

利用地方震出格记录尾波测定 宁夏北部及邻区Q值

杨明芝 董卫国

(宁夏地震局)

摘 要

基于安艺的尾波理论, 本文提出了一种使用单台记录的出格地震图尾波资料测定地壳上层介质Q值的新方法。利用该方法, 对宁夏北部地区(38° — 41.5° , 104° — 107°)测定了其Q值的分布。结果指出, 宁夏吴忠到石咀山之间的银川地塬的Q值(100—200)明显偏低与其相邻的内蒙阿拉善左旗和磴口一带的Q值(200—300), 在个别局部区域存在Q值异常区。最后简要讨论了所得结果。

一、引 言

Q值是衡量地震波在地壳介质中衰减特性的主要物理参数。研究地震活动区地壳上部Q值的分布特征, 对于了解大震震源区周围的介质条件, 研究地震的孕育以及进行地震趋势判断都具有十分重要的意义。

测定Q值的方法很多〔1〕, 因几年来, 根据安艺的尾波理论〔2〕, 发展了一种利用地震尾波测定Q值的方法。这是因为尾波具有极大的单一性, 它的衰减和频谱性质不依赖于震中位置及台站场地, 同时它对于不同地震都是相同的。尾波振幅与介质散射性质以及衰减有很简单的关系。因此, 利用尾波研究地壳介质品质因素具有独特的优点, 赫尔曼(Herrmann〔8〕)使用地方震尾波, 通过简单的测量和作图研究了美国加利福尼亚中部及美国东南部的Q值。表明用一般的地方震记录图测定Q值同样是可行的。

本文中, 我们采用简单的数值计算方法。该方法是利用单台记录的出格地震图尾波部分。因为出格记录的尾波振幅较强, 在一个较长的推移时间里, 仍具有足够大的可测量振幅, 测量出不同推移时间所对应的尾波双振幅及频率后, 可根据尾波理论公式通过数值计算求出Q值, 我们利用此方法, 选用银川小口子台DD—1图纸, 测定了宁夏北部及邻区地壳上部的品质因子。

二、测定原理及方法

根据赫尔曼^[8]给出的尾波峰峰值随尾波推移时间 t （即从发震时刻算起的尾波走时）变化的关系式：

$$A(t) = \sqrt{8} M_0 B(f) I(f) Q^{-\frac{1}{2}} t^{-\frac{1}{2}} \left| \frac{dt}{df} \right|^{-\frac{1}{2}} e^{-\frac{\pi t}{Q}} \quad (1)$$

其中： f 是 t 时刻尾波优势频率； $I(f)$ 是仪器放大倍数； $B(f)$ 是尾波激发因子； M_0 是地震矩； $A(t)$ 是 t 时刻记录的尾波峰峰值振幅。为了化简上式，我们作如下几点考虑：

(1) 我们知道，安艺曾对他所使用的仪器系统和研究区域建立了尾波推移时间与相应频率之间的经验关系：

$$(f/0.82)^{-1.5} = t/100 \quad (2)$$

虽然没有任何理由认为该式完全适用于我们所使用的仪器系统和测量区域，但可假设在本文讨论的区域范围和观测系统中有与(2)式类似的关系存在：

$$f = a_0 t^m \quad (3)$$

参数 a_0 、 m 与仪器系统及介质性质有关。于是 a_0 、 m 可通过对 f 的测量由最小二乘法确定出。

(2) 按照文献[3]，尾波激发因子

$$B(f) = [2N(r_0)]^{\frac{1}{2}} \phi_1(f|r_0)$$

其中 $N(r_0)$ 为半径 r_0 的球体中散射体的数目， $\phi_1(f|r_0)$ 为散射子波频谱。安艺引入了散射系数 $g(\theta)$ ^[4]来表示在 θ 方向上原生波通过含有散射体的介质传播时，能量因散射而损失的比率。利用散射系数 $g(\theta)$ ，安艺给出了尾波功率谱的一个表达式（见文献[4]的(15)式）

$$P(f|t) = \frac{\beta}{2} g(\pi) |\phi_0(f|r_0)|^2 e^{-\pi t/Q}$$

这里 $\phi_0(f|r_0)$ 表示原生波频谱， $g(\pi)$ 表示尾波是反向散射 $\theta = \pi$ ， β 为S波速度。假若 $\phi_0(f|r_0)$ 有几何传播因子 $1/r_0$ ，则 $\phi_0(f|r_0)$ 与震源谱 $S(f)$ 有如下关系：

$$\phi_0(f|r_0) \propto S(f)/r_0$$

对照文献[2]中的(25)式，

$$P(f|t) = M_0 \frac{2N(r_0)}{t} |\phi_1(f|r_0)|^2 e^{-\pi t/Q}$$

可以得出：

$$2N(r_0) |\phi_1(f|r_0)|^2 \propto g(\pi) |S(f)|^2$$

于是尾波激发因子 $B(f)$ 与震源谱 $S(f)$ 及散射系数 $g(\pi)$ 的关系为：

$$B(f) \propto \sqrt{g(\pi)} \cdot S(f)$$

一般情况下，散射系数 g 对频率的依赖性很弱，其幂指数仅为 $0.2 \sim 0.5$ ，即 $g \propto f^{0.2 \sim 0.5}$ ，则 $\sqrt{g} \propto f^{0.1 \sim 0.25}$ 。因此，散射系数对频率的依赖关系只是附加一个很小的校正。本文

中我们将忽略g的频率影响而将其看作常数。当g为常数，尾波振幅就可以直接转换成震源谱的关系。为了避免震源谱对尾波记录频谱的影响，只要适当选择所使用的资料中的地震震级不要太大，使震源谱拐角频率 f_c 大于仪器响应的峰值频率 f_0 。这样，震源谱是平的，记录振幅谱也应该同震源谱一样是平的。

在这种情况下，我们可以不考虑震源谱的频率变化，把尾波的频率变化完全归因于介质衰减造成的。若仪器峰值频率 $f_0 = 1.5$ ，由公式 $f = \frac{2.34v_s}{2\pi r}$ ，得出其震源半径小于0.9公里。一般取 $M_L \leq 4$ 级地震的资料是可行的。因此，在满足以上震级条件时，我们可以忽略尾波激发因子 $B(f)$ 的频率影响。

(3) 一般情况下，在我们所使用的仪器系统中，尾波频率段 $I(f)$ 是平直的。可取 $I(f)$ 为常数。

根据以上分析，(1)式取对数，并考虑到关系式(3)，得到如下公式：

$$\log A(t) = \text{常数} + \frac{m-3}{4} \log t - \frac{\pi f t}{Q} \log e \quad (4)$$

$$\text{令：} X = At = a_0 t^{m+1} \quad (5)$$

$$Y = \log A(t) - \frac{m-3}{4} \log t \quad (6)$$

$$\text{则 } Y = a + bX \quad (7)$$

用最小二乘法求解(7)，Q值可以从b值中求出。

$$Q = - \frac{0.4343\pi}{b} \quad (8)$$

不难看出，只要对每个单台记录的地震尾波，量出不同推移时间 t_i ($i=1, 2, \dots, n$) 所对应的尾波峰峰振幅 $A(t)_i$ 以及相应的优势频率 f_i (例如采用零交点法)，便可通过简单的数值计算，求出质因子Q。

值得注意的是，为了保证所测Q值的精度，需要记录图上有足够长的尾波推移时间和足够大的尾波振幅。同时，要保证测量的数据一定要取在尾波段上。我们知道，地震图中，在紧接直达S波之后的记录部分虽具有很大振幅，但他们并不属于尾波。直达S波之后需经过一段相当长的时间尾波才出现。按照Aki的研究^[4]，认为大约在 $2\Delta/v_s$ (Δ 为震中距)后尾波记录振幅时间特征才与(1)式相符合。根据我们的研究，尾波大致从 $t = \frac{\Delta}{v_s \sin \sigma}$ 开

始 (σ 为 S_v 波临界全反射角。若取 $\sigma = 35.2^\circ$ ， $\frac{\Delta}{v_s \sin \sigma} = \frac{1.7\Delta}{v_s}$ ，这个起始时间与安艺的结论接近。

三、资料及测定结果

我们选用银川台DD—1短周期地震仪资料，该台仪器频率特性示于图1中。可以看出在 $f > 1.4$ 周时 $I(f)$ 基本上为常数。根据我们测定的结果，地方震尾波段频率约在1.5~3周。满足前述条件(3)。研究中所使用的地震资料的参数列在表1中，这些地震震中分布

在大约北纬 $38^{\circ}\sim 41.5^{\circ}$ ；东经 $104^{\circ}\sim 107^{\circ}$ 区域。该区包括宁夏吴忠以北和内蒙阿拉善左旗至磴口一带。选取的地震震级一般小于 $M_L = 4$ 级。多数是一些记录出格图纸，在测量时，取

$(1.7\sim 2) \cdot \frac{\Delta}{v_s}$ (Δ 为震中距， v_s 为S波速度)作为尾波起始时间，然后等间隔($\Delta t = 5$ 秒)

量取尾波双振幅 $A_i (i=1, 2, \dots, n)$ ，并采用零交点法测量相应的尾波频率 f_i 。这样，对于每一个地震，由最小二乘法求出相应频率—时间参数 m 和 a_0 ，然后，由(5)、(6)两式得到一组数据 $(X_i, Y_i) (i=1, 2, \dots, n)$ 。最后计算出介质品质因子 Q 。

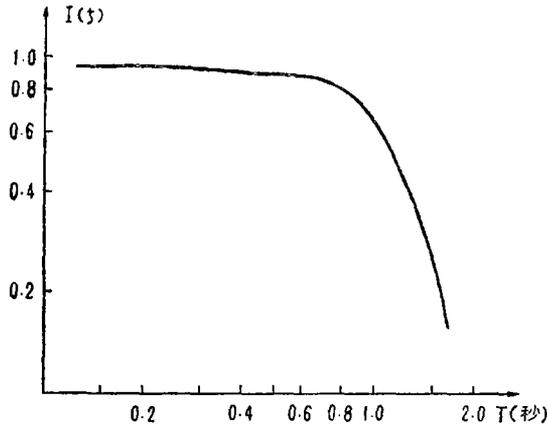


图1 小口台DD-1 频率特征

Fig.1 Amplitude-frequency response of model DD-1 Seismograph at Xiaokuozi.

由表1所列各次地震而求得的 Q 值结果在表2中给出。表2中还给出了各次地震尾波推移时间—频率关系中的相应参数 m 和 a_0 值。按震中分布的 Q 值结果绘在图2中。

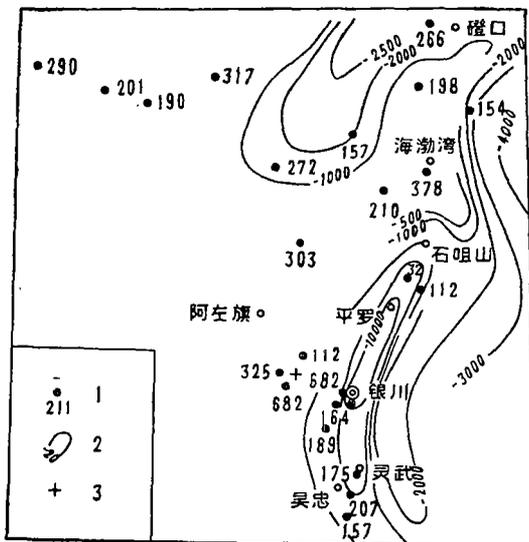


图2 Q 值分布及基岩等深线图

1.震中 Q 值 2.结晶基岩等深线 3.台站

Fig. 2 Q -value distribution and isobath curve of basic rock.

表1

编 号	日 期	发震时刻	纬度(°N)	经度(°E)	震级(M _L)	震中距(KM)	地 点
1	74.11.7.	16—39—16	38°25′	106°15′	3.0	33	银川南
2	79.2.24.	05—01—11	38°25′	106°10′	3.1	26	银川平吉堡
3	79.8.18.	02—55—27	38°28′	106°11′	3.0	46	银川新城西
4	80.8.9.	16—15—36	37°55′	106°15′	3.2	76	宁吴忠东南
5	78.6.1.	04—20—46	38°58′	106°42′	3.4	82	宁平罗东北
6	82.9.28.	05—21—25	38°33′	105°46′	3.7	12	阿左旗东南
7	82.9.29.	01—41—17	38°30′	105°50′	3.9	8	阿左旗东南
8	78.9.13.	10—59—37	39°59′	104°38′	4.0	190	阿左旗西
9	79.8.7.	05—23—31	39°52′	104°55′	3.6	166	阿左旗西
10	78.7.25.	21—05—10	40°06′	104°07′	4.1	230	阿左旗北
11	76.8.14.	13—00—32	40°01′	105°22′	3.2	168	阿左旗东北
12	79.12.6.	04—19—14	39°12′	105°58′	3.0	70	阿左旗东北
13	80.8.17.	07—51—20	39°35′	105°44′	3.9	112	阿左旗东北
14	78.2.3.	06—01—54	39°46′	106°15′	3.2	130	阿左旗东北
15	79.9.2.	02—05—20	39°29′	106°29′	3.1	110	内乌达西
16	81.8.29.	10—40—18	39°35′	106°45′	3.4	134	内乌达东北
17	79.3.27.	10—34—09	39°52′	107°03′	3.1	172	内海渤湾
18	76.1.7.	20—17—14	40°00′	166°39′	3.7	170	内磴口西南
19	79.4.4.	23—25—26	40°20′	106°50′	4.3	210	内磴口
20	81.3.14.	00—58—08	39°01′	106°37′	3.2	79	宁平罗
21	82.12.23.	01—21—03	38°02′	106°16′	3.3	72	宁灵武西南
22	82.2.26.	00—03—35	38°17′	106°05′	3.5	36	宁永宁
23	79.8.8.	02—15—55	38°40′	105°58′	2.1	14	银川
24	82.10.24.	10—44—13	37°49′	106°12′	3.6	84	宁吴忠

m , a 值对于确定尾波Q值是十分重要的。由资料计算结果表明, 尾波频率—时间关系(3)是较好成立的。一般求得的 m , a 置信度大都在90%以上。但各次地震测定的值差别很大。 m 值大体在 $-0.3 \sim -0.9$ 之间, 多数在 -0.5 左右。说明参数 m , a 与震源及路径的具体介质性质密切相关。因此, 在我们所研究的区域里, 用尾波计算时, 不能象安艺那样, 能够采用一个普遍适用的频率与时间的经验公式。

四、结果的分析 and 讨论

目前国内外关于地壳上部Q值的测定结果大多在100—1000之间。本文用地方震尾波测定结果大体与此一致。根据表2所列结果可见:

表 2

编 号	地 点	震级 (Ms)	尾波起始振幅 (mm)	起始时间(秒)	m	ln a.	Q
1	银川南	3.0	26	37	-0.5132	1.1356	116
2	银川平吉堡	3.1	20	34	-0.5769	3.2452	164
3	银川新城西	3.0	40	16	-0.3364	2.1256	682
4	宁吴忠东南	3.2	17	39	-0.5420	3.2189	207
5	宁平罗东北	3.4	28	47	-0.7931	4.2447	112
6	阿左旗东南	3.7	40	28	-0.3865	2.4448	325
7	阿左旗东南	3.9	56	37	-0.3269	2.2778	682
8	阿左旗西	4.0	10	100	-0.4466	2.8967	201
9	阿左旗西	3.6	17	84	-0.8151	4.6201	190
10	阿左旗北	4.1	9	103	-0.8194	4.6052	290
11	阿左旗东北	3.2	10	86	-0.4906	3.0704	317
12	阿左旗东北	3.0	14	56	-0.3100	2.5259	303
13	阿左旗东北	3.9	32	66	-0.3725	2.4360	272
14	阿左旗东北	3.2	22	65	-0.6903	3.7784	157
15	内乌达西	3.1	20	60	-0.5670	3.2012	210
16	内乌达东北	3.4	21	71	-0.5070	3.0370	378
17	内海渤湾	3.1	13	89	-0.6735	3.8183	154
18	内磴口西南	3.7	23	87	-0.3928	2.4805	198
19	内磴口	4.3	17	102	-0.3863	2.4287	266
20	宁平罗	3.2	23	38	-0.9223	4.8710	32
21	宁灵武西南	3.3	16	35	-0.3506	2.0664	175
22	宁永宁	3.5	58	21	-0.4742	2.7418	190
23	银川	2.1	19	14	-0.2668	1.8881	112
24	宁吴忠	3.6	30	48	-0.6117	3.2377	118

1. 宁夏吴忠到石咀山(即银川地堑区)Q值明显偏低。约在100—200, 平均为139(9个值平均)。个别地区甚至低于100。

2. 贺兰山以西至石咀山以北的内蒙阿拉善左旗、磴口一带, Q值大致在200—300之间。平均约248(13个值平均)。

3. 在以上两个区域内, 都存在个别局部Q值异常区。例如, 银川西侧有一个高Q值(达682)的很小地区; 内蒙磴口南到海渤湾北侧Q值低于200。

根据安艺的尾波理论, 尾波衰减包括两个方面的因素, 一个是原生波从震源到散射体的散射造成的能量损失。一个是从散射体到台站的整个传播过程中的吸收而造成的能量损失。

尾波测定的Q值, 是这两种效应的总和。即: $\frac{1}{Q} = \frac{1}{Q_{sbs}} + \frac{1}{Q_{scs}}$ [4]。从我们测定的结

果看，散射效应可能相当强。在以震源为中心的一个不太大的体积范围内，各种力学不均匀体，例如，破裂、裂缝、结合面等，对地震波散射衰减可能起重要作用。由于这些不均匀体的多少和分布的不均衡造成Q值局部差异性。在银川地堑，这种局部差异性表现得更加明显。另外，有些地震震中相距不远，传播路径也基本相同，但尾波的衰减特性很不一样，Q值相差很大。例如，银川西侧高Q值异常区，其周围地方的Q值只有100多。这些说明，尾波Q值主要反映震源周围散射造成的衰减。即 Q_{sc} 占主导地位。因此，在一定意义上说，尾波Q值可以看作震源处介质Q值高低的近似量度。

造成Q值区域差异的另一个原因可能与上层地壳的结构有关。将所测Q值分布与该区地层结构相比较，发现Q值的高低变化趋势与结晶基底深度起伏比较吻合（见图2）。结晶基岩埋藏较深的区域，Q值低；反之，基底埋藏浅，则Q值高。由于地震波穿过不同地层时受到介质的吸收程度不同。一般来说，沉积层吸收大，波的衰减大，Q值较低；而结晶基岩吸收小，Q值高。所测定的Q值是各种地层吸收损耗的综合结果。当台站距震源近时，地震波主要在地壳上层传播，Q值反映的浅层介质性质多些。距台站较近的银川地堑是一个新生代的断陷盆地，由于受鄂尔多斯块体和阿拉善块体的相互运动的影响，而处于强烈的相对运动之中。第三纪和第四纪以来，地堑强烈下沉，形成巨厚的第三纪和第四纪沉积物地层〔5〕，其厚度超过一千米以上。在地堑的北端，根据最新的地质资料，银川至平罗一带的沉积厚度达到一万米。因此，在地堑区地震波受沉积层强烈的吸收而衰减也是造成该区Q值偏低的一个重要原因。

（本文1984年6月12日收到）

参 考 文 献

- 〔1〕付昌洪等，北京及其邻区Q值分布特征的研究，西北地震学报，Vol. 2，No. 2，1980.
- 〔2〕K, Aki., Analysis of the Seismic coda of local earthquakes as scattered waves, J.G.R., Vol. 74, № 2, 1969.
- 〔3〕R. B. Herrmann, Q Estimates using the coda of local earthquakes, B.S. S.A., Vol. 70, № 2, 1980.
- 〔4〕安艺，近震地震学，国外地震，1983.
- 〔5〕何寿欢，银川地堑及其地震活动，西北地震学报，Vol. 1，No. 1，1979.

**Q ESTIMATES IN THE NORTH OF NINGXIA AND ITS NEIGHBOURHOOD
with THE CODA OF OVERLOADED RECORD OF LOCAL EARTHQUAKES**

Yang Mingzhi Tung Weikuo

(*Seismological Bureau of Ningxia Hui Autonômous Region*)

Abstract

On the basis of Akis theory of coda, this paper develops a new method to estimate Q—Value for the upper crust medium with the coda data of the overload seismogram recorded by single station with this method, and distributions of Q—value in North Ningxia (38° — 41.5° N, 104° — 107° E) are determined. The results point out that Q—value in Yin Chuan graden between Wuzhong and shizuishan (Q—value 100—200) is clearly lower than that in neighbouring Alashanzuo Banner and Dengko (Q—value: 200—300), and there are anomalous regions of Q—value in the partial zones. Finally, the obtained results are discussed,