

福州地区的Q结构和它的横向不均匀性

邱陶兴 廖其林 王振明

(福建省地震局地震研究所)

提要 本文利用人工爆破地震资料,在频率域中,用波组频谱比方法计算了福州地区的Q结构,结果发现:该区中地壳低速层Q值明显偏低,仅为40—80,且存在横向变化,地壳上部和下部Q均为200左右;福州盆地与永泰——梧桐地段地壳平均Q也明显偏低,且福州盆地中部Q仅120—150,为全区最低值,低Q区与温泉分布和断裂位置有良好的对应关系。

关键词: 中国福州 地壳结构 介质品质因子 横向不均匀性

一、引言

在地球物理学中,介质品质因子Q是除速度外使用地震波信息获取地壳岩性特征的主要参数之一。Q对于地下的岩性和物理状态的反应比较灵敏,研究确定地壳的Q结构对于福州地区的地热资源远景预测和开发,地震预报和地震成因的研究都有一定的意义。众多的研究结果^[2,3,4,5,6,7]表明:Q不仅随地层深度的变化而变化,地壳内的横向变化也极为显著,用不同的方法和不同的资料所求得的Q值模型差异极大,但总的来说,在莫霍面以上的范围内,Q随地壳深度的增加而变化,地壳内的低速层对应着低Q,热源区与高衰减相对应,此外,还发现,地震发生前后地壳Q值表现出多样性。

福州地区主要是指闽江三角洲地带。该区地质构造复杂,数条大断裂带贯穿全区,岩浆活动激烈,地热资源丰富,历史上曾发生过6.0级地震,人工地震测深资料^[1]表明:福州盆地及其邻近地区地壳深部为高低速相间,地壳介质速度为6.40km/S,在中地壳普遍发育一层速度为5.80—5.90km/S,厚度约5.0km的低速层,莫霍面深度30—33km,福州盆地为一莫霍面隆起区,隆起幅度高达3.0km。本文利用人工爆破地震资料,在频率域中测量地震波谱变化的方法,计算了福州地区的Q结构,分析了该区Q结构与低速层和地热分布以及地壳深大断裂的关系,并讨论了福州区域地壳Q值的横向不均匀性。

二、基本原理

地震波在地球介质内传播时,由于介质的非弹性效应以及介质的非均匀性所造成的发散现象必然会产生能量的损耗,结果导致波通过地下介质时产生畸变。为了描述地震波在介质中能量损耗的大小,通常引入一个无量纲的参数Q,称为介质品质因子,其物理意义是地震

波传播一个波长后, 原储存能量 W 与所消耗能量 ΔW 之比,

$$Q = 2\pi \frac{W}{\Delta W} = 2\pi \frac{A_0^2}{A_0^2 - A_\lambda^2} \quad (1)$$

式中 A_0 为原始振幅, A_λ 为传播一个波长 λ 后的振幅, 且是一个以指数衰减的量, 即

$$A_\lambda^2 = A_0^2 \cdot e^{-2\alpha\lambda} \quad (2)$$

式中, α 为吸收系数, 把(2)式代入(1), 得

$$Q = 2\pi \frac{1}{1 - e^{-2\alpha\lambda}} \quad (3)$$

对于地震波而言, $\alpha\lambda \ll 1$, 将(3)式按级数展开, 舍去二次以上的项, 则

$$Q = \frac{\pi}{\alpha\lambda} = \frac{\omega}{2\alpha v} \quad (4)$$

式中, v 为波的传播速度, ω 为圆频率, 上式可改写为

$$\alpha = \frac{\omega}{2Qv} \quad (5)$$

振幅为 $A_0(t)$ 的地震波, 以 $v(t)$ 速度传播经过一段距离后, 振幅衰减到 $A(t)$

$$A(t) = A_0(t) e^{-\pi vt} \quad (6)$$

将(5)代入(6), 则

$$A(t) = A_0(t) e^{-\frac{\omega t}{2Q}} \quad (7)$$

这样就得到了 Q 与地震波振幅的关系式, 由于衰减沿着波的传播路径而变化, 故指数项应改写为

$$M(\omega, \gamma) = e^{-\frac{\omega t}{2Q}} = e^{-2\omega f \frac{d\gamma}{Qv}} \quad (8)$$

Q 值的测量是相当困难的, 记录仪器所接收到的地震波, 其振幅的大小不仅受到介质非弹性以及非均匀性的影响, 还受到波传播过程中, 波的几何扩散, 界面的反射透射损失, 以及震源函数, 接收点地壳, 仪器响应等众多因素的影响。为了准确地测定 Q , 则必须消除这些非 Q 值因素的影响。在实际观测中, 地震仪所记录到的地震波振幅谱可以表示为:

$$|A(\omega, \gamma)| = |S(\omega)| \cdot |B(\theta)| \cdot |G_s(\omega)| \cdot |M(\omega, \gamma)| \cdot |G(\gamma)| \cdot |R(\gamma)| \cdot |C_\gamma(\omega, \gamma)| \cdot |I(\omega)| \quad (9)$$

其中, $A(\omega, \gamma)$ 为距离 γ 处接收的地震波谱; $S(\omega)$ 为对应于源时间函数的波谱; $B(\theta)$ 为源空间函数; $G_s(\omega)$ 为源处地壳结构对波谱的影响; $G(\gamma)$ 为几何扩散; $R(\gamma)$ 为界面反射透

射; $C_r(\omega, \gamma)$ 为接收点地壳对地震波谱的影响; $l(\rho)$ 为仪器响应。

上式可改写为

$$|A(\omega, \gamma)| = |A_0(\omega)| \cdot |M(\omega, \gamma)| \quad (10)$$

将(8)式代入可得

$$\begin{aligned} |A(\omega, \gamma)| &= |A_0(\omega)| \cdot \text{EXP} \left(-\frac{W}{2} \int \frac{dr}{Qv} \right) \\ &= |A_0(\omega)| \cdot \text{EXP} \left(-\frac{\omega t}{2Q} \right) \end{aligned} \quad (11)$$

式中 Q 为路径上的平均 Q , 第一项包括各种非介质品质因子的量, 指数项为波传播过程中介质品质因子 Q 的影响, 对于同一震源同一接收点所记录到的地震波信号谱具有许多相同或相近的量, 诸如震源函数, 接收点介质, 仪器响应等等。为求出地下介质的层 Q , 可采用频谱比的方法, 来消除那些相同或相近的非 Q 影响因子, 以便求得准确的 Q 。取不同界面的反射波组进行频谱分析, 依据(11)式, 则

$$\frac{|A_1(\omega, \gamma)|}{|A_2(\omega, \gamma)|} = \frac{|A_{10}(\omega)|}{|A_{20}(\omega)|} \cdot \text{EXP} \left(-\frac{t_1 - t_2}{2Q} \omega \right) \quad (13)$$

将上式两边同时取自然对数, 可得

$$\text{Ln} \frac{|A_1(\omega, \gamma)|}{|A_2(\omega, \gamma)|} = \text{Ln} \frac{|A_{10}(\omega)|}{|A_{20}(\omega)|} - \frac{t_1 - t_2}{2Q} \omega \quad (13)$$

式中, A_1 , t_1 分别为第一反射组振幅谱和到时, A_2 , t_2 分别为第二反射波组振幅谱和到时, 在波谱拐角频率范围内, 若不考虑 Q 与频率有关, 对于同一接收点, 右边第一项可以认为是常数, 则两个波组的频谱比之对数仅是圆频率 ω 的一次函数, 利用最小二乘法求出斜率, 层 Q 即可求出。亦可考虑取一个固定频率与一个流动频率的振幅比, 从而求某一地层以上的平均 Q , 取两频率 ω , ω_0 的 $A(\omega)$ 比值, 如下式

$$\text{Ln} \frac{|A(\omega, \gamma)|}{|A(\omega_0, \gamma)|} = \text{Ln} \frac{|A_0(\omega, \gamma)|}{|A_0(\omega_0, \gamma)|} - \frac{\omega - \omega_0}{2Q} t \quad (14)$$

式中, ω_0 为固定圆频率, ω 为流动圆频率, $A(\omega, \gamma)$, $A_0(\omega_0, \gamma)$ 分别是圆频率为 ω , ω_0 的振幅谱, t 为界面反射波到时, 同样, 可以把第一项看作是常数项, (14) 式仅是 ω 的一次函数, 求出了斜率, Q 则极容易得到。

三、实际资料处理

1986年—1988年, 福建省地震局在福州盆地及其邻近区域完成了数条地震探测剖面。本文选择了其中的宁德炮、永春炮, 地震记录剖面来反演该区域的地壳 Q , 测点及炮点分布如图1所示。各观测点只记录地震波垂直分量, 观测仪器的带宽为 1—30 Hz, 宁德炮、永春炮的地震记录剖面分别为图2, 图3, 记录中所能识别的主要震相有: 属于基岩面和结晶基底的

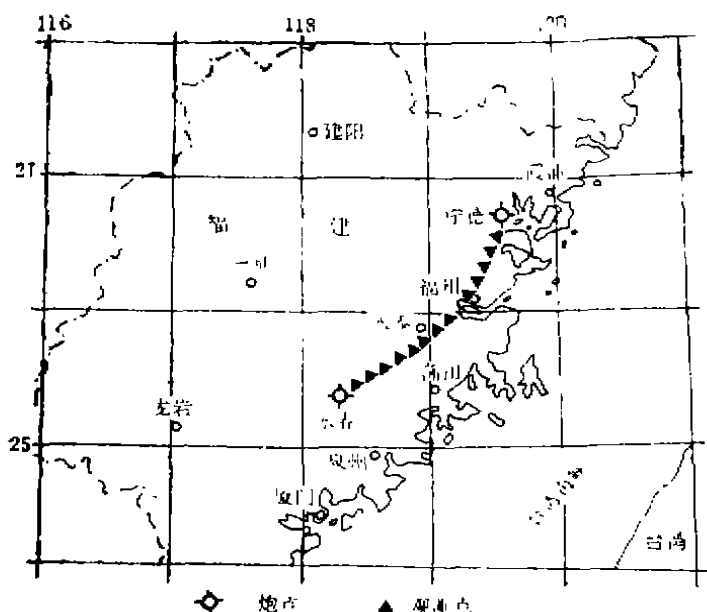


图1 测区炮点、观测点分布图

Fig.1 Explosion location of the observation area and distribution of the observation points

1. 炮点; 2. 观测点

首波或弱梯度回折波 P_g , 低速层顶部反射波 P^0_3 , 低速层底部反射波 P^0_4 , 下地壳某界面的反射波 P^0_n , 和莫霍面强反射波 P^n 以及莫霍面射波 P_n .

由于接收仪器所记录到的信号是观测点处的地动速率, 所以必须把地动速率转换成地动位移, 在频率域中, 地震波的速度谱与位移谱有如下关系:

$$S(\omega) = \frac{v(\omega)}{i\omega} \quad (15)$$

为此, 首先对感兴趣的反射波组进行取样, 取样长度为 $0.5S$, 采样间隔为 $0.01S$, 为减小两端数据的影响, 采用余弦窗函数 $0.5(1 + \cos \frac{\pi t}{T_m})$ 进行修蚀, T_m 为采样长度, 然后对

数据做FFT变换, 依据(15)式转换成位移谱, 并求出相应的振幅谱比的自然对数。

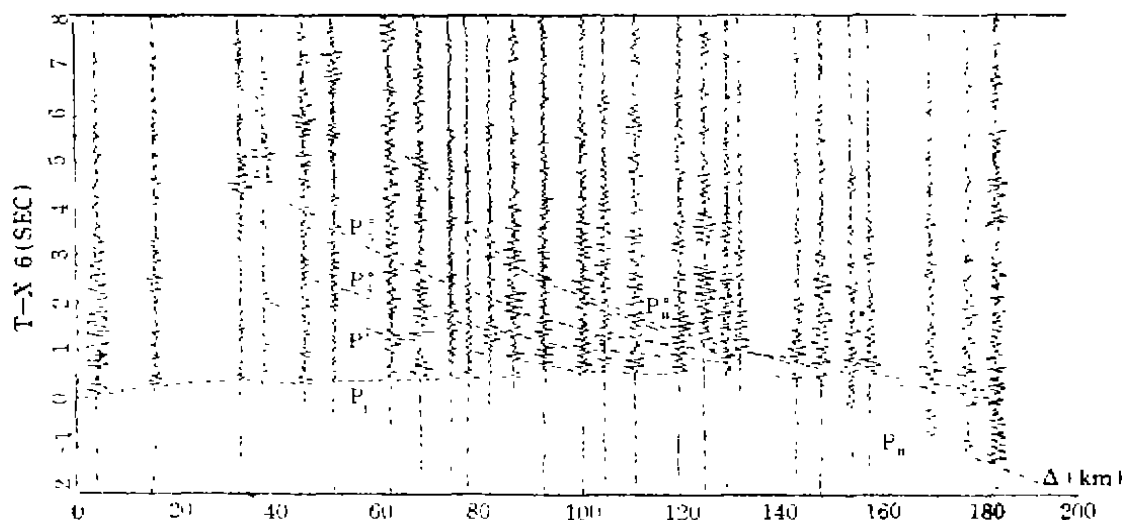


图2 宁德炮记录剖面图

Fig. 2 The recording profile of explosions in Ningde

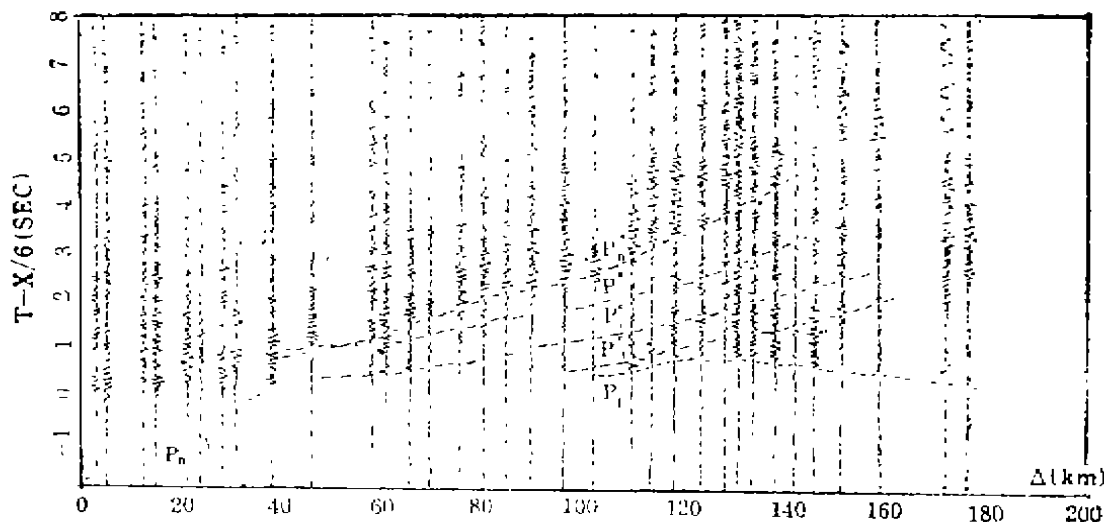


图3 永春炮记录剖面图

Fig. 3 The recording profile of explosions in Yongchun

地震波从震源发出时，不同炮点所激发产生的地震波频谱是不一样的。图4，图5分别为宁德炮，永春炮近炮点处所记录到的地震波谱，宁德炮主频在5—10Hz之间，而永春炮主频则在10—15Hz左右。这说明在计算Q值时，所选择的频带范围依各炮激发的主频范围而定。同时，地震波通过地下介质传播至观测点，由于地下各界面反射波所经路径各不相同，因而来自不同层的反射波谱也是各不相同的，一般地说，波谱的主频随地层深度的增加而向低频移动。这在选择求Q的频谱比范围时也是必须考虑的因素。

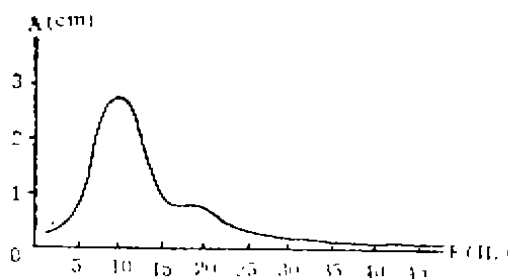


图4 宁德炮频谱图

Fig. 4 Frequency spectrum of explosions in Ningde

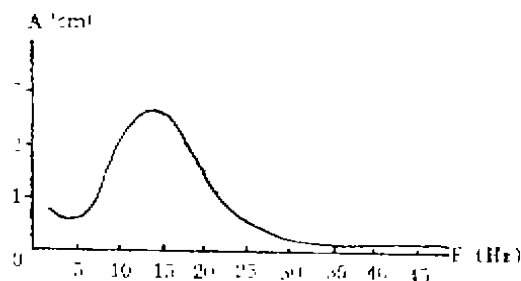


图5 永春炮频谱图

Fig. 5 Frequency spectrum of explosions in Yongchun

四、结果与讨论

利用记录剖面中不同层的反射波组进行频谱分析和计算，我们获得了福州地区的地壳Q结构。宁德炮，永春炮记录的纵向层平均Q的变化如图6所示：宁德炮地表至 P_n 界面地壳

平均Q为160—260，下地壳Q为170—220，而永春炮地表至P₀界面地壳平均Q为170—220，下地壳则为180—220。其中十分有趣的是：无论宁德炮还是永春炮，两炮所得到的低Q区正好与地壳一维速度模型中的低速层相对应，宁德炮低速层Q明显偏低为20—90，永春炮低速层Q更是低得仅为40—80，两炮低速层Q值相差近两倍。这说明地壳内低速带Q存在横向变化。利用两炮记录中的莫霍面反射波，我们还求得了宁德—永春区间莫霍面以上地壳平均Q（图8），它与宁德—永春地壳二维速度结构（图7）具有良好的对应关系，从图中可知，福州盆地北侧地壳Q为320—450，南侧为300—420，盆地中心部位为120—150，与南北两侧相比明显偏低。研究Q值的横向变化可以发现，Q曲线的最低点与温泉的分布和深断裂位置具有某种对应关系，如福州盆地中部的地壳Q仅为120—150，而那里正好是温泉分布区，且处在闽江断裂带上，永泰—梧桐地段，地壳平均Q也出现相对低值（Q为250—300），那里是兴化湾断裂与大樟树溪断裂的交汇区，同时也是温泉分布区。

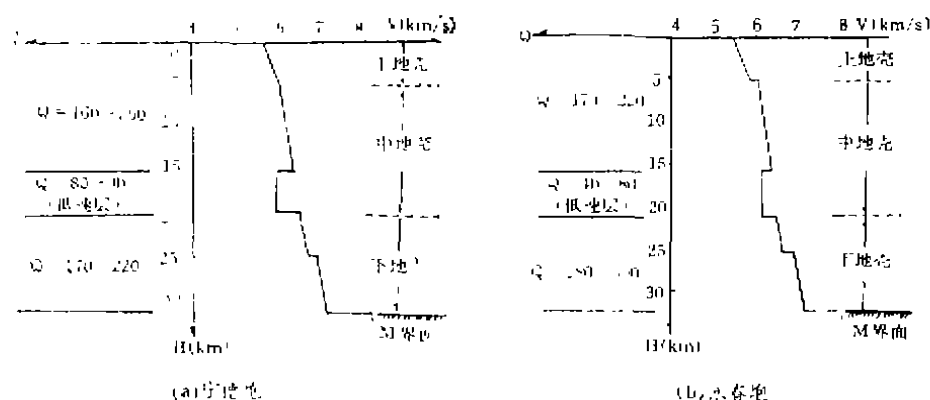


图6 宁德炮和永春炮层Q结构及一维地壳速度结构图
Fig. 6 Q-structure of the structure of one-dimensional crustal velocity of explosions in Ningde and Yongchun

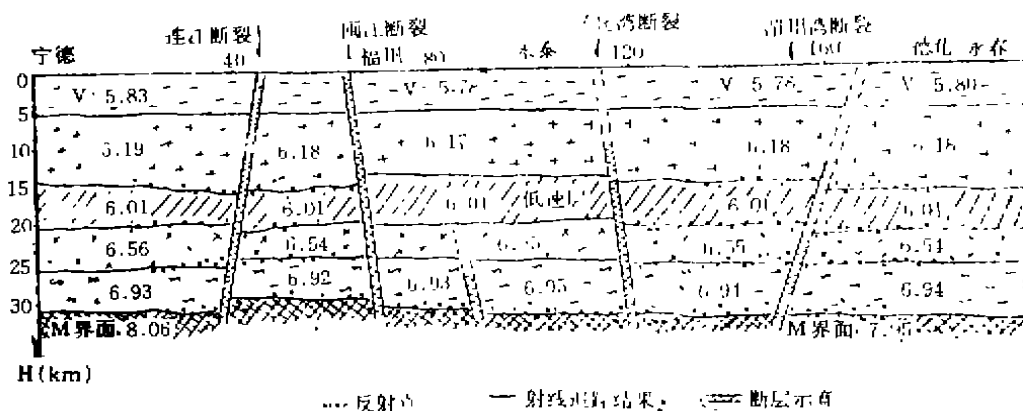


图7 宁德—永春区间地壳速度结构图
Fig. 7 Structure of the crustal velocity in the area between Ningde and Yongchun

从以上的分析, 我们可以得出结论:

(1) 地壳低Q区与地热温泉区关系密切;

(2) 地壳低Q层与地壳低速层相对应, 这从另一侧面说明了福州盆地及其邻近区域地壳低速层的存在;

(3) 地壳Q结构的横向变化, 以福州盆地为最低, 南北两侧增高, 其中北侧又比南侧高, 位于福州盆地南侧的永泰—梧桐地带也出现相对低Q区, 这说明该区地壳Q与温泉分布和深大断裂的存在有着极为密切的关系。

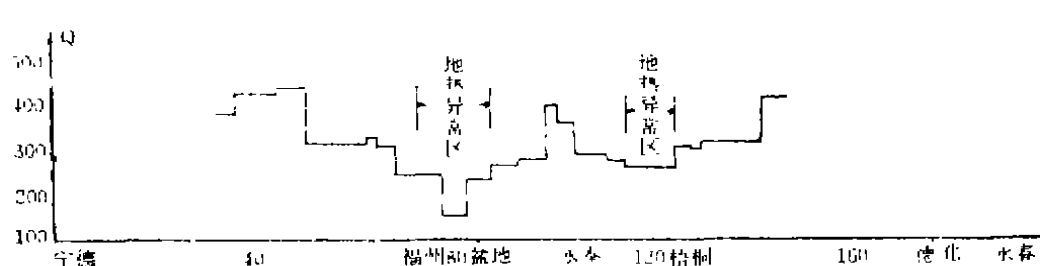


图8 福州地区地壳平均Q值横向分布图

Fig. 8 Cross distribution of average Q-value in Fuzhou area

参 考 文 献

- (1) 廖其林等, 福州盆地及其周围地区地壳深部结构与构造的初步研究, 地球物理学报, Vol. 33, No. 2, P139—149, 1990.
- (2) D.L. Anderson, and I.W. Given, Absorption Band of Model for the earth, J.G.R., Vol. 87, 3893—3904, 1982.
- (3) 滕吉文等, 中国东部马鞍山——常熟——启东地带地壳与上地幔结构和速度分布的爆炸地震研究, 地球物理学报, Vol. 28, No. 2, P155—169, 1985.
- (4) F. Thouvenot, Frequency Dependence of the Quality Factor in the Upper Crust: A Deep Seismic Sounding Apparatus, Geophys. J. G. Astr. Soc., Vol. 73, 427—447, 1983.
- (5) K. Aki, Attenuation of Shear-Waves in the Lithosphere for Frequencies from 0.05 to 25 Hz, Phys. Earth Planet. Inter., Vol. 21, No. 1, 50—60, 1980.
- (6) 陈运泰等, 巧家, 石棉的小震震源参数的测定及其地震危险性的估计, 地球物理学报, Vol. 19, P206—233, 1976.
- (7) 陈培善, 地震波的衰减与介质的Q值, 国际地震动态, No. 4, 1985.

Q-STRUCTURE IN FUZHOU AREA AND ITS CROSS INHOMOGENEITY

Qiu Taoxing, Liao Qilin, Wang Zhenming

(Institute of Seismological Bureau of Fujian Province)

[Abstract] In the frequency domain, basing by the data of manual ex-

Key words: Fuzhou of China; Crustal structure; Medium and quality factor; Lateral heterogeneity

地 址: 兰州市天水路236号 **邮政编码:** 730000
开户银行: 兰州市科技信用社
帐 号: 01—20