

中国西北黄土地区地震动衰减规律研究

阮爱国 孙崇绍

(国家地震局兰州地震研究所)

摘 要

本文根据地质构造、地貌形态及地震活动性特点等将中国西北黄土地区分为4个分区,研究了该地区的地震动衰减规律。

研究表明,从西向东烈度、地震动衰减速度减慢,即土层厚度越大衰减越慢。对于地震等震线的不确定性问题,本文采用插值法进行了预处理,使烈度统计结果更能反映真实情况,并降低了危险性水平。另外,还尝试引入了介质品质因子Q值来调整加速度、速度衰减规律中的粘滞系数,对其他参数也作了相应的调整。

一、引 言

在我国强震记录很少,但是宏观地震资料却十分丰富,因此,一些研究者利用地震宏观烈度资料来研究地震动衰减规律^{[1、2]、1)}。在国外这种研究方法也受到重视^[3、4]。文献^[3]比较全面地介绍了缺乏强震观测资料地区的地震动衰减规律的估算方法。本文在文献^[1—3]的基础上,采用烈度距离法研究了西北黄土高原地区的地震动衰减规律,以期为该地区的抗震设计、地震小区划等提供依据。

二、计算方法及公式推导

选用仪器记录资料最多的美国西部地区作为参考,设它的地震动衰减关系式及烈度衰减关系式为:

$$L_n Y_1 = f_1(M', R) + e_1 \quad (1)$$

$$I_1 = F_1(M', R) + E_1 \quad (2)$$

由历史地震资料统计得到西北黄土地区的烈度衰减关系式为:

$$I_2 = F_2(M, R) + E_2 \quad (3)$$

其中Y表示地震动参数, I表示烈度, M表示震级, R为震中距; e、E为残差。

• 本文为作者1987年度研究生硕士论文。

1) 田启文等, 根据烈度资料估算我国地震动衰减规律。

本文将R定义为震中距，与文献1)中的 $R = \sqrt{\Delta^2 + h^2}$ 不同，这是由于考虑到h不是震源深度，而是统计时设置的一个控制参数。另外，已知的(1) — (3)式中有两个表示烈度衰减关系，从烈度的角度考虑用震中距更合适。

假定在上述两个地区，在相同震中距R处烈度相同，则地震动参数也相同。据此，解出(2)式得：

$$M' = \phi_1(I_1, R, E_1) \tag{4}$$

将(4)式代入(1)式得：

$$I_a Y_1 = f_1[\phi_1(I_1, R, E_1), R] + e_1 \tag{5}$$

根据上述假定，在相同震中距R处， $I_a Y_1 = I_a Y_2$ ，则中国西北黄土地区的地震动衰减关系式为：

$$I_a Y_2 = f_1[\phi_1(F_2(M, R) + E_2, R, E_1), R] + e_1 \tag{6}$$

图1为上述方法的示意图。

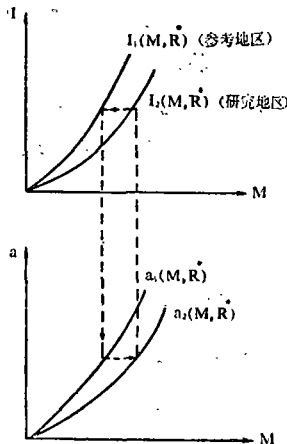


图1 确定地震动衰减关系的(I, R)法
Fig. 1 The scheme of determining attenuation law of seismic ground motion (I, R) method

选用如下的地震动参数(如峰值加速度)和烈度衰减关系式(2)、1)、2)

$$I_a Y_1 = a_1 + b_1 M - c_1 I_a (R^2 + h_1^2)^{1/2} - d_1 (R^2 + h_1^2)^{1/2} + e_1 \tag{7}$$

$$I_1 = A_1 + B_1 M - C_1 I_a (R^2 + h_1^2)^{1/2} - D_1 (R^2 + h_1^2)^{1/2} + E_1 \tag{8}$$

$$I_2 = A_2 + B_2 M - C_2 I_a (R^2 + h_2^2)^{1/2} - D_2 (R^2 + h_2^2)^{1/2} + E_2 \tag{9}$$

其中 Y_1 、 I_1 代表美国西部地区的地震动参数和烈度， I_2 代表中国西北黄土地区的烈度。解(8)式得：

$$M = \frac{1}{B_1} [I_1 - A_1 - C_1 I_a (R^2 + h_1^2)^{1/2} + D_1 (R^2 + h_1^2)^{1/2} - E_1] \tag{10}$$

将(10)式代入(7)式得：

$$I_a Y_1 = a_1 + \frac{b_1}{B_1} [I_1 - A_1 + C_1 I_a (R^2 + h_1^2)^{1/2} + D_1 (R^2 + h_1^2)^{1/2} - E_1] - c_1 I_a (R^2 + h_1^2)^{1/2} - d_1 (R^2 + h_1^2)^{1/2} + e_1$$

2) N. C. Donovan, 关于强震地面运动衰减方程的评价, 地震小区划研究, 国家地震局情报资料室编译, 1983.

$$\text{即, } I_1 = \frac{B_1}{b_1} I_2 Y_1 - \frac{a_1 B_1}{b_1} + A_1 - C_1 I_2 (R^2 + h_1^2)^{1/2} - D_1 (R^2 + h_1^2)^{1/2} + \\ + E_1 + \frac{B_1 c_1}{b_1} I_2 (R^2 + h_1^2)^{1/2} + \frac{B_1 d_1}{b_1} (R^2 + h_1^2)^{1/2} - \frac{B_1 e_1}{b_1}.$$

根据假定, 令 $I_1 = I_2$, 则 $Y_1 = Y_2$, 即有

$$I_2 Y_2 = I_2 Y_1 = a_1 + \frac{b_1}{B_1} [I_1 - A_1 + C_1 I_2 (R^2 + h_1^2)^{1/2} + D_1 (R^2 + h_1^2)^{1/2} - E_1] - \\ - c_1 I_2 (R^2 + h_1^2)^{1/2} - d_1 (R^2 + h_1^2)^{1/2} + e_1.$$

将(9)式代入上式得:

$$I_2 Y_2 = a_1 + \frac{b_1}{B_1} \left\{ A_2 + B_2 M - C_2 I_2 (R^2 + h_2^2)^{1/2} - D_2 (R^2 + h_2^2)^{1/2} + E_2 + \right. \\ \left. + [-A_1 + C_1 I_2 (R^2 + h_1^2)^{1/2} + D_1 (R^2 + h_1^2)^{1/2} - E_1] \right\} - c_1 I_2 (R^2 + \\ + h_1^2)^{1/2} - d_1 (R^2 + h_1^2)^{1/2} + e_1. \quad (11)$$

化简整理, 则(11)式可写为:

$$I_2 Y_2 = a_2 + b_2 M - c_2 I_2 (R^2 + h_2^2)^{1/2} - d_2 (R^2 + h_2^2)^{1/2} + e_2. \quad (12)$$

为了从(11)式中得到(12)式的系数, 本文在回归统计中国西北黄土地区烈度资料时, 令 $h_2 = h_1 = 6 \text{ km}^1$, h_1 是美国西部地区的统计结果^[2]。这样就可得到:

$$\left. \begin{aligned} a_2 &= a_1 + \frac{b_1}{B_1} (A_2 - A_1); \\ b_2 &= \frac{b_1}{B_1} B_2; \\ c_2 &= c_1 + \frac{b_1}{B_1} (C_2 - C_1); \\ d_2 &= d_1 + \frac{b_1}{B_1} (D_2 - D_1); \\ e_2 &= e_1 + \frac{b_1}{B_1} (E_2 - E_1). \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

三、中国西北黄土地区烈度衰减统计方法和结果

在中国西北部, 东起潼关, 西到青海东部, 南至秦岭, 北临长城这一广大地区都有不同程度的黄土覆盖。本文研究的范围西界大致为东经 100° , 将祁连山、青海湖部分地区包括在内; 西北沿河西走廊向西延伸, 略超出了黄土的分布范围; 东沿汾渭地堑的东南缘向北东方向延伸至华北地区的太原、大同一线; 北以长城为界, 即自河西走廊向东南沿腾格里沙漠的南缘、陕西、山西两省与内蒙的交界至大同附近。

根据地貌、地形, 黄土的成因类型、厚度、性质以及其他综合地理条件; 参考地质构造及地震带的划分和历史上地震活动性及烈度资料, 将研究区域划分为四个区段: I. 甘肃西部及青海东部(大体相当祁连山及河西地震带); II. 陇西盆地(六盘山以西, 相当于西海固和天水地震带); III. 陇东及陕北(鄂尔多斯地块); IV. 汾渭河谷(其东半部不在研究范围之

内)(5-7)。研究地区的范围参见图2。

根据文献[8-10]共收集到38个历史地震等震线图,其中甘肃西部及青海东部地区6个,陇西盆地11个,汾渭地震带13个,陇东陕北高原地区的地震极少,但是邻近地区的强震波及影响该区,故使用了邻近地区的8个历史地震等震线资料。选取等震线资料时,优先选取最新出版的以及各级等震线比较齐全的。对于各区的每一次地震的等震线资料都是等权处理的。

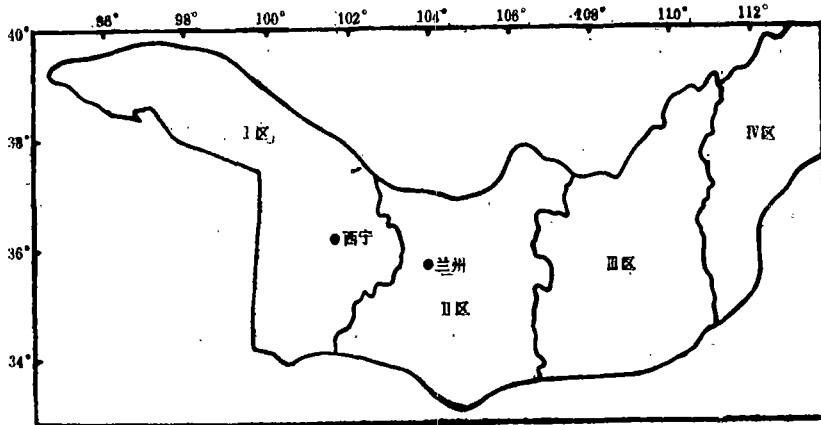


图2 西北黄土地区构造分区示意图

Fig. 2 The loess area and its subregions in the Northwest China

文献[1]指出,在研究中使用等震线的外包线烈度值,减小了所使用资料的离差,同时减小了衰减速率,使结果偏于危险。最好的办法是用原始点上的资料进行回归统计,但是对于历史地震,各居民点上的烈度资料又不易收集。为了弥补这一缺陷,本文采用了插值的方法,即对同一烈度值取三个等间距的R。为了证明这种方法的可行性,本文以1920年海原大震[14]为例,根据它的等震线图及原始烈度资料分别进行了衰减统计,结果对比如图3所示。由图3可以看出,在近场由原始资料点回归的烈度衰减最快、水平最低,由插值处理回归的烈度衰减次之,而由原始等震线回归的烈度衰减最慢,水平最高;在远场三者相差不大。由此证明了用插值法处理等震线的可行性。

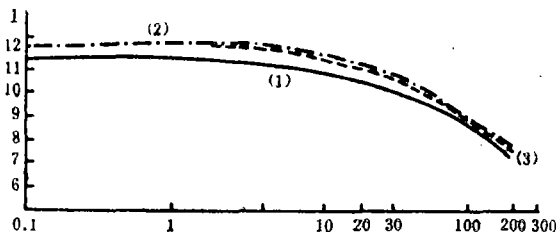


图3 1920年海原大震烈度资料处理结果对比

(1)由原始资料点回归结果,σ=0.67;(2)由未经插值的等震线勾划的结果;(3)由插值处理后等震线勾划的结果

Fig. 8 The results of different methods with the same intensity data from the Haiyuan earthquake of 1920

根据(9)式,将 $h_2 = 6$ 代入即可得西北黄土地区的烈度衰减关系:

$$I_i = A_1 + B_1 M_i - C_1 I_{i0} (R_i^2 + 6^2)^{1/2} - D_1 (R_i^2 + 6^2)^{1/2} + E_1 \quad (14)$$

根据最小二乘原理，设：

$$Q(a, b, c, d) = \sum_{i=1}^N [I_i - a - bM_i + cI_{i0}(R_i^2 + 6^2)^{1/2} + d(R_i^2 + 6^2)^{1/2}]^2 \quad (15)$$

要使 $Q = Q_{min}$ ，则要求

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial Q}{\partial a} &= -2 \sum_{i=1}^N [I_i - a - bM_i + cI_{i0}(R_i^2 + 6^2)^{1/2} + d(R_i^2 + 6^2)^{1/2}] = 0, \\ \frac{\partial Q}{\partial b} &= -2 \sum_{i=1}^N \{ [I_i - a - bM_i + cI_{i0}(R_i^2 + 6^2)^{1/2} + d(R_i^2 + 6^2)^{1/2}] M_i \} = 0, \\ \frac{\partial Q}{\partial c} &= 2 \sum_{i=1}^N \{ [I_i - a - bM_i + cI_{i0}(R_i^2 + 6^2)^{1/2} + d(R_i^2 + 6^2)^{1/2}] L_n(R_i^2 + 6^2)^{1/2} \} = 0, \\ \frac{\partial Q}{\partial d} &= 2 \sum_{i=1}^N \{ [I_i - a - bM_i + cI_{i0}(R_i^2 + 6^2)^{1/2} + d(R_i^2 + 6^2)^{1/2}] (R_i^2 + 6^2)^{1/2} \} = 0. \end{aligned} \right\} \quad (16)$$

展开 (16) 式得：

$$\begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} & a_{14} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} & a_{24} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} & a_{34} \\ a_{41} & a_{42} & a_{43} & a_{44} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a \\ b \\ c \\ d \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a_{15} \\ a_{25} \\ a_{35} \\ a_{45} \end{pmatrix} \quad (17)$$

其中

$$a_{11} = N \text{ (样本个数)}, \quad a_{12} = a_{21} = \sum_{i=1}^N M_i,$$

$$a_{13} = -a_{31} = -\sum_{i=1}^N L_n(R_i^2 + 6^2)^{1/2}, \quad a_{14} = -a_{41} = -\sum_{i=1}^N (R_i^2 + 6^2)^{1/2},$$

$$a_{22} = \sum_{i=1}^N M_i^2, \quad a_{23} = -a_{32} = -\sum_{i=1}^N M_i \cdot L_n(R_i^2 + 6^2)^{1/2},$$

$$a_{24} = -a_{42} = -\sum_{i=1}^N M_i (R_i^2 + 6^2)^{1/2}, \quad a_{34} = -a_{43} = -\sum_{i=1}^N I_{i0} (R_i^2 + 6^2)^{1/2} (R_i^2 + 6^2)^{1/2},$$

$$a_{44} = -\sum_{i=1}^N (R_i^2 + 6^2), \quad a_{15} = \sum_{i=1}^N I_i,$$

$$a_{25} = \sum_{i=1}^N I_i \cdot M_i, \quad a_{35} = \sum_{i=1}^N I_i \cdot L_n(R_i^2 + 6^2)^{1/2},$$

$$a_{45} = \sum_{i=1}^N I_i (R_i^2 + 6^2)^{1/2}.$$

求解方程 (17) 即得回归参数，结果见表 2。引用美国西部的烈度衰减系数： $A_1 = 0.059$ ， $B_1 = 1.5$ ， $C_1 = 0.8390$ ， $D_1 = 0.091$ ， $h_1 = 6$ ， $\sigma_1 = 0.85$ 及基岩地震动衰减规律分析结果 (表 1)，应用公式 (13) 得到西北黄土地区各分区的基岩的地震动衰减关

系式的系数, 结果列入表3—6中。

表1 美国西部基岩地震动衰减规律分析结果

周期(秒)	d_1	b_1	C_1	d_1	σ_1
0.05	-4.30050	0.86730	0.88680	0.00670	0.45000
0.10	-2.92830	0.66910	0.79160	0.0020	0.45000
0.15	-2.47330	0.64700	0.83500	0.00750	0.44000
0.20	-3.57130	0.64730	0.46790	0.01630	0.52000
0.25	-3.03100	0.67830	0.72510	0.00560	0.54000
0.30	-3.97180	0.74860	0.80900	0.00730	0.50000
0.35	-4.56120	0.88640	0.63890	0.00920	0.50000
0.40	-3.98540	0.83510	0.74200	0.00860	0.54000
0.50	-5.16460	0.87740	0.55320	0.00860	0.57000
0.60	-7.15220	1.10090	0.42240	0.00980	0.56000
0.70	-7.65490	1.14590	0.43280	0.00940	0.51000
0.80	-7.61840	1.05350	0.29190	0.00950	0.60000
0.90	-8.49310	1.19260	0.30670	0.01630	0.70000
1.00	-8.85200	1.29690	0.43590	0.00920	0.77000
1.50	-10.56360	1.55890	0.63240	0.00910	0.64000
2.00	-11.95960	1.66720	0.52000	0.00690	0.74000
2.50	-11.98950	1.49720	0.27506	0.00700	0.80000
3.00	-12.68180	1.53160	1.18840	0.00770	0.83000
4.00	-13.86090	1.60600	0.04090	0.00950	0.98000
峰值加速度(g)	-3.73490	0.80380	1.08620	0.00900	0.62000
峰值速度(g)	-0.54910	0.77590	0.53620	0.00980	0.67000

表2 各区的烈度衰减系数

分区 \ 参数	h_2	A_2	B_2	C_2	D_2	σ_{12}
I	6	0.1674	1.5	0.9515	0.0039	0.6478
II	6	0.224	1.5	0.987	0.0023	0.6134
III	6	-0.43	1.5	0.8539	0.0061	0.799
IV	6	-0.68	1.5	0.676	0.0050	0.85

因为决定衰减快慢的主要是系数 c_2 或 C_2 , 所以从表2—6可以看出, 由西向东 c_2 或 C_2 趋向变小, 即烈度和地震动衰减由西向东变慢, 说明土层越厚衰减越慢, 附合一般理论。

四、Q值的引入及对地震动参数的调整

半经验半理论的方法是在缺乏强震记录时研究地震动衰减规律的几种方法之一。文献(12)用这种方法研究了密西西比河谷的地震动衰减规律, 给出3个关系式($m_b < 4.5$):

$$\left. \begin{aligned}
 \log a_b &= A + 0.5m_b - 0.83 \log(R^2 + h^2)^{1/2} - B \cdot R \log e; \\
 \log v_b &= C + 1.0m_b - 0.83 \log(R^2 + h^2)^{1/2} - D \cdot R \log e; \\
 \log d_b &= E + 1.5m_b - 0.83 \log(R^2 + h^2)^{1/2} - F \cdot R \log e.
 \end{aligned} \right\} (18)$$

表3 甘肃西部及青海东部基岩地震动衰减规律

周期(秒)	a_2	b_2	C_2	d_2	σ_2
0.05	-4.23204	0.86730	0.95185	0.00843	0.71848
0.10	-2.87549	0.66910	0.84118	0.00954	0.63221
0.15	-2.42273	0.64700	0.88353	0.00879	0.61480
0.20	-3.52017	0.64730	0.51649	0.01160	0.67471
0.25	-3.02746	0.67830	0.77597	0.00796	0.71303
0.30	-3.91271	0.74850	0.66515	0.00880	0.77132
0.35	-4.49123	0.88640	0.70538	0.01097	0.82612
0.40	-3.91948	0.83570	0.80463	0.01027	0.77380
0.50	-5.09534	0.87740	0.61901	0.01635	0.81485
0.60	-7.06537	1.10000	0.50490	0.01200	0.92008
0.70	-7.56446	1.14570	0.51873	0.01169	0.91562
0.83	-7.53524	1.05350	0.37091	0.01261	0.92133
0.90	-8.39896	1.19260	0.39615	0.01269	0.95683
1.00	-8.74963	1.29690	0.53317	0.01179	1.15187
1.50	-10.44055	1.55890	0.74932	0.00822	1.21654
2.00	-11.82800	1.66720	0.64584	0.01023	1.33112
2.50	-11.87132	1.49720	0.38729	0.00999	1.27567
3.00	-12.56091	1.53160	0.30327	0.01076	1.31230
4.00	-13.73413	1.60610	0.16136	0.01271	1.44796
峰值加速度 (g)	-3.67145	0.80380	1.14648	0.00661	0.81791
(调整后)	-2.9169	0.8733	1.508	0.00985	1.69
峰值速度 (cm/s)	-0.48786	0.77590	0.64439	0.00735	0.84502
(调整后)	0.694	0.7759	0.92	0.01138	1.84

$$A_2 = 0.17640, B_2 = 1.50000, C_2 = 0.95150, D_2 = 0.00390, \sigma_2 = 0.69780, t_2 = 6 \text{ km}$$

表4 陕西盆地基岩地震动衰减规律

周期(秒)	a_2	b_2	C_2	d_2	σ_2
0.05	-4.20452	0.86730	0.97237	0.00705	0.69226
0.10	-2.85425	0.66910	0.85702	0.00847	0.61455
0.15	-2.40220	0.64700	0.89384	0.00776	0.59782
0.20	-3.49961	0.64780	0.53132	0.01056	0.65924
0.25	-3.00593	0.67830	0.79203	0.00637	0.68675
0.30	-3.88396	0.74860	0.68236	0.00760	0.75324
0.35	-4.46311	0.88640	0.72636	0.00955	0.80239
0.40	-3.89298	0.83510	0.82440	0.00893	0.75131
0.50	-5.06750	0.87740	0.63997	0.00895	0.79127
0.60	-7.03047	1.10000	0.53003	0.01024	0.88715
0.70	-7.52810	1.14580	0.54585	0.00986	0.87965
0.80	-7.50181	1.05350	0.33585	0.01092	0.89121
0.90	-8.36112	1.19260	0.42437	0.01078	1.02299
1.00	-8.70848	1.29690	0.56336	0.00972	1.11843
1.50	-10.39103	1.55890	0.78621	0.00572	1.16639
2.00	-11.77510	1.66720	0.68530	0.00757	1.27873
2.50	-11.82381	1.49720	0.42272	0.00760	1.23170
3.00	-12.51230	1.53160	0.33552	0.00831	1.26757
4.00	-13.68316	1.60610	0.19937	0.01014	1.43346

续表 4

	a_2	b_2	C_2	d_2	σ_2
峰值加速度 (g)	-3.64995	0.80380	1.16551	0.00532	0.79825
(调整后)	-2.868	0.8038	1.507	0.00815	2.34
峰值速度 (cm/s)	-0.46323	0.77590	0.66276	0.00611	0.82733
(调整后)	1.481	0.7759	1.03	0.0108	2.89

$$A_2 = 0.22400, B_2 = 1.50000, C_2 = 0.98700, D_2 = 0.80230, \sigma_{12} = 0.61340, h_2 = 6 \text{ km}$$

表 5 陕北高原及陇东地区基岩地震动衰减规律

周期(秒)	a_2	b_2	C_2	d_2	σ_2
0.05	-4.58266	0.86730	0.89542	0.01034	0.75290
0.10	-3.14598	0.66910	0.79765	0.01101	0.65561
0.15	-2.68429	0.64700	0.84143	0.01022	0.63731
0.20	-3.78205	0.64780	0.47433	0.01302	0.69533
0.25	-3.30167	0.67830	0.73184	0.00945	0.72472
0.30	-4.21534	0.74860	0.61644	0.01044	0.79540
0.35	-4.84958	0.88640	0.64770	0.01192	0.85753
0.40	-4.25709	0.83510	0.75030	0.01111	0.80357
0.50	-5.45005	0.87740	0.56192	0.01229	0.84605
0.60	-7.51007	1.10000	0.43333	0.01442	0.96333
0.70	-8.02767	1.14580	0.44418	0.01421	0.96267
0.80	-7.96114	1.05350	0.30236	0.01492	0.96102
0.90	-8.88139	1.19260	0.31855	0.01531	1.10100
1.00	-9.27892	1.29690	0.44878	0.01465	1.20290
1.50	-11.07076	1.55890	0.64789	0.01165	1.28202
2.00	-12.50200	1.66720	0.53736	0.01399	1.39964
2.50	-12.47659	1.49720	0.28987	0.01329	1.33351
3.00	-13.18008	1.53160	0.20361	0.01413	1.37115
4.00	-14.38342	1.60610	0.05685	0.01625	1.50673
峰值加速度 (g)	-3.99640	0.80380	1.09418	0.00838	0.84408
峰值速度 (cm/s)	-0.80153	0.77590	0.59391	0.00906	0.86867

$$A_2 = -0.43000, B_2 = 1.50000, C_2 = 0.85390, D_2 = 0.00610, \sigma_{12} = 0.79900, H_2 = 6 \text{ km}$$

其中参数A、C、E分别由密西西比河谷现有的观测资料确定,参数B、D、F则由该地域的Q值确定,并有 $Q(f) = Q_0 f^a = 1500 f^{0.14}$ 。对于西北黄土地区,由于缺乏观测资料,无法确定系数,因此我们尝试使用了一种新方法。先由研究地区的台网观测记录求出Q值,并计算出粘滞衰减系数 d_2 ,然后反过来应用公式(13),求出 D_2 ,根据 D_2 再重新回归统计研究地区的烈度资料,从中求出 A_2 、 B_2 、 C_2 ,最后由(13)式求出地震动衰减关系式中的其他参数。下面进行具体讨论。

表6 汾渭地震带基岩地震动衰减规律

周期(秒)	a_2	b_2	C_2	d_2	σ_2
0.05	-4.72721	0.86730	0.79255	0.01017	0.77184
0.10	-3.25750	0.66910	0.71829	0.01088	0.66325
0.15	-2.79212	0.64700	0.76489	0.01009	0.64947
0.20	-3.89002	0.64780	0.39751	0.01289	0.70652
0.25	-3.41472	0.67830	0.65139	0.00931	0.73649
0.30	-4.34011	0.74860	0.52765	0.01029	0.80846
0.35	-4.99731	0.88640	0.54258	0.01275	0.87449
0.40	-4.39627	0.83510	0.65125	0.01194	0.81963
0.50	-5.59628	0.87740	0.45786	0.01211	0.86239
0.60	-7.69343	1.10090	0.30287	0.01420	0.98653
0.70	-8.21863	1.14580	0.30829	0.01398	0.98733
0.80	-8.13672	1.05350	0.17742	0.01471	0.98237
0.90	-9.07986	1.19260	0.17713	0.01507	1.12439
1.00	-9.49008	1.29690	0.29497	0.01439	1.22875
1.50	-11.33058	1.55890	0.46330	0.01134	1.31697
2.00	-12.77986	1.66720	0.33963	0.01357	1.43623
2.50	-12.72612	1.49720	0.11230	0.01299	1.36496
3.00	-13.43535	1.53160	0.02197	0.01383	1.43276
4.00	-14.65110	1.60610	-0.13363	0.01592	1.53340
峰值加速度 (g)	-4.13037	0.80380	0.99835	0.00822	0.85827
峰值速度 (cm/s)	-0.93084	0.77593	0.50139	0.00890	0.88153

$$A_2 = -0.68000, B_2 = 1.50600, C_2 = 0.47600, D_2 = 0.00590, \sigma_{12} = 0.86000, h_2 = 6 \text{ km}$$

1. Q值的引入^[13]及其与地震动参数的关系

首先假定地球为粘弹性体，引入偏应力 P_{ij} 和偏应变 E_{ij} ，它们之间有如下关系：

$$P_{ij} = 2\mu E_{ij} + 2\nu \frac{dE_{ij}}{dt} \tag{19}$$

其中 μ 为弹性常数， ν 为泊松比。设偏应力是一个时间上的简谐函数：

$$P_{ij} = P_{ij}^{(0)} e^{i\omega t}$$

令
$$E_{ij} = E_{ij}^{(0)} e^{i\omega t}$$

代入(19)式得：

$$P_{ij} = 2(\mu + i\omega\nu) E_{ij} = 2\mu^* E_{ij} \tag{20}$$

其中 ω 为圆频率。在这种情况下得到S波方程为：

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = \mu^* \nabla V \tag{21}$$

其中 ρ 为密度， V 为运动量。假设平面简谐S波沿X轴方向传播：

$$V = A e^{i(\omega t - kx)} \tag{22}$$

代入(21)式得：

$$V = A e^{-\alpha x} e^{i(\omega t - kx)} \tag{23}$$

$$\left. \begin{aligned} \text{其中 } \omega^2 &= \frac{\mu^*}{e} K; \quad k^2 = \frac{e\omega^2}{\mu} \frac{1}{2} \frac{1 + \sqrt{1 + (\omega v/\mu)^2}}{1 + (\omega v/\mu)^2}; \\ \sigma^2 &= \frac{e\omega^2}{\mu} \frac{1}{2} \frac{1 - 1 + \sqrt{1 + (\omega v/\mu)^2}}{1 + (\omega v/\mu)^2}. \end{aligned} \right\} \quad (24)$$

如果V代表位移,那么波在单位体积内的振动能量为:

$$E(x, t) = \frac{1}{2} \rho \left(\frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \right)^2 = \frac{1}{2} \rho A^2 \omega^2 e^{-2\sigma x} \sin(\omega t - kx). \quad (25)$$

波向前传播一个波长 $\lambda = 2\pi/k$ 时损耗的振动能量是:

$$\Delta E(x, t) = E(x, t) - E\left(x + \lambda, t + \frac{2\pi}{\omega}\right) = E(x, t) (1 - e^{-2\sigma\lambda}). \quad (26)$$

通常以无量纲量Q表示振动能量的相对损耗量:

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{2\pi} \frac{\Delta E}{E} = \frac{1}{2\pi} (1 - e^{-2\sigma\lambda}). \quad (27)$$

由于 $\sigma\lambda > 0$, 当 $\omega v \gg \mu$ 时, $\sigma\lambda \ll 1$, 一般有:

$$\sigma \approx \pi f / QV. \quad (28)$$

其中f为频率, V为波速, Q为介质的品质因子。因为我们假定的地震动衰减关系式可以写成:

$$y = ae^{bM} e^{-d(R^2 + h^2)^{1/2}} [(R^2 + h^2)^{1/2}]^{-c}, \quad (29)$$

同(23)式相比可知:

$$d = \sigma \approx \pi f / QV. \quad (30)$$

2. 计算方法^[14]及结果

选用兰州地震研究所地震传输台网测得的两个地震的记录。一个是1985年1月14日的阿右旗地震 ($M_L = 4.0$, $H = 15\text{km}$), 共有4个台站的记录, 这些台站主要分布在I区; 另一个是1985年4月4日的海原地震 ($M_L = 3.8$, $H = 10\text{km}$), 共有7个台站的记录, 这些台站主要分布在II区。

首先计算这些数字记录的功率谱 $E(f, R)$:

$$E(f, R) = S(f) F(R) H(f) e^{-2\pi f R / VQ}, \quad (31)$$

其中 $S(f)$ 表示作为频率函数的震源谱, $F(R)$ 是几何衰减因子, $H(f)$ 是仪器放大倍数, V 是介质中的波速。将同一次地震的各台站记录结果相比, 得:

$$\frac{E_i(f, R_i)}{E_j(f, R_j)} = \frac{S_i(f)}{S_j(f)} \cdot \frac{F(R_i)}{F(R_j)} \cdot \frac{H_i(f)}{H_j(f)} \frac{e^{-(2\pi f R_i / VQ)}}{e^{-(2\pi f R_j / VQ)}}. \quad (32)$$

对于同一次地震有 $S_i(f) = S_j(f)$, 根据文献^[17]的研究结果, 本文选用 $F(R) \propto R^{-1}$ 及 $V = V_s = 3.3\text{km/s}$, 这样(32)式可写为:

$$\frac{E_i(f, R_i)}{E_j(f, R_j)} = \frac{(R_j)^{-1}}{R_i^{-1}} \frac{H_i(f)}{H_j(f)} e^{2\pi f(R_j - R_i) / VQ}. \quad (33)$$

由此解出 $Q(f)$, 再根据(30)式计算 d_2 。对于阿右旗地震 $Q(f) = 80f^{1.17}$, 偏差 $\sigma = 0.58$ 。用该结果调整I区的粘滞衰减系数 d_2 , 对速度取 $f = 1.5\text{Hz}$ ^[14], 根据(30)式得 $d_2 =$

0.01138; 对加速度取 $f = 5 \text{ Hz}$ [14], $d_2 = 0.00985$ 。海原地震结果为 $Q(f) = 80f^{1.28}$, 偏差 $\sigma = 0.53$, 用于调整 II 区的粘滞衰减系数 d_2 , 对于速度, $d_2 = 0.0108$, 对于加速度, $d_2 = 0.00815$ 。应用结果见表 3、4 中的调整项。

五、讨论与结论

本文根据美国西部基岩地震动衰减资料, 应用“地震动法”得出了西北黄土地区的基岩地震动衰减规律。甘肃西部及青海东部黄土层较薄, 烈度衰减较快; 覆盖层较厚的汾渭地震带, 烈度衰减较慢; 陕北及陇东地区烈度衰减速度居中。相应的加速度、速度也有相同趋势, 总体是自西向东, 土层变厚、衰减变慢。

采用插值方法来处理等震线资料, 在没有原始场地烈度资料的情况下使回归出来的烈度水平值降低, 衰减加快, 残差增大。

另外, 本文引入 Q 值来计算粘滞系数, 重新回归烈度衰减关系, 最终计算出地震动衰减关系。这是一种新的尝试, 还有待进一步研究。

参 考 文 献

- [1] 胡聿贤等, 参考唐山地震确定的华北地区地震动衰减关系, 土木工程学报, Vol. 19, No. 8, 1986.
- [2] 胡聿贤、张敏政, 缺乏强震观测资料地区地震动参数的估算方法, 地震工程与工程振动, Vol. 4, No. 1, 1984.
- [3] D. L. Bernreuter et al., Seismic Hazard Characterization of the Eastern United States, Methodology and Intermediate Results for ten Sites, 1984.
- [4] M. D. Trifunac, Preliminary empirical model for scaling fourier amplitude spectra of strong motion acceleration in terms of modified mercalli intensity and geological site condition, Int. J. Earthquake Eng. and struct. Dyn., Vol. 7, No. 75, 1983.
- [5] 陕西水利科学研究所, 西北黄土的性质, 陕西人民出版社, 1959.
- [6] 国家地震局兰州地震大队地震地质队, 陕甘宁青构造体系图, 甘肃人民出版社, 1984.
- [7] 李玉龙等, 中国西北陕甘宁青地震区划, 甘肃人民出版社, 1983.
- [8] 顾功叙, 中国地震目录, 地震出版社, 1983.
- [9] 谢毓寿, 中国历史地震资料汇编 (1949—1980), 科学出版社, 1971.
- [10] 国家地震局兰州地震研究所, 陕甘宁青四省区强震目录, 陕西科学技术出版社, 1985.
- [11] 国家地震局兰州地震研究所, 1920年海原大地震, 地震出版社, 1980.
- [12] Ottow. Nuttli and Robert. B. Herrmann, Ground Motion of Mississippi Valley Earthquake, Review by the Technical Council on Lifeline Earthquake Engineering, ASCE Proc. Preprint 81—519, 1981.
- [13] 傅承义等, 地球物理学基础, PP. 290—297, 科学出版社, 1985.
- [17] R. Console and A. Rovelli, Attenuation parameters of strong motion acceleration spectra from Friule area, BSSA, Vol. 68, No. 8—4, 1978.

**A STUDY ON ATTENUATION LAW OF SEISMIC GROUND MOTION
IN THE LOESS REGION OF THE NORTHWEST CHINA**

Ruan Aiguo, Sun Chongshao

(*The Earthquake Research Institute of Lanzhou, SSB*)

Abstract

In this paper, according to the geological structure, geomorphic feature and the characteristics of seismic activity, the authors divided the loess region of the Northwest China into four subregions and studied their attenuation laws of seismic ground motion. The results show that the attenuation rate of intensity as well as seismic ground motion becomes slower from the western region to the eastern region with the increasing of the thickness of soil stratum. Before statistical analysis, the authors made linear interpolation of isoseismic contours to consider the uncertainty of attenuation. The authors also put forward a new thought, that is, using the Q value to adjust the parameters of attenuation law of seismic ground motion.