就可以反演得到 Q_s 值。首先,挑选出符合 条件的 t^{*} 衰减算子,根据网格平均射线数确定合适的网格大小,进行检测板分辨率实验,根

233

据检测板分辨率实验结果反复调整网格大小,最终确定出合适的分辨率。然后,通过计算地 壳平均 Q。作为初始输入模型,采用射线追踪伪弯曲方法,并进行 10 次迭代计算,最终获得 Q。值。为了去除震源深度影响,在用 t^{*}反演 Q。值的过程中用震源距代替震中距。

2 天山中东段 S 波 Q 值成像

2.1 数据及解的稳定性分析

本文所用资料是天山中东段地区 25 个数字地震台在 2009 年 1 月 1 日~2014 年 12 月 31 日间记录到的 5076 个可定位的 $M_{L}2.0~5.4$ 的地震事件(图 1)。据式(5),利用遗传算法 共反演得到 44599 条 t^* 数据。由于 Q 值误差较大,因此需进一步对数据进行筛选,选出误差 小于 1 倍均方差的 t^* 数据共 19140 条,相应的射线分布见图 1。利用挑选后的 t^* 数据,将天 山中东段地区(40.5°~45.5°N,79°~90.5°E)的地壳在平面上划分为 0.5°×0.5°的均匀网格进 行 Q_s 反演,平均网格射线数为 342,有利于降低解的非惟一性。

反演前计算得到天山中东段的 S 波初始平均速度为3.406km/s,假定该地区初始 Q 值为 均匀值,据式(6)可知,当 Q 值均匀时 t^{*}与震中距成线性关系,利用线性最小二乘法对 t^{*}数 据进行线性拟合(图 3),得到天山中东段地区地壳的平均 Q₀ 值为 520,略高于赵翠萍(2005, 2011)给出的结果。将得到的 Q₀ 以及初始平均速度作为反演的初始值输入模型。经过 10 次迭代反演后,t^{*}的均方根(RMS)残差由反演前的 0.0255 降低到 0.0226,反演前后残差随震 中距的分布如图 4 所示。



图 3 t*数据与震中距之间的线性拟合

为确定0.5°×0.5°网格的反演结果是否可靠,进行了检测板分辨率实验(图5),结果表明,研究区内部射线覆盖密集,分辨效果较好,仅在边缘少数区域由于台站及地震分布等原因,射线覆盖较稀,证明大部地区的反演结果是可靠的。

2.2 S 波 Q 值成像结果

将天山中东段地区(40.5°~45.5°N,79°~90.5°E)的地壳在平面上划分为0.5°×0.5°的均

2 期

MYK



СМҮК

图4 (a)反演前残差随震中距的分布,(b)反演后残差随震中距的分布



图 5 网格检测板分辨率实验结果

匀网格,经过10次迭代反演后,得到天山中东段地区S波Q。值分布图像(6)。结果显示,天山中东段地区的Q。值为380~790,平均Q。值为520,略高于赵翠萍(2011)给出的该区的平均结果460。由图(6)看出,天山中东段地区的S波衰减横向变化显著,其表现的是地壳中地震波能量的衰减分布,其大小与沉积层厚度、构造活动的强弱作用及地壳介质属性关系密切(孙莲,2012)。总体来看,Q。值分布及其所揭示的衰减变化特征与研究区的地表构造明显相关。如博罗科努断裂与北轮台断裂之间的区域Q。值相对较高,为650~750,而这恰好为天山山脉的主体区域;Q。低值区主要集中于天山南北两侧,即天山和准格尔盆地及塔里木盆地的交汇区域,基本在550以下,介质的物性在这些区域发生了变化,由山区坚硬的岩石逐渐向盆地的沉积层过度,低值区主要有伊犁河谷东部、精河北部、乌苏、石河子、乌鲁木齐地区、库米什、库尔勒以及库车、轮台地区。Q。值与温度的关系主要表现为区域Q。值与区域大地热流分布的联系。大地热流是地球内部热状态和热结构在地表的最直接显示。根据胡圣标(2001)等人发表的中国大陆地区大地热流数据汇编(第三版),本文给出了研究区范围内(40.5°~45.5°N,79°~90.5°E)的24个热流点数据,由图6可以看出,天山中东段地区反演得到的介质品质因子Q。值相对较低的区域。

235



图 6 天山中东段地区 S 波 Q 值分布 红色五角星代表高热流点,空心圆表示 1900 年以来 6.0 级以上地震的震中

3 结果与讨论

本文利用天山中东段地区 25 个数字地震台站记录到的 2009~2014 年 5076 个近震的波 形资料,在 0.5°×0.5°的分辨率上对天山中东段地区的进行 Q 值成像,并对该地区的 Q 值分 布特征进行了分析研究,获得主要结论如下:

(1)天山中东段地区地壳 Q。值的横向变化显著,Q。值所反映的衰减变化特征与这一地区的地表构造明显相关,其主要表现为:①以天山山脉为主的区域 Q。值较高,为650~750。 ②天山南北两侧与准格尔盆地及塔里木盆地的交汇区域 Q。值相对较低,且越远离山区,Q。 值越低,基本在550以下,反映了在由山区向平原及盆地过渡的过程中,沉积层逐渐加厚的过程。

(2)1900年以来天山中东段地区绝大多数 6.0级以上地震(图 6)位于低 Q。值区域,如 博罗科努断裂、秋里塔格断裂带以及天山北坡的石河子、昌吉地区。此外根据胡圣标(2001) 等人发表的中国大陆地区大地热流数据汇编(第三版),天山中东段地区(40.5°~45.5°N, 79°~90.5°E)的 24 个高热流点基本位于上述天山南北两侧的低 Q。值区域(图 6),即热流值 与衰减值成负相关关系。

(3)天山中东段已有的速度结构研究结果显示:北天山和中天山地区为隆起的 P 波高速区域,吐鲁番盆地、库车坳陷、准格尔盆地南缘构成了天山南北两侧的山前低速区(胥颐, 1994;郭飚,2006;钱辉,2011;王在华,2008)。S 波速度研究结果显示,天山中上地壳存在多处明显的 S 波低速体,它们分别位于天山两侧盆山结合部和天山不同块体的结合部(李昱, 2007)。短周期 10~20s 的相速度图像结果显示塔里木盆地和准格尔盆地呈现明显的低速异常区,天山造山带在周期为 10~16s 的层析成像中均呈现高速异常,与塔里木盆地和准格尔盆地的沉积岩低速异常相反对应(唐小勇,2011)。由上述天山中东段速度结构的研究结果也可以看出,该区的速度结构与其衰减结构呈正相关,从而验证了二维衰减结构特征与速度结构、二维密度结构是一致的(Burtman,1993)。而导致天山中东段衰减横向不均匀性的根

СМҮК

本原因是介质分布的不均匀。

(4)此外本文反演的 Q_s值与频率无关,初始平均 Q_s值比与频率相关的反演结果略高 (赵翠萍 2005;2011)。假设与频率无关,虽会影响 Q_s的数值大小,但其分布不会改变。因 此,依然可以用来分析介质的物性分布特征(周龙泉,2009;王惠琳,2012;Eberhart,2002)。

致谢 作者衷心感谢蒋海昆研究员多年来的悉心指导。新疆地震局陈向军、包翠玲助理研究员,张志斌、刘盛梅、乌尼尔助理工程师在数据整理等方面提供了帮助。在论文完成过程中,刘建明助理研究员、冀 战波博士给予了诸多的帮助和有益的讨论,在此一并表示衷心的感谢。

参考文献

陈颙、黄庭芳、刘恩儒,2009,岩石物理学,合肥:中国科学技术大学出版社。 丛连理、胡家富、傅竹武等,2002,中国大陆及邻近地区 Lg 尾波的 Q 值分布,中国科学(D 辑),32(8),617~624。 郭飚、刘启元、陈九辉等,2006,中国境内天山地壳上地幔结构的地震层析成像,地球物理学报,49(6),1693~1700。 洪学海,2003,中国大陆地壳上地幔S波品质因子三维层析成像,地球物理学报,46(5),642~651。 胡圣标、何丽娟、汪集旸,2001,中国大陆地区大地热流数据汇编(第三版),地球物理学报,44(05),611~626。 黄玉龙,2003,广东地区地震动衰减和场地响应的研究,地球物理学报,46(1),54~61。 姜慧、高孟潭、俞言祥等,2007,北天山地区S波非弹性衰减和场地效应研究,地球物理学报,29(2),181~186。 李昱、刘启元、陈九辉等,2007,天山地壳上地幔的S波速度结构,中国科学:D辑,37(3),344~352。 刘建华、胥颐、郝天珧,2004a,地震波衰减的物理机制研究,地球物理学进展,19(1),1~7。 刘建华、刘福田、阎晓慰等,2004b.华北地区 Lg 尾波衰减研究-Lg 尾波 Q_0 地震成像,地球物理学报,47(6),1044~1052。 刘建华、刘福田、阎晓慰等,2004c,华北地区 Lg 尾波衰减研究-Lg 尾波 Q 的测量,地球物理学报,47(5),822~831。 刘建明、李志海,2014,新疆北天山非弹性衰减、场地响应及其震源参数研究,地震,34(1),77~86。 刘杰、郑斯华、黄玉龙,2003,利用遗传算法反演非弹性衰减系数、震源参数与场地响应,地震学报,25(3),211~218。 钱辉、姜枚、肖文交等,2011,天山-准噶尔地区地震层析成像与壳幔结构,地震学报,33(3),327~341。 苏有锦、刘杰、郑斯华等,2006,云南地区S波非弹性衰减Q值研究,地震学报,28(2),206~212。 孙莲、李永华、吴庆举等,2012,中国东北及周边地区地壳横波衰减的成像研究,地球物理学报,55(4),1179~1185。 唐小勇、范文渊、冯永革等,2011,新疆地区环境噪声层析成像研究,地球物理学报,54(8),2042~2049。 汪素云、裴顺平、Thomas M. Hearn 等,2008,利用 ML 振幅研究地壳横波 Q 值 Ⅱ:Q 横向变化特征,地球物理学报,51(1), 133~139 王惠琳、张晓东、周龙泉等,2012,紫坪铺水库区域地壳 Q_* 成像及其与渗透关系研究,地球物理学报,55(2),526~537。 王在华、刘杰、周龙泉等,2008,天山中部地壳及上地幔三维速度层析成像,内陆地震,22(3),203~211。 胥颐、朱介寿、刘志坚等,1994,新疆天山及邻区地壳上地幔三维速度图像,地震学报,16(4),480~487。 赵翠萍、陈章立、华卫等,2011,中国大陆主要地震活动区中小地震震源参数研究,地球物理学报,54(6),1478~1489。 赵翠萍、夏爱国、郑斯华等,2005,新疆北天山中东段地区震源参数研究,中国地震,21(1),61~69。 周龙泉、刘杰、苏有锦等,2009,利用S波高频衰减参数对云南地区地壳Q值成像,地球物理学报,52(6),1500~1507。 Aki K, 1969, Analysis of the seismic coda of local earthquake as scattered waves, J Geophys Res, 74(2), 615-631. Anderson D L, Ben-Menabem A, Archambeau C B, 1965, Attenuation of seismic energy in up mantle, J Geophys Res, 70, 1441 ~ 1448. Atkinson G M, Mereu R F, 1992, The shape of ground motion attenuation curves in southeastern Canada, Bull Seis Soc Amer, 82, 2014 - 2031.Brune J.N., 1970, Tectonic stress and the spectrum of seismic shear waves from earthquakes, J.G.R., 75(26), 4997 ~ 5009.

Burtman V S. Molnar Peter., 1993, Geological and Geophysical Evidence for Deep Subduction of continental Crust Beneath the Pamir. Geological Society of America, Inc, 281(2), 248~251.

Cormier V F, 1982, The effect of attenuation on seismic body waves, Bull. Seismol. Soc. Am., 72, 169~200.

236

MYK

Eberhart-Phillips D, Chadwick M, 2002, Three-dimensional attenuation model of the shallow Hikurangi subduction zone in the Raukumara Peninsula, New Zealand. J Geophys Res, **107**: 2033.

Hanesn S, Thurber C, Mandernach M, et al, 2004, Seismic velocity and attenuation structure of the east rift zone and south Flank of Kilauea volcano, Hawaii, Bull. Seismol. Soc. Am., 94(4), 1430~1440.

Herrmann R B, 1980, Q estimates using the coda of local earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am, 70(2), 447~468.

- Rietbrock A,2001, P wave attenuation structure in the fault area of the 1995 Kobe earthquake, J Geophys Res, 106(B3), 4141 ~ 4154.
- Sanders C 0,1993, Local earthquake tomography: attenuation theory and results, in seismic Tomography: theory and Practice, H. Iyer and K. Hirahara, New York: Chapman and Hall,676~694.
- Sato Y, 1958, Attenuation, dispersion, and the wave guide of the G wave, Bull. Seism. Soc. Am., 48, 231~251.
- Sherbaum F, 1990, Combined inversion for the three-dimensional Q structure and source parameters using microearthquake spectra, J Geophys Res, 95(B8), $12423 \sim 12438$.

Solomon S C, 1972, Seismic wave attenuation and partial melting in the up mantle of North America, J Geophys Res, 77, 1483-1502.

Steinshouer D, Qiang J, McCabe P, et al, 1997, Maps showing geology, oil and gas fields, and geologic provinces of the Asia pacific Region, U. S. Geological Survey Open-file Report 97-470F.

Suteau A M, Whitcomb J H, 1979, A local earthquake coda magnitude and its relation to duration, momentM0 and local magnitude M_{\perp} , Bull Seism Soc Am, **69**, 353 ~ 368.

Tsai Y B, Aki K, 1969, Simultaneous determination of the seismic moment and attenuation of seismic surface waves, Bull. Seism. Soc. Am., **59**, 1393~1405.

- Wittlinger G H, Haessler H, Granet M, 1983, Three dimensional inversion of Q_p from low magnitude earthquakes analysis. Ann. Geophys., **6**: 427~438.
- Xie J, Nuttli O W, 1988, Interpretation of high-frequency coda at large distances: stochastic modeling and method of inversion, Geophysics, 95(2), 579~595.

СМҮК

Tomograpgy for Q of eastern section of the Tianshan area from highfrequency attenuation of S waves

Li Jin¹⁾ Zhou Longquan²⁾ Wang Huilin³⁾ Xiang Yuan¹⁾

1) Earthquake Administration of Xinjiang Uygur Autonomous Region, Urumqi 830011, China

2) China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China

3) Earthquake Administration of Hainan Province, Haikou 570203, China

Abstract Based on the waveform data of 5076 local earthquakes recorded at 25 stations of Xinjiang during the period of 2009 ~ 2014 and the observation reports provided by the Xinjiang Digital Seismic Network, a data set of 19140 attenuation factor t^* is obtained by fitting the high-frequency attenuation of S wave spectra with genetic algorithm. The spatial distribution of Q_s is determined by inverting the data of t^* with seismic tomography. The results show that the average Q_0 in the eastern Tianshan is 520, there is a significant correlation between Q_s value distribution or attenuation characteristics it disclosed and the surface structure of the study area. Q_s value is lower in the intersection area of mountain basin which locates north and south sides of the Tianshan Mountains, and the high Q_s distribution concentrates more inside the Tianshan orogenic belt. The $M \ge 6.0$ earthquakes are basically located in low- Q_s region since 1900. 24 high heat flow points in eastern Tianshan locate in north and south sides of Tianshan Mountains where low- Q_s , indicates a negative correlation. In addition, there is a positive correlation between the velocity structure and the attenuation structure in the study area, reflecting the consistency of a 2-D structure of the attenuation, velocity and the structure of the two-dimensional density.

Key words: Eastern section of the Tianshan area; High-frequency attention of S wave; Attenuation operation t^* ; Q Tomograpgy

CMYK