

深井中地震波观测结果的某些物理解释

王俊国 张少泉¹⁾ 卫鹏飞 吴晓芝

(天津市地震局)

摘 要

随着深井观测地震台网的进一步发展,在深井中获得的地震资料反映出了不少有意义的信息。本文对纵向不同深度上记录的地震波特征进行了分析和研究,探讨了纵向不同深度上各点之间记录的地震波走时差异和振幅差异的物理成因,指出了台基介质特性及空间状态(全空间或半空间)对地震波传播特征和记录特征的影响,并用软盖层效应加以统一解释。结果表明,在地下纵向不同深度上,自下而上直至地面,地震波的位移幅度逐渐放大、走时加长、周期变大;平原地区的松散沉积覆盖层对地震波产生放大、延时和滤波作用;在井下可以观测到向下传播的地面反射波,因而使得波列变复杂。

一、地面和地下垂直方向上地震波记录特征差异的理论分析结果

设有 n 层均匀介质,其模型如图1所示,自上而下每层的厚度为 $H_1, H_2, \dots, H_{j-1}, \dots, H_n$,各

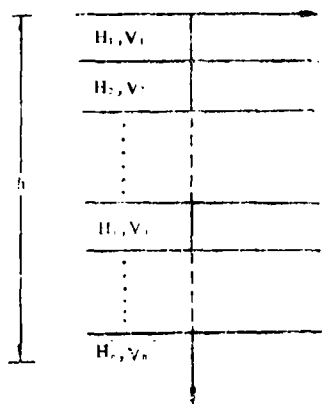


图1 n 层均匀介质模型

Fig.1 The model for the homogeneous medium in the n layers

层的速度为 $V_1 < V_2 < \dots < V_{j-1} < \dots < V_n$,地面点 S_0 与垂直于该点下方的点 S_i 之间的距离为 h ,并定义点 S_0 与 S_i 的地震波走时 t_0 和 t_i 之差为

$$\Delta t = t_0 - t_i. \quad (1)$$

由地震波的走时关系不难导出

$$\Delta t = \sum_{j=1}^{n-1} \frac{H_j}{V_j} \cos i_{j-1} + \frac{h - \sum_{j=1}^{n-1} H_j}{V_n} \cos i_{n-1},$$

$$j = 1, 2, 3, \dots, n.$$

(2)式中的 $i_{1..1}$ 是地震波在第 j 层介质内的入射角。当 $n=1$ 时

$$\Delta t = \frac{h}{V_1} \cos i_0, \quad (2)$$

当 $n=2$ 且 $h>H_1$ 时,

$$\Delta t = \frac{H_1}{V_1} \cos i_0 + \frac{h-H_1}{V_2} \cos i_1. \quad (4)$$

而地震波在点 S_0 和点 S_1 引起的地动位移振幅 A_0 和 A_1 则存在如下关系:

$$A_0 = k_1 \cdot A_1, \quad k_1 > 1. \quad (5)$$

文献〔1〕中将 k 称为地面振幅放大因子。冯德益等人(1989)认为, k_1 值是观测深度 h 、震中距 Δ 和震源深度 Z 的函数,即 $k_1 = f(\Delta, Z, h)$,并有 $f(\Delta, Z, 0) = 1$ 。 k_1 的大小依赖于地震波在地下点 S_1 处的入射角、在地面点 S_0 处与 V_1/V_2 有关的反射转换系数和点 S_0 与 S_1 之间的折射系数。它与观测层位的介质特性有关,而与地震波到达点 S_1 之前的具体射线路径及波的类型无关。

二、井下和地面实际观测资料的对比分析结果

1. 井下和地面介质均为覆盖层(静海地震台)的情况

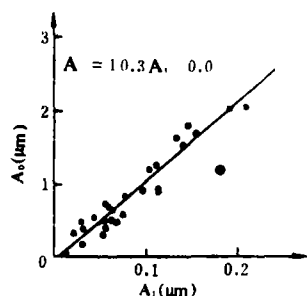


图2 静海地震台 A_1-A_0 关系图

Fig. 2 The relation curve of A_1-A_0 at Jinghai station

表1 静海地震台 Δt 的大致量级

震相	Δt (s)	Δt 的优势分布 (s)
$\bar{P}$	0.2—0.9	0.4—0.5
$\bar{S}$	0.4—0.8	0.5—0.6
P_n	0.4—0.5	
S_n	0.4—0.7	

静海地震台位于华北平原,其所处位置有1000多米厚的第三纪和第四纪土层覆盖于基底之上。地面地震仪安装在地面摆房之内;井下地震仪安装在井下370m深处的第三纪和第四纪交界部位。

通过对该台井下和地面两套地震仪共同记录到的64次地震记录分析,由水平分量最大振幅之算术平均值得到 $k_1=10.3$ (图2);4个震相 Δt 的大致量级如表1所列。

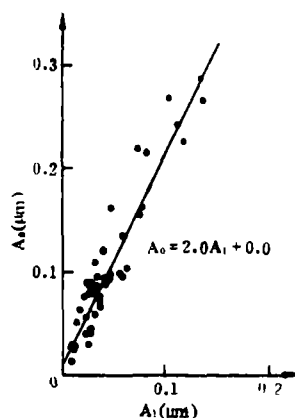


图3 北京地震台 A_1-A_0 关系图

Fig. 3 The relation curve of A_1-A_0 at Beijing station

2. 井下和地面介质均为基岩(北京地震台)的情况

北京(白家疃)地震台,位于北京西郊山区,地表基岩出露。地面地震仪安装在地

面山洞之内，井下地震仪安装在井下310m深处的基岩之中。

通过对该台井下和地面两套地震仪共同记录到的46次地震记录分析，由水平分量最大振幅之算术平均值得到 $k_s = 2.0$ （图3），而各震相的 Δt 一般都小于0.1s。

三、物理解释

1. 关于 Δt 的物理解释及其意义

由图4可知，点 P_1 与点 S_1' 的距离为 r 。当 $h \leq H_1$ 时， $r \propto h$ ；当 $h > H_1$ 时， $r \propto H_1$ 。故

$$r = \begin{cases} h \cdot \tan i_0, & h \leq H_1; \\ H_1 \cdot \tan i_0, & h > H_1. \end{cases} \quad (6)$$

r 的大小取决于 i_0 的大小，而在地震波以一定的角度入射时， i_0 的大小仅与上下两层介质的速度变化有关，即 $i_0 \propto V_1/V_2$ 。当 V_1 比 V_2 小很多时， i_0 亦变得很小，接近于垂直入射。在单层或双层介质 $h \leq H_1$ 的条件下，有如下近似关系

$$\Delta t_1 = -\frac{h}{V_1}, \quad h \leq H_1, \quad i_0 = 0. \quad (7)$$

在北京地震台，井下和地面的介质均为基岩，介质性质变化不大。当地震波垂直入射（ $i = 0$ ）时，将北京地区P波和S波的平均传播速度 $V_P = 6.01 \text{ km/s}$ 、 $V_S = 3.45 \text{ km/s}$ 分别代入（7）式，得到 Δt_P 和 Δt_S 的最大值分别为0.05s和0.09s。

在静海地震台，将基岩面以上的覆盖层作为一层均一的低速介质层， $h < H_1$ ，当地震波垂直入射（ $i = 0$ ）时，按照 $V_P/V_S = 1.73$ 的比例关系，设 $V_P = 1.00 \text{ km/s}$ 、 $V_S = 0.58 \text{ km/s}$ ，代入到（7）式，得到 Δt_P 和 Δt_S 的最大值分别为0.4s和0.6s。

以上讨论的是井下和地面介质性质相近（ $h \leq H_1$ ）的情况。当基岩上覆盖层较薄，并孔穿透覆盖层而深入到基岩之中（即 $h > H_1$ ）时，计算 Δt 的大小则需考虑用（4）式。例如江苏省淮阴地震台， $h = 325 \text{ m}$ 、 $H_1 = 182 \text{ m}$ ，当震中距足够大时，（4）式等号右边第二项趋于零，可以忽略；而当 $V_2 \gg V_1$ 时，第一项中的 $\cos i_0$ 接近1，故而

$$\Delta t_2 = \frac{H_1}{V_1}. \quad h > H_1, \quad i_0 = 0. \quad (8)$$

当 V_1 值已知时，可由覆盖层厚度 H_1 来大致估计淮阴地震台的 Δt 值。

理论分析与实际观测结果都表明 $\Delta t_S > \Delta t_P$ ，这与山本英二等人（1975）在日本岩槻观测台的3510m深井中观测到的 $\Delta t_P = 1.1 \text{ s}$ 、 $\Delta t_S = 2.8 \text{ s}$ 相一致。 $\Delta t_S > \Delta t_P$ 可能与两种波的传播速度不同有关，而相同性质波的 Δt 大小，可能与 h 、 H 和 V 等有关。

2. 关于K的物理解释及其意义

根据地震波的反射、折射定律和实际观测结果，在均匀的地壳岩石层中，地震波入射位

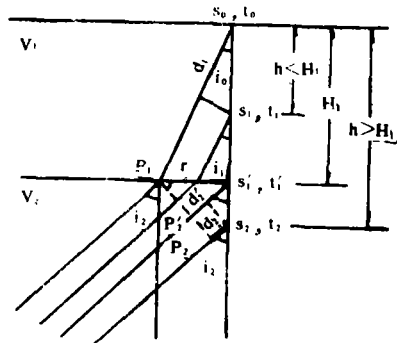


图4 双层（ $n = 2$ ）均匀介质模型
Fig. 4 The model for the homogeneous medium in the double layer ($n = 2$)

移振幅 A 与自由表面地动位移振幅 A_s 之间存在如下关系：

$$\frac{A_s}{A} = \begin{cases} 1.8-2.3, & \text{P波和SV波;} \\ 1, & \text{SH波。} \end{cases}$$

取其平均值, 可有

$$\frac{A_s}{A} \approx 2. \quad (9)$$

这就是众所周知的表层两倍效应。

在北京地震台, $A_0 = A_s$, 将其 $K_s = 2.0$ 代入(5)式, 并与(9)式联立, 可以得到一个很有意义的结果, 即 $A_1 = A$ 。就是说, 在北京地震台井下观测到的地动位移振幅 A_1 与地震波的入射位移振幅 A 的大小非常接近, 几乎相等。从而可以认为, 在井下和地面介质均为性质相同的基岩条件下, K 值主要受自由表面效应的影响。

在静海地震台, 由于覆盖层的存在, 其 K_1 值大约为10, 其中既有自由表面效应的影响, 也有覆盖层放大效应的影响, 后者的影响可能比前者更大一些。吴富春等人(1989)的实验结果也表明, 覆盖层对地震波具有放大效应, 覆盖层越多、越厚, 其放大效果也越明显; 而且覆盖层表面的振幅谱较之基底有向低频端移动的倾向。覆盖层对地震波的放大效应, 关系比较复杂, 其中有许多土动力学的问题, 这里不作专门的讨论。但地震波在覆盖层内的多次反射、折射产生共振而激发起波能放大的量级, 大于由阻尼的衰减所引起的波能减少的量级, 可能是影响 K 值的主要原因。

四、井下观测的地震波波场特征

前面讨论的有关井下记录的地震波走时、振幅等特征, 可以从波场计算得到统一解释。

造成井下与地面地震波记录特征的差异, 其原因主要在于覆盖层的吸收、放大、滤波等作用。这些作用统称为软盖层效应——非线性介质的粘弹性。

对于开尔芬体, 本构方程的张量形式可以写成

$$\sigma_{ij} = \delta_{ij} \left(\lambda + \lambda' \frac{\partial}{\partial t} \right) e_{kk} + (2\mu + 2\mu' \frac{\partial}{\partial t}) e_{ij}. \quad (10)$$

式中 λ' 称为压缩粘滞系数, μ' 称为畸变粘滞系数, 总称为粘滞系数; λ 、 μ 称为弹性系数, 又称为拉梅系数。将其代入运动方程, 并由有限逼近的瞬态问题化为具有下列形式的矩阵微分方程

$$[K] \{\phi\} + [C] \{\dot{\phi}\} + [M] \{\ddot{\phi}\} = R(t). \quad (11)$$

式中 $[K]$ 为总刚度, $[C]$ 为阻尼矩阵, $[M]$ 为质量矩阵, $R(t)$ 为随时间变化的外力项。为求解该方程采用修正的线性加速度逐步积分法。

表2给出一个双层模型, 在半无限空间上有一覆盖层, 其下层为坚硬的花岗岩。上层介质既有放大(速度低)又有吸收(粘滞系数大)作用, 两者结合则产生井下不同深度以及地面上地震波运动学和动力学特征的各种差异。为了对比方便, 除其它参数外表中还给出两种情况下的粘性系数。

假定从基岩底面输入SH波, 在垂直入射的简单情况下, 除在上下层分界面处产生反射波外, 还在自由界面产生反射波。在计算中取单元线度为波长的 $1/10$; 模型两侧均取人工

表 2

双层介质模型参数

结构	厚度 m	单元尺度 m ³	速度 m/s	密度 kg/m ³	弹性参数	粘性参数 (I)		粘性参数 (II)	
					$\lambda = \mu$	λ'	μ'	λ'	μ'
覆盖层	400	50 × 150	1520	1800	9.4×10^8	2.5×10^8	2.5×10^7	5.0×10^4	5.0×10^6
基底层	2000	200 × 150	6080	2400	2.0×10^{10}	5.0×10^8	5.0×10^8	1.0×10^8	1.0×10^8
总计	总厚度 (m)		总长度 (m)		结点总数		单元总数		
	2400		9150		1159		2160		

λ 、 μ 、 λ' 和 μ' 单位为 $N/m^2 \cdot s$

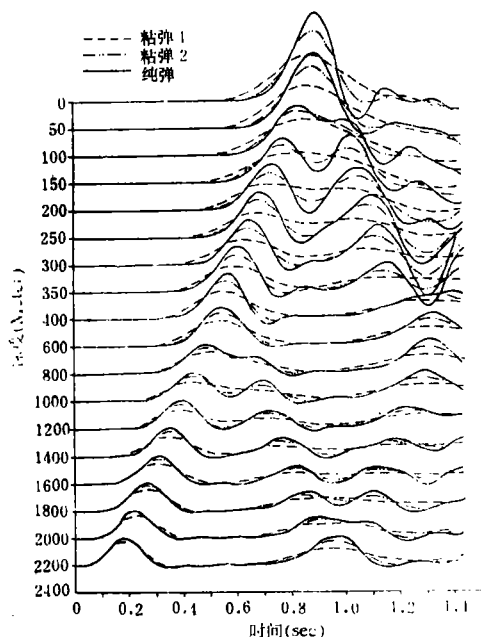


图 5 井下地震波的位移波场特征

Fig. 5 The characteristics for the displacement wave field of the seismic wave observed in holes

4. 地震波在地面和上下层界面处产生反射波, 从图中可以清晰看到两组反射震相向下传播的情形。由于自由界面的两倍效应, 使得自由面反射震相比层界面反射震相要强。

以上几点波场特征, 在真实的地震记录中都有不同程度的反映。尤其是上述的第 3 点特征, 很好地解释了井下介质为覆盖层时, 地震波位移幅度小于基岩地面地震波位移幅度的现象。

本文的工作得到了冯德益研究员的热情指导和帮助, 在此谨表谢意。

(本文 1990 年 6 月 20 日收到)

参 考 文 献

- [1] 王俊国、卫鹏飞、吴晓芝. 井下与地面地震波记录特征的对比研究. 地震学报, Vol. 10, No. 3 P270—279, 1988.
- [2] 王俊国、卫鹏飞、吴晓芝、李彦林、周焕鹏. 华北平原井下地震波记录特征和近震震级的测定, 深井地震波观测研究, 72—80, 学术书刊出版社, 1989.
- [3] 中国科学院地球物理研究所, 近震分析, 地震出版社, 1977.

投射边界或高阻尼边界, 以消除人工边界的虚拟反射波; 积分时间间隔为模型最小振动周期的 $1/6$, 即相当于单元体最短边长的走时之半; 为突出粘性介质的衰减效应, 取较大的阻尼系数; 为解释表层的放大效应, 取上下层的速度之比为 $1:4$ 。

图 5 是利用上述方法所得不同深度上地震波位移变化。从图中可以看出:

1. 在总趋势上, 自下而上地震波位移幅度放大、走时加长, 这与覆盖层速度远低于基岩层速度有关。

2. 自上而下, 粘弹波不仅位移幅度放大, 而且优势周期也明显加大。在第二种情况下, 地面记录位移周期几乎为基底输入周期的两倍。

3. 在纯弹性和粘弹性两种情况下, 由于粘滞性的存在, 使得粘弹波的位移幅度明显低于纯弹性波位移幅度的大小, 而且第二种粘性情况又明显低于第一种粘性情况。

- [4] 冯德益、何柏荣、吴国有、聂永安, 计算层状介质理论地震图和部分分离变量—有限差分方法, 中国地震, Vol. 4, No. 3, P59—71, 1988.
- [5] 冯德益, 地震波理论与应用, 地震出版社, 1988.
- [6] 冯德益、吴国有、聂永安、郭瑞芝、何柏荣, 井下与地面记录的地震波动力学特性的某些理论分析及其应用, 深井地震波观测研究, P24—46, 学术书刊出版社, 1989.
- [7] 吴国有、冯德益、何柏荣、聂永安、郭瑞芝, 层状介质中的内源引起的地震波理论地震图的部分分离变量—有限差分, 地震研究, Vol. 11, No. 2, P133—144, 1988.
- [8] 吴国有、冯德益、聂永安, 联合使用井下与地面地震观测台网的三维地震定位方法初探, 深井地震波观测研究, P81—84, 学术书刊出版社, 1989.
- [9] 吴富春、许俊奇、赵选利, 华县大震等烈度线形状的实验研究, 地震学报, Vol. 11, No. 2, P181—192, 1989.
- [10] 张少泉、李凤杰、林云松, 深井观测随深度的变化规律—复合对数模型, 深井地震波观测研究, P5—23, 学术书刊出版社, 1989.
- [11] 张诚, 地震分析基础, 地震出版社, 1986.
- [12] 徐果明、周慕兰, 地震学原理, 科学出版社, 1982.
- [13] 郭自强, 固体中的波, 地震出版社, 1982.
- [14] 傅淑芳、刘宝诚、张文艺, 地震学教程, 地震出版社, 1980.
- [15] 山本英二、渡田和郎、笠原敬司, 岩槽深井观测所でのバツケゲテウンド・ノイズなよびれを媒体とするノイズの除去, 地震, 28, P171—180, 1975.
- [16] Kenneth H. Huebner, The Finite Element Method for Engineers, John Willey and Sons., 1975.

SOME PHYSICAL EXPLANATION FOR THE DATA OF SEISMIC WAVES OBSERVED IN DEEP HOLES

Wang Junguo¹⁾, Zhang Shaoquan²⁾, Wei Pengfei¹⁾, Wu Xiaozhi)

Abstract

With the development of the deep-hole seismic network, much significant information has been reflected in the seismic data observed in deep holes. In this paper, the characteristics of seismic waves recorded at different longitudinal depths are analysed and studied; the physical origins for the travel-time difference of seismic waves and the amplitude difference recorded at various longitudinal depths are investigated; the effects of the characteristics for the medium of the station base and its spacial condition (full space or semi-space) on the characteristics of propagation and record of seismic waves are indicated; and then all above-mentioned is explained uniformly by the theory of soft-covering effect. The results show that at different longitudinal depths under the earth, ranging from bottom to top until the earth surface, the displacement amplitude of seismic waves is amplified gradually, the travel time lengthened and the period enlarged. The loose deposit overburden in the plain area has the effect of amplification, delay and filter on the seismic waves. The reflection wave propagated downwards from surface can be observed in the holes, therefore, the wave column becomes more complicated.

1) Tianjin Seismological Bureau, China

2) Institute of Geophysics, SSB, Beijing, China