

Rayleigh 波在工程勘察中的解释方法探讨*

The interpretation method of Rayleigh wave in engineering exploration

胡家富

(云南大学地球科学系, 昆明, 650091)

文 摘 介绍了 Rayleigh 波在工程勘察中的常用解释方法, 分析了影响勘探精度的主要因素, 并提出了一种简单的解释方法。利用两个不同模型的理论频散进行计算表明, 即使模型中含明显的低速层, 该方法所得剪切波速度结构与真实值也非常接近。对实测地震波处理所得结果与单孔测井所得结果也较为吻合。

关键词 Rayleigh 波, 勘探, 解释

中图法分类号 TU 457

作者简介 胡家富, 男, 1965 年生, 1989 年在中国科学院地球物理研究所获硕士学位, 现为云南大学地球科学系副教授。主要从事地球物理学的教学与科研工作。

Hu Jiafu

(Earth Science Department of Yunnan University, Kunming, 650091)

Abstract In this paper, we introduced common interpretation methods in Rayleigh wave exploration, analysed the primary factors of effecting on exploration precision, and provided a simple method of interpretation. The computation resulted from theoretical dispersion of two different kinds of model showed that shear wave structures obtained by this method are also coincident with true values, even if slow velocity layers are obviously included in the model. Moreover, the results obtained from observed waveform are very similar to those from single-hole logging.

Key words Rayleigh wave, exploration, interpretation

1 引言*

Rayleigh 波勘探技术是近年来发展起来的一种新方法, 它可以广泛地应用于岩土工程和地基处理工程中。面波的频散特性是由于介质的层状结构所造成的, 地震学理论已经证明频散特性对介质的剪切波速度变化较为敏感。由于剪切波速度与岩土工程力学参数有着密切的关系, 它是地层划分、地基质量评价和工程抗震的主要依据。除了费用昂贵的 PS 测井外, 利用面波反演场地的剪切波速度也不失为一种有效的方法。从方法上讲, 面波勘探方法有稳态法和瞬态法两种, 稳态法技术较为成熟, 但设备较重、成本较高, 不利于推广使用。与此相反, 瞬态法具有高效、轻便的特点。然而, 瞬态面波勘探中还有许多问题需要研究和解决, 除了野镶数据采集和仪器系统外, 主要应研究以下两方面的问题: 其一是如何精确测量高频面波的相速度频散, 因为传统方法不可避免地会引入误差, 这个问题我们已作过详细讨论, 并提出了有效的方法^[1]; 其二是如何根据频散曲线反演得到地层结构模型, 这就是 Rayleigh 波勘探中的解释问题。利用频散反演地层结构应该说是一个经典的问题, 而且近年来还出现了一些精确、高效的方法^[2,3]。不过, 这些反演方法均需要提供进行反演的初始模型, 而在工程勘探中, 除了频散曲线以外, 很难得到其它信息。鉴于此, 本文分析了目前 Rayleigh 波勘探中

的各种解释方法以及产生误差的原因, 并提出一种简单的“均匀”化方法为反演提供初始模型。

2 勘探原理及解释方法

地震学理论表明, 在距震源一定的距离处, Rayleigh 波的能量最强, 特别是松散土层中尤为突出, 这一点已被观测所证实。Rayleigh 波沿地表传播, 波阵面为圆柱体, 质点振动的轨迹为椭圆, 质点振动的振幅随深度增加而衰减。理论计算表明, 当深度超过一个波长时, 振幅趋于零。因此, 一般认为 Rayleigh 波的影响深度不超过一个波长, 即某一频率的 Rayleigh 波传播特征反映了一个波长深度范围内的地层变化情况, 不同波长的 Rayleigh 波特征则反映了不同深度内的地层情况。尽管如此, 利用实测的频散曲线来确定地层的界面和速度还是一个比较困难的问题。

2.1 常规方法

对于 2 层或 3 层的介质, 杨成林等^[4]提出通过求不同频率的相速度 C 与波长 λ 的微分 $\frac{\partial C}{\partial \lambda}$, 当 $\frac{\partial C}{\partial \lambda} - f$ 曲线达到极大值时的频率, 就对应于 $C - f$ 曲线的拐点, 该拐点就是 2 层介质的分界面, 对于 3 层介质则需根据具体情况加入一校正系数(1.0~1.2), 这就是所谓的拐点法。

* 云南省自然科学基金资助项目(No. 98D004G)

另一种方法就是,认为当频率趋于无穷大时,只有第一层介质影响面波速度,可以近似认为第一层介质的剪切波速度等于面波相速度。当频率趋于零时,只有最下面一层介质影响面波速度,可以近似认为最下一层介质的剪切波速度等于面波相速度。这样,从面波频散曲线就可以确定第一层和最下一层的剪切波速度,这就是所谓的渐近线法。利用该方法可以精确地测量表层的剪切波速度,但无法确定中间层的速度。

对于介质层数较多时,一方面频散曲线在低频部分不易达到极值,另一方面拐点法也失去作用。一般认为 Rayleigh 波传播速度代表了某一深度内各层速度的平均,而且这一深度为 $K\lambda$, 这里 K 是一常数, λ 是波长。绘制了相速度与深度的关系曲线 ($V_R-K\lambda$) 后,利用下式近似计算分层的速度:

当速度 V_R 随深度 H 增加时

$$V_{Rm} = (H_n V_{Rn} - H_{n-1} V_{Rn-1}) / (H_n - H_{n-1}) \quad (1)$$

当速度 V_R 随深度 H 减小时

$$V_{Rm} = (H_n - H_{n-1}) \left/ \left(\frac{H_n}{V_{Rn}} - \frac{H_{n-1}}{V_{Rn-1}} \right) \right. \quad (2)$$

式中 H_n, H_{n-1} 分别为第 n 点和 $n-1$ 点的深度, V_{Rn}, V_{Rn-1} 分别为第 n 点和 $n-1$ 点以上的平均速度, V_{Rm} 为 H_n-H_{n-1} 之间的层速度。

2.2 半波长法

拐点法和渐近线法受模型层数限制,离实际情况较远;而近似法在计算过程中,比例系数 K 的选取是个关键,采用不同的 K 值可能会使所得结果与实际相差甚远,另外选点计算有很大的任意性,不同的点可能会使速度产生较大的偏差。能量以波的形式传播, Rayleigh 波振幅随深度增加而衰减,当振幅衰减到地表的 2.718 分之一时,定义该深度为面波的穿透深度^[5]。

为了探讨穿透深度与波长的关系,我们给定如表 1 所示的两个地层模型,其中模型 1 的速度随深度增加而增加,而模型 2 中含有低速层。利用模型 1,2 分别计算 Rayleigh 波的本征函数,计算出不同周期的面波振幅随深度的分布,根据勘探深度的定义得到不同周期 Rayleigh 波的穿透深度与波长之比如图 1,2 所示。

从图 1 中可看出,当模型中不含低速层,而且地层速度随深度而增加时,随面波周期的增加,即勘探深度较大时,面波影响深度越来越接近于 0.5 个波长,这可能就是弹性波理论中的半波长解释的由来。但是,在图 2 中穿透深度与波长之比并没有明显的变化规律,只是随着介质的速度增加,介质越来越趋近于弹性时,面波穿透深度也趋于 0.5 个波长。从这个例子可以看出,对于浅层面波勘探,特别是在松散土层中的工程勘探,采用半波长理论解释可能会带来较大误差。

表 1 理论地层模型

Table 1 Theoretic layer model

层号	层厚 /m	模 型 1			模 型 2		
		α	β	ρ	α	β	ρ
		/(km/s)/(km/s)/(g/cm ³)			/(km/s)/(km/s)/(g/cm ³)		
1	1	0.42	0.10	1.40	0.50	0.12	1.42
2	1	0.44	0.11	1.40	0.61	0.15	1.45
3	1	0.46	0.11	1.41	0.73	0.17	1.47
4	1	0.48	0.12	1.41	0.85	0.20	1.50
5	1	0.50	0.12	1.42	0.76	0.18	1.48
6	1	0.53	0.13	1.42	0.69	0.16	1.46
7	1	0.55	0.13	1.43	0.62	0.15	1.45
8	1	0.57	0.14	1.43	0.56	0.13	1.43
9	1	0.59	0.15	1.44	0.65	0.15	1.45
10	1	0.61	0.15	1.44	0.73	0.18	1.47
11	1	0.63	0.16	1.45	0.82	0.20	1.50
12	1	0.65	0.16	1.45	0.91	0.22	1.52
13	1	0.67	0.17	1.46	1.00	0.24	1.54
14	1	0.69	0.17	1.47	1.09	0.26	1.56
15	1	0.72	0.18	1.47	1.18	0.28	1.58
16	1	0.74	0.18	1.48	1.26	0.30	1.60
17	1	0.76	0.19	1.48	1.35	0.32	1.62
18	1	0.78	0.19	1.49	1.44	0.34	1.64
19	1	0.80	0.20	1.49	1.40	0.33	1.63
20	1	0.82	0.20	1.50	1.35	0.32	1.62
21	1	0.84	0.21	1.50	1.31	0.31	1.61
22	1	0.86	0.21	1.50	1.26	0.30	1.60
23	1	0.89	0.22	1.51	1.20	0.28	1.58
24	1	0.90	0.22	1.51	1.14	0.27	1.57
25	1	0.93	0.23	1.52	1.08	0.26	1.56
26	1	0.95	0.23	1.52	1.03	0.25	1.55
27	1	0.97	0.24	1.53	0.99	0.24	1.53
28	1	0.99	0.24	1.53	0.95	0.23	1.53
29	1	1.01	0.25	1.54	0.95	0.23	1.53
30	1	1.03	0.25	1.54	0.95	0.23	1.53
31	4	1.07	0.26	1.55	0.95	0.23	1.53
32	4	1.09	0.26	1.56	1.02	0.24	1.54
33	4	1.14	0.27	1.57	1.10	0.26	1.56
34	4	1.20	0.29	1.58	1.17	0.28	1.58
35	4	1.22	0.29	1.59	1.19	0.28	1.58
36	4	1.28	0.31	1.61	1.27	0.30	1.61
37	4	1.37	0.33	1.63	1.45	0.35	1.64

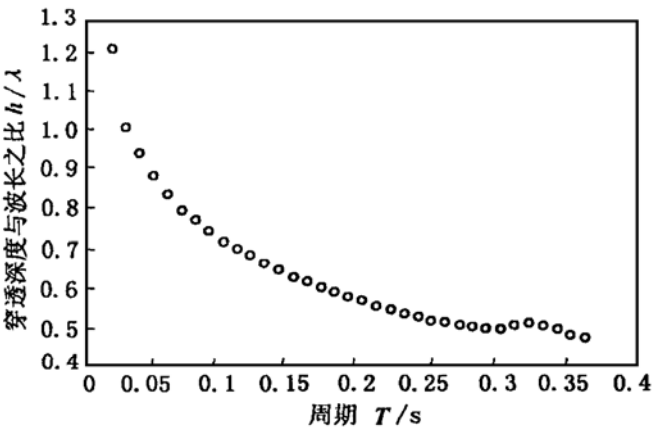


图 1 从模型 1 计算出的面波穿透深度与周期的关系
Fig. 1 Relation between affected depth of surface wave calculated from 1st model and period

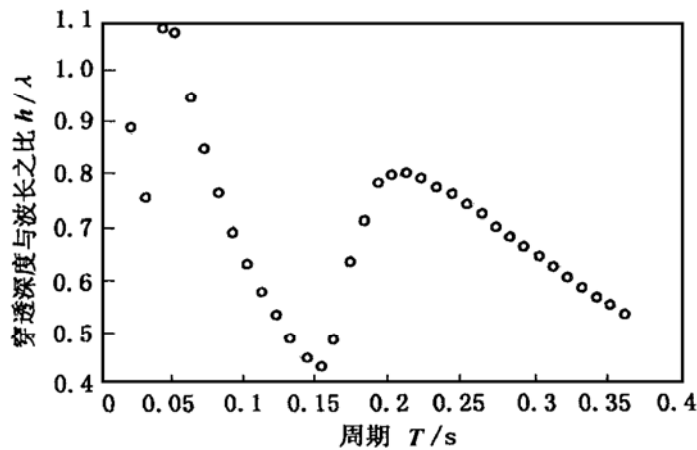


图2 从模型2计算出的面波穿透深度与周期的关系

Fig. 2 Relation between affected depth of surface wave calculated from 2nd model and period

3 等效半空间法

以上讨论了几种面波勘探中的常规解释方法, 以及各种方法的局限性。由于浅层介质结构十分复杂, 几乎没有什么规律可循, 只有根据现场测试得到的频散曲线, 通过某种近似方法得出 S 波速度随深度变化的规律, 然后再用其它方法对模型进行调整。根据地震学理论, 在均匀弹性半空间表面, 面波不存在频散现象, 且面波相速度 C 与半空间介质的剪切波速度 β 之间有如下近似关系^[6]:

$$C = \frac{0.862 + 1.14\sigma}{1 + \sigma} \beta \quad (3)$$

这里, σ 为介质的泊松比, 在含饱和水的松散土层中 $\sigma = 0.47$ 。

在层状介质中, 对某一频率的面波来说, 其频散主要是受到一定深度内各层介质的影响, 一般认为这个深度不超过一个波长。当这一深度内的介质是层状均匀时, 忽略其它影响频散的次要因素, 可近似把这一深度内的介质通过某种方式进行“均匀”化, 以保证均匀化前后介质对相速度的影响具有等效性。故式(3)中的 β 可近似认为是影响深度内各层介质剪切波速度的等效值。

为了从相速度 C 求得等效的剪切波速度值, 设第 i 个波 λ_i 的穿透深度为 h_i , 并且假定

$$h_i = m \lambda_i \quad (4)$$

这里, m 为比例系数。对第 i 个波长来说, 影响相速度的主要因素是剪切波速度, 这一点早已被地震学理论所证实, 其次应该是层厚度, 故等效半空间介质的剪切波速度可近似认为是影响深度内各层介质的剪切波速度与其厚度的加权平均, 并写为

$$\beta_i = \frac{\sum_{k=1}^{i-1} \beta_k \Delta h_k + \beta_i \Delta h_i}{h_i} \quad (5)$$

这里, $\Delta h_i = h_i - h_{i-1}$, 在实际计算时, 第一个频率点从最高频开始, 此时, 利用渐近线法, 取第一层的剪切波速度 $\beta_1 = C_1$ 、厚度 $\Delta h_1 = h_1$ 。当频率间隔较小时, 利用式(3)~(5)最后得到剪切波速度随深度连续变化的曲线。

4 应用

4.1 数字实验

在这种均匀化方式下, 为确定式(4)中的常数 m , 利用表1中所给的两个模型, 分别计算出了0.02~0.36s内35个周期的频散值, 根据理论相速度频散值, 不断地改变 m 值, 使近似得到的剪切波速度随深度变化规律与模型值最接近。如图3, 4所示, 图中虚线为理论模型, 实线为均匀化得到的模型近似值, 此时的 m 值则可近似认为勘探深度与波长的比例系数。从这个例子可看出, 该方法具有较高的可信度, 尤其是对正常模型, 所得结果几乎与真实值一致。对含低速层的复杂模型, 也基本反映出了速度随深度变化的趋势。

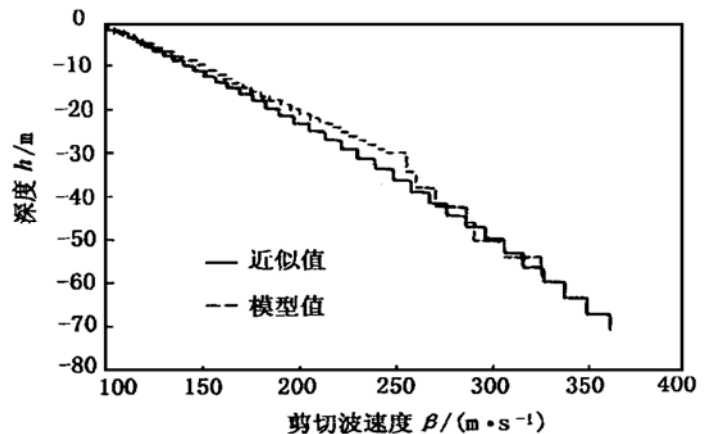


图3 模型1的真实剪切波速度剖面与反演值

Fig. 3 True profile of shear wave velocity and inversion values in 1st model

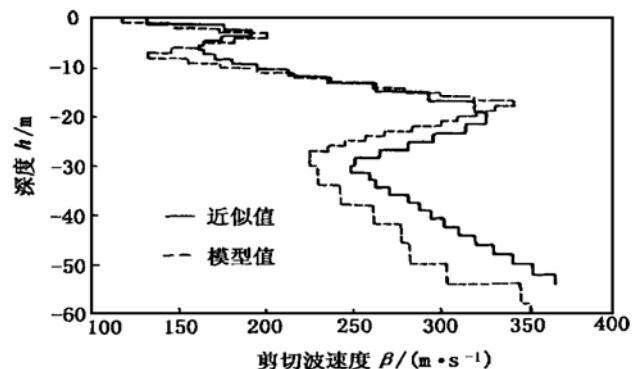


图4 模型2的真实剪切波速度剖面与反演值

Fig. 4 True profile of shear wave velocity and inversion values in 2nd model

4.2 实际应用

实际的地震勘探记录远比理论信号要复杂得多, 不仅存在高阶振型, 而且还受到工程场地的限制, 以致无法采用较大偏移, 在记录上各种震相混叠。图 5 所示是在昆明市华山南路某建筑场地作面波勘探的一个排列, 其目的是探测地下溶洞的分布, 为设计提供依据。经钻孔揭示, 整个场地内自上而下分别由人工填土、粘土、粉质粘土、粘土、砾砂、破碎灰岩和灰岩组成。

图 5 中所示记录的采样间隔为 0.2ms, 采样长度为 4 096 点。利用多道信号计算得相速度频散曲线, 由上述方法反演得到 S 波速度随深度分布如图 6(a) 中实线所示, 图中虚线为单孔法 PS 测井的结果, 图 6(b) 中的实线是由半波长方法所得的 S 波速度随深度的分布。从图中可看出, 利用等效半空间法所得结果

已基本与钻探结果一致, 特别是基岩面的埋深与钻探完全一致, 而半波长法根本没有反映出低速层的存在, 说明该方法具有重要的应用价值。

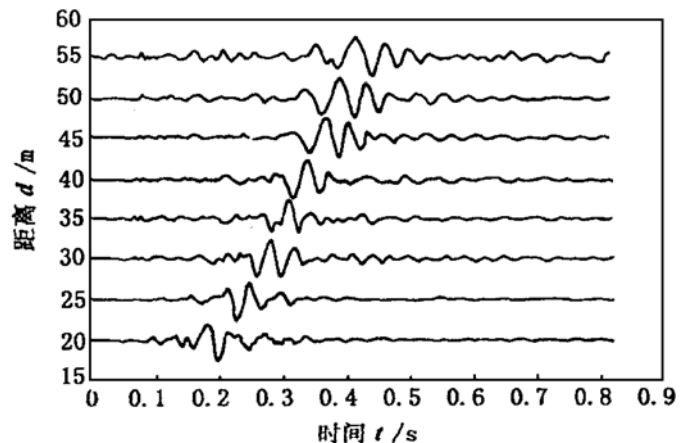
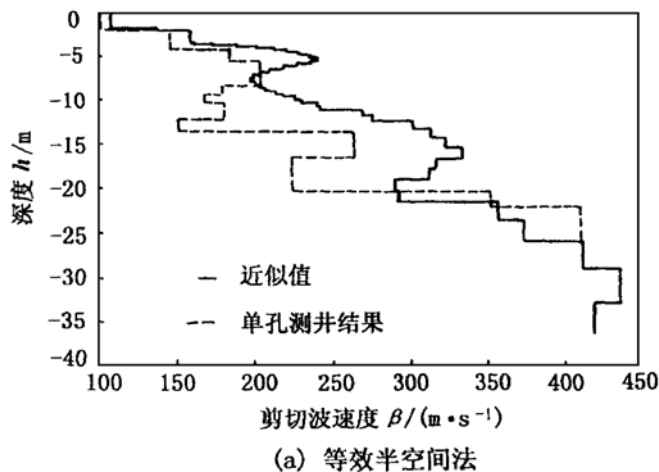
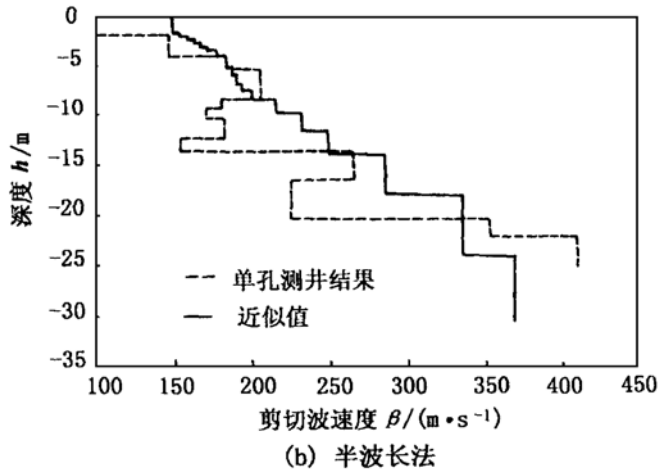


图 5 实测波形记录

Fig. 5 Observed waveform



(a) 等效半空间法



(b) 半波长法

图 6 反演所得剪切波速度剖面

Fig. 6 The inversed shear wave velocity profile

5 结 语

Rayleigh 波勘探具有操作简便、成本低的特点, 它可以广泛应用于工程地质勘察中。与钻探相比较而言, 勘探结果不一定完全相符, 首先, 钻探是一个点的结果, 而勘探是沿测线介质的平均结果; 其次, 在介质逐渐变化的情况下, 钻探可以根据多种指 进行分层标而相应的波速就难以分出明显的界面与之对应; 再则, 面波频散受一定深度内各层介质的共同影响, 它不可能精确地反映出薄层的存在。另外, 单孔法测井时均认为射线是直线, 故测井结果可能会比实际值偏低。考虑到这一点, 可认为单孔法所得结果还是具有较高精度的。从模型正演计算中看出, 在松散土层勘探中使用半波长理论进行解释可能会产生较大的偏差, 而实际资料的处理结果也显示出了这一点。等效法具有一定的理论根据, 又能满足一定的精度要求, 可以为工

程设计提供依据。当不存在低速层时, 等效法所得结果更加接近实际情况, 在高速与低速相间的复杂地层情况下, 所得结果也基本反映出了地层变化趋势。为了得到更精确的结果, 可在此基础上利用频散进行广义线性反演, 对初始模型进行调整。

参 考 文 献

- 1 胡家富, 段永康, 胡毅力. 利用多道信号测定短周期面波频散. 地球物理学报, 1998, 41(增刊): 298~304
- 2 胡家富, 温一波, 谢应齐. 利用地震面波频散反演岩石圈结构的奇异值分解算法. 地球物理学报, 1998, 41(2): 211~217
- 3 石耀林, 金文. 面波频散反演地球内部构造的遗传算法. 地球物理学报, 1995, 38(2): 189~198
- 4 杨成林等. 瑞雷波勘探. 北京: 地质出版社, 1993. 99~117
- 5 薛琴访. 场论. 北京: 地质出版社, 1978. 359~362
- 6 崔建文, 乔森, 樊耀新. 瞬态面波勘探技术在工程地质中的应用. 岩土工程学报, 1996, 18(3): 35~40