

起来，这一处理过程叫水平叠加。

这种方法能提高信噪比，改善地震记录质量，特别是压制多次波效果最好，它所利用的是动校正后有效波与干扰波之间剩余时差的差异来达到滤波作用，且在压制随机干扰方面比组合效果更好。

第一节 共中心点时距曲线方程

咱们前面学的是共炮点反射波时距曲线，但有实际意义的是其中心点（共反射点）时距曲线。

1、共反射点时距曲线

很容易看出水平界面共反射点时距曲线

方程 $t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4ho^2}$ 是双曲线， x 各道炮检距

ho 共中心点 M 处界面的法线深度

与水平界面共炮点反射波时距曲线方程在形式上是一样的，但应当注意它们在物理意义上的区别：

<1>共炮点反射波时距曲线反映地下一段界面的情况，而共反射点时距曲线则反映了一个反射点的情况。

<2>共炮点时距曲线的 t_0 反映了炮点到界面的法线深度，而共反射点时距曲线反映了炮检距中点的法线深度。

当界面倾斜时，对称于 M 点激发和接收所对应的反射点不再是一个点，因而这些道也不再是共反射点道，但是在室内处理时仍按水平界面的情况进行，这样做，实质上并不是真正的共反射点叠加，而是共中心点叠加，引入共中心点的概念之后，可以同时适合于水平界面和倾斜界面的情况。

若在 O_i 激发，在以 M 为共中心点的 S_i 点接收，则 S_i 点接收到的反射波传播时间满足用 O_i 点处界面法线深度 h_i 表示的

反射波时距曲线方程 $t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4h_i^2 + 4h_i x \sin \varphi}$

对另一个激发点处的界面法线深度也要变化，为了找出一般的共中心点时距

$$t^2 = t_{om}^2 + \frac{x^2}{Vd^2} \quad t^2 = t_{om}^2 + \frac{x^2}{\left(\frac{v}{\cos \varphi}\right)^2} \quad \frac{v}{\cos \varphi} = vd \quad \text{仍是以纵坐标为对}$$

称的双曲线。

第二节 多次反射波的特点

一、多次反射波的类型

在地震勘探中习惯把绕射波、断面波、回转波称为异常波。因为他们除有干扰的一面还有可以被利用的一面，而多次波则是一种纯干扰，必须消除掉，一般分为下面几种：

- 1、全程多次波
- 2、短程多次波
- 3、微屈多次波
- 4、虚反射

进行井中爆炸激发时，激发能量的一部分向上传播，遇到地面再反射向下，这种波称为虚反射，它与直接由激发点向下传播的地震波相差一个延迟时间 t ， t 等于波从井底到地面的双程传播时间。

二、全程多次波的时距曲线，下面以全程二次反射波为例

已知：倾斜界面 R ，倾角为 φ ，均匀覆盖介质波速为 V ，在 O 点激发， O 点处界面的法线深度是 h ，在测线上某点 S 接收到由 O 激发，在 R 界面上产生的二次全程反射波。

求：二次全程反射波的时距关系 $t=f(x)$

推导过程：

作出一个 R 的等效界面 R' ，使这个等效界面的一次反射相当于原来界面的全程二次反射波。

$$\therefore h' = \frac{\sin 2\varphi}{\sin \varphi} h = 2h \cos \varphi$$

全程二次反射波的时距曲线方程为

$$t = \frac{1}{V} \sqrt{x^2 \pm 4 \frac{\sin^2 2\varphi}{\sin \varphi} hx + 4h^2 \frac{\sin^2 2\varphi}{\sin^2 \varphi}} \quad \text{它也是双曲线}$$

在激发点 O 观测到的全程二次反射波的垂直时间是

$$to' = \frac{2h'}{V} = \frac{2h \sin 2\varphi}{V \sin \varphi} = to \cdot 2 \cdot \cos \varphi = 2to \cos \varphi$$

此式表明 ,全程二次反射波的垂直时间 to' 是同一界面一次反射波 to 的 $2 \cos \varphi$

倍 , 当界面倾角 φ 较小时 $\cos \varphi \approx 1$, 这时可近似有 $to' \approx 2to$, 这是一个常用的识

别近于水平界面的多次波的重要标志 , 利用上面的讨论可以把它推广到全程 m 次反射波的时距曲线方程

$$tm = \frac{1}{V} \sqrt{x^2 \pm 4hx \frac{\sin^2 m\varphi}{\sin \varphi} + 4h^2 \frac{\sin^2 m\varphi}{\sin^2 \varphi}}$$

$$\text{等效界面的深度 } h'm = h \frac{\sin m\varphi}{\sin \varphi}$$

$$\text{等效界面的倾角 } \varphi'm = m\varphi$$

$$\text{两种反射波的 } to \text{ 时间关系 } \frac{t'_{om}}{t_{o1}} = \frac{\sin m\varphi}{\sin \varphi} \quad \text{当 } \varphi \text{ 很小时 , 近似有 } t'_{om} = mt_{o1}$$

$$Vt = \sqrt{to^2 + (\frac{x}{V})^2} - to \quad \text{根据此式计算动校正量,并对道集中各道进行动}$$

校正,就能把量双曲线的同相轴校成水平直线,即校正为共中心点的 t_o 时间,显然上式所表示的动校正规律只适合于它的共反射点时距曲线是 $t = \frac{1}{V} \sqrt{4h^2 + x_i^2}$

形式的波,凡是曲线不符合上式的任何其它形成的波,包括来自倾斜层的反射波、多次波、绕射波等。仍接上式进行动校正,则道集内各道之波的旅行时不一定都能校正为共中点的垂直反射时间 t_{om} 而可能还存在一个时差。

剩余时差:把某个波按水平界面一次反射波作动校正后的反射时间与共中心点处的 t_{om} 之差叫剩余时差。

如任何其它形式的波的旅行时为 tr , 正常时差为 Vtr , 一次波的旅行时为 t , 正常时差为 Vt , 则剩余时差 $\delta t = Vtr - Vt = (tr - to) - (t - to) = tr - t$ 。

明确了剩余时差的含义,下面具体分析多次波的剩余时差的变化规律。

到达 D 点的波中,有较深界面 P 上的 R 点来的一次波,有较浅的 d 界面来的二次波。d 界面的多次波的路程相当于由等放界面 d' 上的反射点 Rd 来的反射波,我们假设这两个波有相同的 t_o , 这样一次波对应的界面一定深一些,多次波对应的界面浅些。因为波速随深度而变化的总趋势是增大的,下面的讨论就是从这样的假设为前提的,现在讨论多次波剩余时差与有关参数的关系,一次波的旅行时为

$$t = \frac{1}{V} \sqrt{x^2 + 4h^2} = to \sqrt{1 + \frac{x^2}{V^2 to^2}}$$

为了使多次波剩余时差公式简单明确,用二项式展开,略去高次项得

$$t \approx to(1 + \frac{x^2}{2V^2 to^2})$$

后表现为校正不足，剩余时差随 x 的加大而增大。将上式中与炮检距 x 无关的巧

用 q 代替即令 $q = \frac{1}{2t_0} \left(\frac{1}{Vd^2} - \frac{1}{V^2} \right)$ 称为多次波剩余时差参数，于是 $\delta t d = qx^2$ 。

可见，多次波的剩余时差是抛物线规律变化的，并与两个因素有关：

(1) 与炮检距 x 的平方成正比；(2) 与 t_0 有关，因为 q 随 t_0 而变，而 V 、 V_d 在一定的地区也随 t_0 而变，总的来说是 t_0 的函数，可见各种波的剩余时差曲线都有它的规律，研究各种波的剩余时差曲线的特点就可以帮助鉴别波的类型。

多次波 —— 是一次反射波的几倍
 总是校正不足

四、共中心点叠加原理

共中心点叠加是对共中心点道集进行动校正后叠加，其原理如下：(1) 对其反射点时距曲线由于采用一次反射波的速度进行动校正，动校正后剩余时差 $\delta t = 0$ 各道反射波相位相同，因而一次反射波叠加后得到加强。

(2) 对于多次波或其它规则干扰波，由于速度的差异，动校正后存在剩余时差，各道的多次波或其它规则干扰波存在相位差，因而叠加后相对削弱。

(3) 对于随机干扰，由于其出现带有随机性，共中心点各道叠加时能互相抵消一部分，因而多次叠加也能使随机干扰相对削弱。

第三节 多次叠加的特性

将共反射点道集记录进行动校正后相加，由于一次波被校正到 t_0 时间，同相叠加后相互加强。规则干扰波动校正后有剩余时差 δt ，叠加以后相互削弱，达到了压制干扰波的目的，这就是多次叠加的基本原理。

讨论多次叠加的特性就是讨论叠加前后有效波和干扰波。(1) 将发生什么变化？如何选择有关的参数才能使有效波最大限度的加强，干扰波最大限度被削弱？

一、基本公式：

设经过 n 次覆盖工作得到一共反射点道集，道集内有几道，各道炮检距为 X_1 、

$$G(jw) = g(jw)e^{-jw\delta t_1} + g(jw)e^{-jw\delta t_2} + \dots + g(jw)e^{-jw\delta t_n}$$

$$= g(jw) \sum_{i=1}^n e^{-jw\delta t_i} \quad \text{令 } k(jw) = \sum_{i=1}^n e^{-jw\delta t_i} \quad \text{则: } G(jw) = k(jw) \cdot g(jw)$$

这个公式表明，多次叠加相当于一个线性滤波器， $K(jw)$ 就是这个滤波器的特性，多次叠加对波形的改造作用可以由 $K(jw)$ 反映出来。

由上式可看到，因子 $K(jw)$ 与原来信号的类型和波的到达时间无关，它只是叠加次数 n ,频率 w 和剩余时差 δt_i 的函数 ,多次叠加滤波特性 $K(jw)$ 是一个复数，它的模 $K(w)$ 是多次叠加的振幅特性，它的幅角 $\varphi(w)$ 是多次叠加的相位特性，先

$$\text{讨论振幅特性，由上式得： } k(jw) = \sum_{i=1}^n \cos w\delta t_i - j \sum_{i=1}^n \sin w\delta t_i$$

$$\therefore k(w) = |k(jw)| = \sqrt{\left[\sum_{i=1}^n \cos w\delta t_i\right]^2 + \left[\sum_{i=1}^n \sin w\delta t_i\right]^2} \quad \text{由此式可以看出，对反射}$$

波来说，最理想的情况是它的剩余时差 $\delta t_i = 0$ ，则 $K(w)=n$ ，表明叠加后反射波增强了几倍，对于其它 $\delta t_i \neq 0$ 的波来说 $K(w)$ 一定小于 n ，这样叠加对于干扰波就起到相对削弱的作用。

显然，振幅特性曲线在 $\delta t_i = 0$ 处有最大值，其数值等于叠加次数 n ，为了便于对比分析不同叠加次数的叠加效果，把特性曲线坐标作一变换，即令 $K(w)$ 除以叠加次数，得叠加特性 $P(w)$

$$P(w) = \frac{k(w)}{n} = \frac{1}{n} \sqrt{\left(\sum_{i=1}^n \cos w\delta t_i\right)^2 + \left(\sum_{i=1}^n \sin w\delta t_i\right)^2}$$

差所占谐波周期的比数则代入得： $P(\alpha) = \frac{1}{n} \sqrt{\left(\frac{n}{2} \cos 2\pi\alpha i\right)^2 + \left(\frac{n}{2} \sin 2\pi\alpha i\right)^2}$ 这

个式子对各种波都是普遍适用的，但各种波的剩余时差 δti 的变化规律不同，因而叠加参量 αi 的变化规律也不同。

二、多次波的叠加特性

$$\text{多次波的叠加参量 } \alpha_i = \frac{\delta ti}{T} = \frac{qx_i^2}{T} = \left(\frac{1}{V\alpha^2} - \frac{1}{V^2}\right) \cdot \frac{x_i^2}{2to} \cdot \frac{1}{T}$$

$$= \left(\frac{x_i}{Vx}\right)^2 \cdot Vx^2 \cdot \frac{q}{T} \quad \text{令 } \alpha = \frac{Vx^2 q}{T}$$

$$= \left(\frac{x_i}{Vx}\right)^2 \cdot \alpha \quad \text{称它为单位叠加参量, 即当炮检距等于一个}$$

道间距时的叠加参量，又令 $k_{xi} = \left(\frac{x_i}{Vx}\right)^2$ ，则 $\alpha_i = k_{xi} \alpha$ 得多次波的叠加特性方程

$$P(\alpha) = \frac{1}{n} \sqrt{\left(\frac{n}{2} \cos 2\pi k_{xi} \alpha\right)^2 + \left(\frac{n}{2} \sin 2\pi k_{xi} \alpha\right)^2} \quad \text{这个公式给出了多次叠加效}$$

应与 k_{xi} 和 的关系，为了便于用此公式指导野外观测系统的设计，还要找出 k_{xi} 与观测系统的具体参数的关系。为此引入下列符号： X_i 是道集内第一道的炮检距（偏移距）

d：炮点的移动距离 $m = \frac{x_i}{Vx}$ 代表偏移距的道间距数。

$V = \frac{d}{Vx}$ 代表炮点移动距离的道间距数，I 是该道在道集中按炮检距由小到大

平均值。它与曲线的交点为 αc 和 $\alpha c'$ ，即当波的 落入 $[\alpha c, \alpha c']$ 区间时，就能得到最好的压制，此区间称为压制带。 $\alpha c, \alpha c'$ 称为压制带边界，压制带宽度 $V\alpha = \alpha c' - \alpha c$ ，实际在压制带内曲线还有极大值，其最大极值称为三次极值 $P_3 = P(\alpha_3)$ 能说明压制量的大小， P_3 越大，即偏离平均压制量 $\frac{1}{n}$ 越高，压制效果就可能不好。在 αc 的右边（有时也可能出现在左边），当偏移值 μ 较小时，会出现 $P(\)$ 的第一个极小点 $P_m = P(\alpha_m)$ ，如果 $\alpha_m < \alpha_c$ 则压制带就可以左移至 α_m 处，这时排列长度可适当缩小。

3、二次极值带 过了压制带之后 再增大就迅速进入二次极值带（ $\alpha > \alpha_2$ ）当干扰波的值落入二次极值带时，压制效果就会不好。因此选择参数时就使干扰波不落入二次极值带，具体地说就是道间距 Vx 不能过大，在必须使用大道间距时，应增加覆盖次数，以降低二次极值带的 $P(\)$ 值。

第四节 多次覆盖参数对叠加效果的影响及其选择原则

正确地选择多次覆盖参数，对于利用叠加效应压制多次波，加强一次波具有重要作用，为了找出指导正确选择参数的原则，就要细致地分析各种参数对叠加效果的影响，在实际生产工作中，这些参数主要指道间距 Vx ，偏移距 x_1 ，覆盖次数 n 等。

前面已讨论过，当参数 n 、 v 、 μ 不同时，叠加特性曲线的特征点 α_1 、 αc 和 $\alpha c'$ 也会不同，这就是说偏移距 x_1 ，道间距 Vx 和覆盖次数 n 不同时，叠加特性曲线的形状就不一样，下面分析这几个参数对叠加特性曲线的影响，总结出一些指导多次覆盖参数选择的原则。

一、道间距 Vx 的选择：
$$P(\alpha) = P\left(\frac{qVx}{T}\right)^2 \cdot q = \left(\frac{1}{Vd^2} - \frac{1}{V^2}\right) \frac{1}{2t}$$

$\alpha = Vx^2 \frac{q}{T}$ $q = \frac{\alpha \cdot T}{Vx^2}$ 以 q 为自变量，以 Vx 为参量，画出几个 $P(q)$ 曲线。

的干涉，动校正量太大造成浅层动校正引起的畸变严重，有时不得不用切除的办法处理，损失了许多浅层有效波信息。

三、覆盖次数 n 的选择

从图上可以看出，在压制带 $(\alpha c, \alpha c')$ 范围内， $P(\quad)$ 的平均值近于 $\frac{1}{n}$ ，就这方面而言，叠加次数越多，对于干扰波的压制越好，同时，覆盖次数 n 的加大， α_1 ， αc 的位置变化不大，压制带变宽，这说明对压制与反射波速度差异较大的多次波有利，对速度差异较小的多次波，仍需用加大道间距或增大偏移的办法，来增大它的剩余时差，以提高分辨率。

四、选择观测系统的原则和步骤

合理选择多次覆盖观测系统对多次叠加的效果往往起着决定性的作用。应当根据工作任务，工区的地质条件和仪器装备的特点恰当地选择有关参数。关于这些参数对叠加效果的影响，上面已进行了讨论，这里再具体谈谈选择观测系统的原则和步骤。

原则：(1) 要根据地下地质情况，地质任务和干扰波的特点来选择观测系统的形式，若工区内断裂发育，多次波的干扰又不太严重，则应以中间放炮或较短排列的单边或双边端点放炮的观测系统来进行工作。因为这时观测结果的精度最大（由于排列短、动校正误差小、地下反射点的密度也增加，精度就较高）。在多次波干扰严重的地区，为了压制多次波，突出一次波，应当采用偏移距较大的单边放炮长排列观测系统。从迭加特性曲线知对于浅层需选较小偏移距的观测系统，对于深层应选偏移距大的观测系统。

(2) 必须确保有效波处于通放带，干扰波落入压制带，这是多次覆盖是否有

效的必要条件。 $(\frac{\alpha_2 t^*_{\mp}}{q})^2 > V_x (\frac{\alpha_m t^*_{\mp}}{q})^2 \quad [\alpha = \frac{V_x^2 q}{T}]$ 如果有多个规则干

以上几节的讨论,假设反射界面是水平的,同时也认为动校正速度选取正确,动校正量的计算也是正确的,因而能实现真正的共反射点叠加。然而在实际工作中,这些条件不可能完全满足。例如一次波和多次波的动校正速度选择得不完全正确,反射界面不是水平的,而有一定的倾角等,为了保证多次叠加的质量,取得好的实际效果,需要分析这些因素的影响,估计可能造成的后果,找出减少或避免这些不利因素影响的办法,在这里只谈谈动校正速度参数不准以及地层倾斜两个因素对叠加效果的影响。

一、动校正速度不准确的影响

$$V_t = \frac{x^2}{2V^2 t_0}$$

(1) 如果 $V_{\text{选}} = V_{\text{真}}$, 则一次反射波动校正后 $\delta t = 0$ 迭加后加强。

而对多次反射波, 则 $V_d < V_{\text{真}}$, 校正不足, 迭加后削弱。

(2) 如果 $V_{\text{选}} < V_{\text{真}}$, 则一次反射波校正过量, 多次波有可能校正合适。

(3) 如果 $V_{\text{选}} > V_{\text{真}}$, 则一次反射波校正不足, 多次反射波更加校正不足。

二、地层倾余对叠加效果的影响

当地层倾斜时, 对水平叠加效果的影响主要有(1)共反射点分散的影响和把倾斜界面当作水平界面计算动校正量造成的校正不准确的影响。

1、共反射点分散的影响

当反射界面倾斜时, 各叠加道的反射信号并非来自同一反射点, 随着炮检距增大, 反射点要向界面上倾方向偏移。因此, 这时共地面中心点的接收道反映的不再是一个公共反射点, 而是一个反射段。这时的水平叠加实际上是共中心点叠加, 而不是共反射点叠加, 为此具体分析一下共反射点分散的情况。

$$RM' = r = \frac{x^2}{8ho} \sin 2\varphi$$

$$O'S'' = x \cdot \cos \varphi \quad SS'' = 2ho$$

$$\therefore O'R = \frac{x \cdot \cos \varphi \cdot h_1}{2ho} = \frac{x \cos \varphi}{2ho} (ho - \frac{x}{2} \sin \varphi) \quad \text{又Q } O'M' = \frac{x}{2} \cos \varphi$$

$$\therefore r = RM' = O'M' - O'R = \frac{x}{2} \cos \varphi - (ho - \frac{x}{2} \sin \varphi)$$

$$= \frac{x^2}{4ho} \cos \varphi \sin \varphi = \frac{x^2}{8ho} \sin 2\varphi$$

由上式可以看出，倾角越大，炮检距越大，反射点偏移越大，界面越深，偏移越小。

2、地层倾斜时动校正剩余时差对叠加效果的影响

倾斜界面共中心点时距曲线方程

$$t = \frac{1}{V} \sqrt{4h_{om}^2 + x^2 \cos^2 \varphi}$$

动校正量 $Vt\varphi = t - t_{om}$

$$= \sqrt{\left(\frac{2h_{om}}{V}\right)^2 + \left(\frac{x \cos \varphi}{V}\right)^2} - t_{om}$$

$$= t_{om} \left[1 + \left(\frac{x \cos \varphi}{Vt_{om}} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} - t_{om}$$

二项式展开略去高效项得

$$Vt\varphi \approx \frac{x^2 \cos^2 \varphi}{2V^2 t_{om}}$$

校正后的各迭加道，共 t_0 值不同，存在相对时差，因而会降低迭加质量。

(3) 共中心点道集迭加，反映的不是界面上的一个点，而反射的是系列反射点组合的一个反射段的平均效应。

(4) 共中心点道集迭加的结果

将“共反射点”定在共中心点的正下方，虽然是沿地层的下级方向偏移了界面的真实位置，当界面形态复杂时，在地层隆起部位，界面出现空白区，在地层凹陷部位，界面出现交叉现象，严重歪曲，地质构造的形态。

在界面倾角不大时 迭加偏移

在界面倾角较大时 偏移迭加

$$\delta t_{td} = \frac{x^2}{2v_o} \left(\frac{1}{v_d^2} - \frac{1}{v^2} \right)$$

$$\text{剩余时差: } \begin{cases} o \leq y_{\text{有}} \leq \frac{1}{2n} \\ \frac{1}{n} \leq y_F \leq \frac{n-1}{n} \end{cases} \Rightarrow \begin{cases} o \leq \frac{\Delta t_{\text{有}}}{T_{\text{有}}} \leq \frac{1}{2n} \\ \frac{1}{n} \leq \frac{\Delta t_F}{T_F} \leq \frac{n-1}{n} \end{cases} \Rightarrow \begin{cases} o \leq \frac{\delta_x}{V_{\text{有}}^* T_{\text{有}}} \leq \frac{1}{2n} \\ \frac{1}{n} \leq \frac{\delta\chi}{V_F^* T_F} \leq \frac{n-1}{n} \end{cases}$$

2、速度是资料处理所必须的参数

$$\text{动校正: } \Delta t = \frac{x^2}{2v^2 t_o}$$

$$\text{精校正: } \frac{h_o}{v_o} + \frac{h_s}{v_1} + \left(\frac{h_1}{v_o} + \frac{h_1}{v_1} \right) + \left(\frac{h_2}{v_o} + \frac{h_2}{v_1} \right)$$

偏移迭加需要偏移速度，迭加速度等

3、资料解释中的应用：

(1) 时深转换的重要参数，把时间剖面转换成深度剖面利用下式：

$$h = \frac{1}{2} V_{av} t_o$$

(2) 利用速度资料计算空校量板，进行偏移归位

(3) 根据速度资料辨别波的性质：如：多次波（低速异常）、绕射波（高速异常）

利用速度资料，计算空气校量板，进行偏移归位。折射波、面波、声波。

(4) 利用速度资料进行制作合成地震记录，确定地震剖面上的地质层位。

$$x(t) = \delta(t) \times b(a) \quad \delta(t) = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1}$$

然而，为了满足生产的需要，根据用途不同和地震勘探技术所能达到的水平可以对复杂的介质作种种面化，建立近似的模形，因而引入了各种不同用途的速度，下面我们就一一讲解。

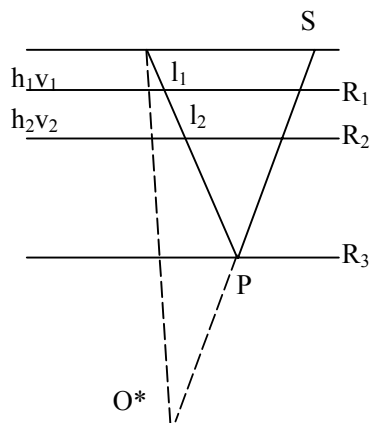
(一) 平均速度

为了将地震记录从时间剖面转换成深度剖面，引入平均速度对于 n 层水平层状介质其平均速度定义。

地震波垂直入到某个界面所在的总路程与时间比叫平均速度。

$$V_{av} = \frac{\frac{n}{x^2 - 1} \sum_{i=1}^n h_i v_i}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{v_i}} \quad (1-1)$$

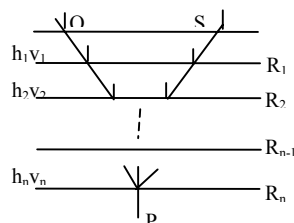
从另一角度也可以引出有篷货车的定义：设有 n 层水平层状介质，在 O 点



效泡，在 S 点接收，我们先作出炮点 O 的虚密度 O*并假设地震波在传播时按直线传播即波从 O 入射到 Rn 界面上某一点 P 时 OP 就为直线 这时波从 O P，再 P S 所在的路程相全于波 O* P S 所走的总路程，设波入射角度为 X 这时，如果把有篷货车定义为在水平层状介质中波沿直线传播，所走的总路程与所需总时间之比：

平均速度有误差，随着观测点离炸点的距离增加，这种误差就越大。由此可见，平均速度只有在垂直入射或炮检距范围不大的情况下才是正确的。所以它只适用把时间剖面转换成浓度剖面，以将地震层位与钻井层位对比。

(二) 均方根速度 VR



通过前面的学习，我们知道，地震波的传播遵从“沿所需时间最短的路”这一原理，即费马原理，在均匀介质中，所需时间取短的路程是直线，因而均匀介质、水平界面情况下反射波的时距曲线是一条双曲线即：

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4h^2} \text{ 或 } t^2 = t_o^2 + \frac{x^2}{y^2} \text{ 这个式子的意义在于如果一条时距曲线的方程}$$

可以写成这样的形式，就表示波是以常带传播的，且波速的数值就等于式中 X^2 项的分母的平方根，下面要引入几个概念时，都按这个思路，先把有关的议程式化为 (1-2) 的形式，又从 X^2 项的分母中找出引入的速度概念。

现在根据实际的介质结构情况，提出这样的问题，如果有一水平界面，覆盖介质是不均匀的连接介质或水平层状介质。当然，不管介质结构如何，地震波总是遵从费马原理的，那么这种情况下的反向波时此曲线的表达式将如何？它是不是双曲线？如果不是的话，能否在一定条件下近似地把它看成双曲线？正确地解决这些问题是有很实际意义的，因为在生产工作中进行动校正时，不管介质是否均匀，都是采用双曲线分式计算动校正量。也即把反射波时距曲线总是看成双曲线，通过下面的讨论将会看，这样做是有误差的。均方根速度的概念就是在讲座这些问题的过程当中，在把不是双曲线关系的时距方程，面化为双曲线关系的要引入的一个速度概念。

下面的水平层状介质为例，按照上面的问题和思路进行具体讲座计算导出均方根速度的概念。如图示的水平层状介质，在 O 点激发，在 S 点接波到第 n 层底

$$\left\{ \begin{array}{l} t = 2 \frac{n}{2} \frac{hi}{Vi \sqrt{1-P^2 V_i^2}} = 2 \frac{n}{2} \frac{ti}{\sqrt{1-P^2 V_i^2}} \\ x = 2 \frac{n}{2} \frac{hi}{\sqrt{1-P^2 V_i^2}} \frac{PVi}{\sqrt{1-P^2 V_i^2}} = 2 \frac{n}{2} \frac{PVi^2 ti}{\sqrt{1-P^2 V_i^2}} \end{array} \right. \quad (1)$$

$$(2)$$

将 (1) 式用二项式展开

$$t = 2 \frac{n}{2} ti \left(1 + \frac{1}{2} P^2 V_i^2 + \frac{3}{8} P^4 V_i^4 + \dots \right) \quad \text{当 } i \text{ 较小且}$$

$$t \approx 2 \frac{n}{2} ti \left(1 + \frac{1}{2} P^2 V_i^2 \right) \quad \left[2 \frac{n}{2} = 2 \frac{n}{2} \frac{hi}{Vi} = t_o \right]$$

$Pvi = \sin i$ 可略去高次项得 $t \approx t_o + \frac{n}{2} P^2 V_i^2$ 两边平方力学去高次项

$$t^2 = t_o^2 + 2t_o P^2 \frac{n}{2} V_i^2 ti$$

同理对 (2) 进行二项展开并略去高次项得：

$$2 \frac{n}{2} P V_i^2 t_i \quad P = \frac{x}{2 \frac{n}{2} V_i^2 t_i} \quad <4>$$

由 <3> 式得 $t^2 = t_o^2 + 2t_o \frac{X^2}{4 \frac{n}{2} V_i^2 t_i} t_o^2 + \frac{X^2}{2 \frac{n}{2} V_i^2 t_i} t_o^2 = 2 \frac{n}{2} t_i$

令 $V_R = \sqrt{\frac{2 \frac{n}{2} V_i^2 t_i}{\frac{n}{2} t_i}}$ 则 $t^2 = t_o^2 + \frac{X^2}{V_R^2}$ 形状为双曲线，称为均方根速度。

一样形式

$$t=t_0^2+\frac{x^2}{V^2\cos^2\alpha}$$
$$t^2=t_0^2+\frac{x^2}{V^2}$$

即：

则上式可写成与均匀介质水平界面情况下

V 倾斜界面均匀介质情况下的等效速度

(四) 迭加速度

从上面的讨论可以知道,在一般情况下(水平界面均匀介质,倾斜界面均匀介质,覆盖层为层状介质或连续介质等),都可将共中心点反射度时距曲线看作双曲线,用一个共同的式子表示

V 迭加速度

对于不同的介质结构就有更具体的意义,例如:对倾斜界面均匀介质 $V_d=V_q$,对水平层状介质 $V_d=V_q$ 均匀介质界面水平时 $V_d=V$ 层状介质倾斜面 $V_d=V_R/\cos\alpha$,迭加速度 V_d 的含义也可以从另一角度来解释,在实际的地震资料处理工作中,我们是通过计算速度谱来求取迭加速度的,对于某一深度的共反射点时距曲线其正常时差随速度而变。 $t=t_0-x^2/2V^2t_0$ 。实际工作中利用选择结合出多列的速度值。

(V_1 、 $V_2=V_1+V$, $V_3=V_1+2V$,.....) 进行动校正,动校正后把属于同一共反射点集的记录进行迭加,并观察其迭加结果,根据能量最终的准则,寻找正确的迭加速度。

设待测的速度值为 V_d ,选用速度 V 进行动校正若

$V>V_d$ 则校正不足,不同相迭加能量较弱

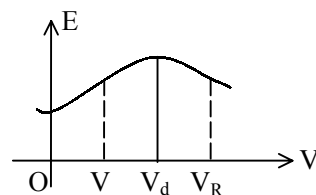
$V<V_d$ 则校正过量,不同相迭加能量

$V=V_d$ 同相轴校正为直线,迭加能量最强。

因此,迭加能量最大值所对应的速度即为所求速度 V_d

对一固定的 t_0 (即固定的某一浓度的地层)可以求得一条能量随速度变化的曲线,我们称这为速度谱曲线,变换 t_0 按照上述方法可以分别求得所对应的谱线,这些谱线称为速度谱。

实际工作就是从速度谱中连续读取速度值进行动校正后然后迭加,因此根据



设已知第n层底界面以上地层的均方根速度为

$$V_{Rn} = \left(\frac{\frac{n}{2} V_i^2 t_i}{\sum_{i=1}^n t_i} \right)^{1/2} = \left(\frac{\frac{n}{2} V_i^2 t_i}{\frac{T_{0n}^2}{2}} \right)^{1/2} \quad <1>$$

第 n-1 层底界面以上地层的均方根速度为

$$V_{Rn-1} = \left(\frac{\frac{n-1}{2} V_i^2 t_i}{\sum_{i=1}^{n-1} t_i} \right)^{1/2} = \left(\frac{\frac{n-1}{2} V_i^2 t_i}{\frac{T_{0n-1}^2}{2}} \right)^{1/2} \quad <2>$$

$$<1>^2 - <2>^2 \text{ 得 } V_{Rn}^2 \cdot t_{0n} - V_{Rn-1}^2 \cdot t_{0n-1} = 2 \left[\frac{n}{2} V_i^2 t_i - \frac{n-1}{2} V_i^2 t_i \right]$$

$$= 2 V_n^2 \cdot t_n \quad \text{第 } n \text{ 层的垂直时间}$$

$$V_n = \left[\frac{V_{Rn}^2 t_{0n} - V_{Rn-1}^2 t_{0n-1}}{t_{0n} - t_{0n-1}} \right]^{1/2} \quad \text{第 } n \text{ 层的层速度}$$

著名的迪克斯方式 (Dix) 是地震勘探中常用的方式之一。

由于层速度 V_n 与地层岩性有关,因而可用于判别地层的岩性或获得其它地质信息,例如:所定沉积环境与相交以及推断流体成分的变化。

$$V_{av} = \frac{\frac{n}{2} h_i}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{V_i}} \quad V_R = \sqrt{\frac{\frac{n}{2} V_i^2 t_i}{\sum_{i=1}^n t_i}}$$

$$V_{av} = \frac{n}{\cos} \quad V_R^2 = t_o^2 + \frac{x_d^2}{V_d^2}$$

$$V_n = \left(\frac{V_{Rn}^2 t_{0n} - V_{Rn-1}^2 t_{0n-1}}{t_{0n} - t_{0n-1}} \right)^{1/2}$$

(六) 瞬时速度 V 与射线平均速度 V_s

瞬时速度 V 与平均速度 V_s ,只是作为概念引入,在实际的工作中是难以测定的。但它可作为一个特定的标准,便于其它各种速度进行比较,看看其它能测定的速度的准确性。

均速度的概念，即将波沿某一条射线传播的总路径除以传播的总时间叫波沿射线传播的射线平均速度 $V_s = s/t$

对于水平层状介质

$$V_s = \frac{\frac{n}{2} \frac{h_i}{\cos i}}{\frac{n}{2} \frac{h_i}{V_i \cos i}} \quad \cos i = \frac{1 - P^2 V_i^2}{2}$$

连续介质

$$V_s = \frac{\int_0^Z \frac{dz}{\cos(z)}}{\int_0^Z \frac{dz}{V(z) \cos(z)}} \quad \cos(z) = \frac{1 - P^2 r^2(z)}{2} \quad V_s =$$

三、各种速度之间的关系及换算

上面重点讲讲各种速度的概念，下面通过各种速度的相互比较来进一步阐述它们的含义及应用范围以加深我们对各种速度要领的认识。

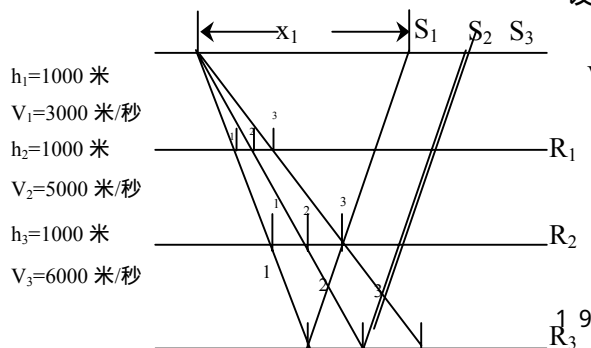
(一) 平均速度 (V_{av}) 与均方根速度 (V_R) 的关系

平均速度和均方根速度都是对介质模型作了不同的简化，引入不同的假设后导出的速度概念。为了比较它们之间的差别和精度，我们用比较精确的射线平均速度作为标准。

下面通过例子来说明，以射线平均速度为标准，分析比较平均速度和均方根速度的特点，看看在什么条件下哪一种速度概念反映实际情况准确，进而总结出它们的应用范围。

先看一个实例，设有一组 3 层层状介质，

如图示，



设波沿直线传播，则

$$V_R = \frac{\frac{n}{2} h_i}{\frac{n}{2} \frac{h_i}{V_i}} = \frac{1000+1000+1000}{\frac{1000}{3000} + \frac{1000}{5000} + \frac{1000}{6000}} = 4286 \text{ 米/秒}$$

常数

把直线变成 成且 $P \sin i = 1$ 时

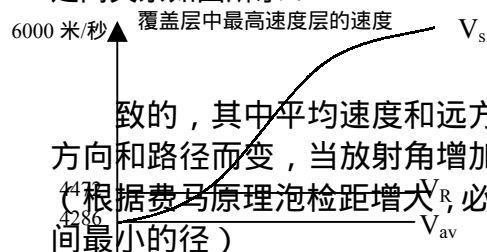
$$V_R = \frac{\frac{n}{2} V_i^2 t_i}{\frac{n}{2} t_i} = \frac{\frac{1000}{3000} \times 3000^2 + \frac{1000}{5000} \times 5000^2 + \frac{1000}{6000} \times 6000^2}{\frac{1000}{3000} + \frac{1000}{5000} + \frac{1000}{6000}} = 4472 \text{ 米/秒}$$

常数

$$V_{SI} = \frac{\frac{1000}{\cos 10^\circ}}{\frac{1000}{3000 \times \cos 10^\circ}} \quad \frac{\frac{1000}{\cos 16^\circ 42'}}{\frac{1000}{5000 \times \cos 16^\circ 42'}} \quad \frac{\frac{1000}{\cos 20^\circ 10'}}{\frac{1000}{5000 \times \cos 20^\circ 10'}}$$

	$x \text{ (米)}$	V_{av}	V_R	米/秒
	$2 \sum_{i=1}^n h_i \tan \theta_i$			
10 °	1684	4286	4472	4310
20 °	3977	4286	4472	4420
25 °	6003	4286	4472	4560
30 °	27025	4286	4472	5450

从定义射线平均速度是最准确的，它随着出射角的不同而不同，三种速度之间关系如图所示：



可以归纳出几点结论：

- (1) 对同一介质模型三种速度是不一致的，其中平均速度和远方根速度是常数，而射线平均速度随着射线方向和路径而变，当放射角增加或炮检距增大时，射线平均速度也增大。

(2) 根据费马原理炮检距增大，必然在高建层中多走一些路径 (波沿所需时间最小的径)

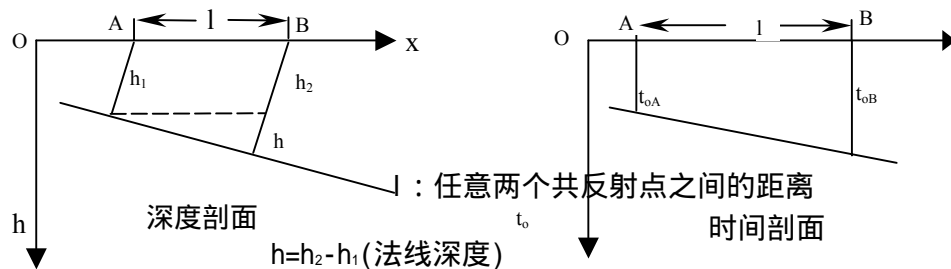
(2) 当 $x=0$ 时， $V_{av}=V_s$ 但 V_R 值过大，随着 x 增加， V_{av} 偏离射线平均速度，误差越来越大，而 V_R 逐渐接近 V_s 在某一 x 处， $V_R=V_s$

大，随着 x 增加， V_{av} 偏离射线平均速度，误差越来越大，而 V_R 逐渐接近 V_s 在某一 x 处， $V_R=V_s$

x 再增大， V_R 偏离 V_s 误差增大 (x 小时用 V_{av} 、 x 大时用 V_R)

且 $V_{av} < V_R$

此结论还可以用不等式互兹不等工一般地证明。书有有深的证明。(3) 对同一介质结构，波沿不同射线传播的速度各不相同，然而其近似简化的平均速度和均方根速度为常数。显然用常数对其共反射点疲乏集作动校正只是一种近似，不



$h=h_2-h_1$ (法线深度)

$$=l \sin = \frac{1}{2} V_R t_{0B} - \frac{1}{2} V_R t_{0A} = \frac{1}{2} V_R t_0$$

t_{0A} 、 t_{0B} 可由时间剖面 (自激自收剖面) 量取

$$\sin = \frac{V_R}{2l} t_0 \quad \cos = \left(1 - \frac{V_R^2 t_0}{4l^2}\right)^{1/2}$$

$$V_R^2 = V_d^2 \left(1 - \frac{V_R^2 t_0}{4l^2}\right) \quad V_R = \frac{V_d}{1 + \frac{V_R^2 t_0}{4l^2}}$$

(三) 由均方根速度计算层速度

$$V_R = \sqrt{\frac{V_{R,n}^2 \cdot t_{0,n} - V_{R,n-1} \cdot t_{0,n-1}}{t_{0,n} - t_{0,n-1}}}$$

(四) 由 V_R 求 V_{av}

$$\begin{aligned} \frac{2 \sum_{i=1}^n h_i}{t_{0,A}} &= \frac{\text{垂直往返路线}}{\text{往返时间}} = \frac{2 \sum_{i=1}^n V_i t_i}{t_{0,n}} \\ &= \frac{2 \sum_{i=1}^n \left(\frac{V_{R,i}^2 \cdot t_{0,i} - V_{R,i-1} \cdot t_{0,i-1}}{t_{0,i} - t_{0,i-1}} \right)^{1/2} \cdot \frac{t_{0,i} - t_{0,i-1}}{2}}{t_{0,n}} \\ &= \frac{[(V_{R,i}^2 \cdot t_{0,i} - V_{R,n-1}^2 \cdot t_{0,i-1}) \cdot (t_{0,i} - t_{0,i-1})]^{1/2}}{t_{0,n}} \end{aligned}$$

(一) 速度与岩石弹性常数的关系

根据弹性理论的波动方程可求得：在均匀各自同性的完全弹性介质中，纵波 V_p 和横波速度 V_s 分别写为：

$$V_p = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}} = \sqrt{\frac{E}{2(1+\nu)}} \quad \begin{matrix} = \text{密度 } g/cm^3 \\ = K - \frac{2}{3} \mu \end{matrix}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{2(1+\nu)}} \quad \begin{matrix} \text{拉梅常数} \end{matrix}$$

K：体变模量 ($-P_{<\text{压力}>} = K \cdot <\text{体应变}>$)

$$= E_{xx} + E_{yy} + E_{zz} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$$

$-\frac{u}{x}$ ：[线应变：长度的相对增加]

μ ：切变参数 $\downarrow_{xy} = E_{xy}$ $E_{xy} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$

切应力 \quad 切应变：体积元的相对形变

大多数岩石范围：0.1~0.7，液体 $\mu = 0$ 即不产生形状改变

$$\sigma_{xx} = E \cdot \epsilon_{xx} \quad E: \text{杨氏模量}$$

\downarrow 法向应力 \quad \downarrow 线应力

当弹性体在外力作用下发生形变时，总有一种力欲使弹性体恢复其原状，这种力自然称为内力

单位面积上的内力称为应力 $\sigma = \frac{F}{S}$

一个物体受力时，应力为力与受力面积之比 $\sigma = \frac{F}{S}$

ν ：泊松比，它们都是说明介质的弹性参数的参数， ν 在大多情况下大约等于 0.25，只有在疏松的岩石中， $\nu > 0.5$ ，所以 ν 的变化不大。

杨氏模量的大小和岩石的成分、结构有关，随着岩石密度的增加，正比增加的快，所以当岩石密度增加时，地震波的速度不是成少反而是增加。

同一介质中纵波和横波速度比的关系如下：

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{3}{2}} = 1.732$$

可

看出(1)又根据大量的资料,对某些石灰岩和砂页岩来说地震波在其中传播的速度与密度可近似表示为 $V=6-11 V_2=\text{km/s}$: 8g/cm^3 (2)通过对大量岩石我研究,在对大量数据分析整理的基础上砂岩、泥岩、石灰岩、白方岩等岩性,又可加结纳分式表示如下:

$$=0.31 \times V^{1/4} \quad V:\text{m/s} \quad : \text{g/cm}^3$$

此分式对岩盐和硬石膏不适:

这步经验公式具体地反映了速度与密度之间的关系,为参数之间的换算提供了方便。例如:在计算人工全盛地震记录时,如果已知 V ,但没有密度参数,这时可利用这步公式进行换算。

(四) 与构造运动和地质年代的关系

通过大量实际资料得出以下几点结论:

(1)同样浓度成分相似的岩石,年老的岩石(沉积时间长)比年轻的岩石速度高。

(2)构造运动常使地层发生许多微裂缝,它们使岩石的速度大大的降低。

用此距构造节越近,地应力造成的微裂除越发青,速度越低(这也不是绝对的)。在不同地区会有不同的表现,在强烈褶皱地区经常测到速度的增大,这时因为地应力的挤压作用造成围压升高,地区紧因所致,而在隆起后遭风化剥蚀则速度变低。

(五) 孔隙度

在大多数沉积岩中,岩石的实际波速是由岩石基质的速度,孔隙度,充满空隙的

液体地速度以及数粒之间的胶结物的万分等因素来决定的。经过多年的研究现在认为比较合适的,是液体速度,颗粒速度与孔隙度之间 willy 时间平均方程:

式中: V : 波在岩石中的实际速度 V_f : 是波在孔隙的流体中的速度

V_r : 是岩石基质的速度 : 是岩石的孔隙度

公式的适用条件: 岩石孔隙中只有油、气或水一种流体,且流体压力与岩石压力

中充满着油、气、水时岩石中波的传播速度就会降低。

在砂泥岩剖面中，由于孔隙中充填的介质不同，而形成明显的速度就分界面在砂礅中、油、气、水之间以及油、气、水以及底围岩之间均能形成良好的物性界面。且这些界面的反射参数比一般岩性界面的反射参数大得多，因而含油砂岩、特别是含气砂岩在地震剖面上将以亮点形式出现。

（七）埋芷深度

地层的埋芷越深，或岩团结作用越强，孔隙度越小，当然其速度也就越高。

（八）固压和差导压力的影响

固压是上覆岩层的重量荷载产生的压力，它正比于地层的埋深和密度，差异压力则为固压与孔隙内流体压力之差值。

固压的作用主要是使地层的固结柱底增加，孔隙度减少从而速度增加，地层的差异压力大小与速度成正比关系（这说明欠压实的地段通常具有低速异常的原因）

（九）速度分布规律

在沉积剖面中，速度的分布具有：

（1）成层性 （2）递增性 $h \quad v$

（3）方向性：速度在垂直方向上随着深度而变，在 上，受地质构造沉积岩性的控制。

（4）分区性：在不同的地区，由于沉积环境不同和岩性变化，速度在平面内的颁具有分区分节的特点 在机岩发育的地区 $V_{高}$

在砂泥岩发育地区 $V_{低}$

岩石中波的传播速度是反映岩石性质构造分布的主要产参数，因而研究影响速度的地质因素，掌握沉积剖面中的速度分布规律是很必要的。

二、速度的来源

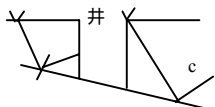
速度是一重要参数，不论是在解释和处理中应用都很广，前面咱们讲了几种速度的概念及影响速度的主要因素。今天，咱们讲如何获得我们所需要的速度。

速度资料主要通过三种方法得到

测井检波器 度处直达波的传播时间 t ，检波器的深度 H 可由电缆长度测得。这样就

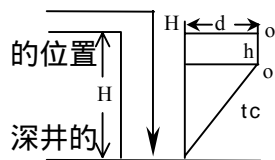
可以求得该深度 H 以上各地层的平均速度。测井时，首先是将检波哭沉放到井底，从井底测起，测点间隔 50 米，在地层的分界面

附近适当加密测点，检波哭在井中不能停留过长时间，以免出现泥浆因结卡住检波哭，有一点应注意，当地层倾角较大时，炮点应布置在地层下倾方向，以防折射波干扰。



测井资料的初步整理和分析必须在井场进行，发现问题及时检查和补充。例如在现场作 $H-t_0$ 关系曲线(垂直时距曲线)发现异常的点子时，及时补炮检查

2、震测井资料的整理



地震测井的情况及有关参数，如图示：激发点在地面

是 O ，但真子位置是井底 O' 爆炸井深度 H ，爆炸井同

水平距离是 d ，通过测井得到的原始数据是每次检波器沉放深度 H 以及相应的记录下来的透过波传播

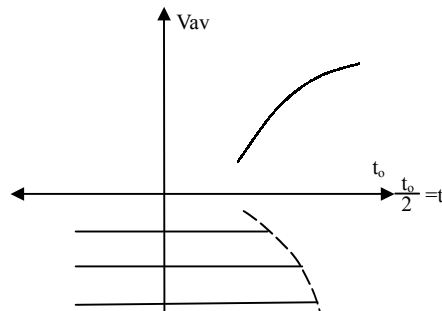
$$V_{av} = \frac{O'S}{tc} = \frac{\sqrt{(H-h)^2 + d^2}}{tc} = \frac{H}{t} \quad (t_0 = 2t)$$

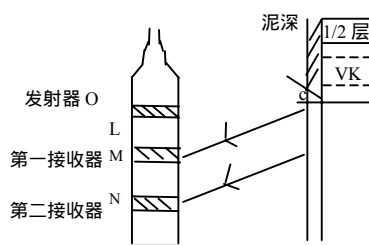
$$t = \frac{H}{\sqrt{(H-h)^2 + d^2}} \cdot tc$$

通过对地震测井资料的整理，可得出几种成果：

(1) 利用上面式计算出 t 和 V_{av} ，先把 t 换算 $t_0(t_0 = 2t)$ 把数据画在 $V_{av}-t_0$ 坐标中，就得到平均速度(随 t_0 变化)曲线。

(2) 把 $H \sim t_0/2$ 的对应数据点在 $H \sim t_0/2$ 坐标 中得到地震波沿垂直向下方向传播的距离与传播时间之





1

它是一种地球物理测井方法。现已广泛用于地震勘探，成

为求取速度参数的一个重要手段。它是利用沿井壁滑行的

初至折射时差来求取速度参数的，具有简单方便又能连续

观测的特点。目前用的声速测井仪的原理如图。

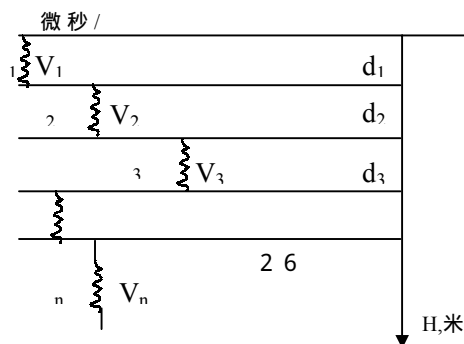
主要有电

子线路和声系两部分组成，声系包括一个超声波发生器和

两个声波接收器。它们之间的距离分别是 $L=1$ 米

$=0.5$ 米，测量时，井下仪器由井底连续向上提，超声波发射器 O 发射的 20 千脉冲波，经过泥浆以 θ 角 $\theta = \arcsin V_n / V_k$ (V_n 是泥浆速度， V_k 是地层速度) 入射到井壁上，产生一个沿井壁方向前进的滑行波，该波的一部分能量又经过泥浆以 θ 角折射到接收器 M 和 N 上，形成时差 t_k ，时差的大小决定于 M 和 N 之间的地层速度 V_k ，因为 M 和 N 之间的距离是固定的，时差大表示声波在地层中的传播速度小，时差小表示传播速度大。通过井上仪器的记录可得到一条声速时差曲线，单位是微秒/米，一般直接记录的时差是声波传播 0.5 米距离所用的时间。但为了使用方便，地面记录仪器调节时，换算成传播 1 米距离所用的时间 t_k ，其倒数就是相应地层的层速度 $V_k = 1 / t_k$ 这就是利用声速测井求取层速度的基本原理和过程。

求层速度时一般要对应岩性柱状图来求每层的层速度。



思考题：1、某一工区已有的原始资料是野外的多次覆盖地震记录，试述如何利用多次覆盖资料求得：

- (1) V_d
- (2) V_R
- (3) V_n
- (4) V_{av}

第三节 水平叠加剖面的形成

一、一道记录面貌的形成

地震子波：爆炸产生的脉冲信号，当传播一距离后波形开始稳定，这时的地震被称为地震子波。地震子波在继续传播过程中，其振幅会因各种原因而衰减，但波形的变化却可以认为是很小的。在一定条件下可以看成不变。

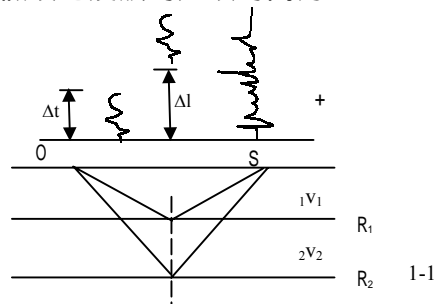
地震子波在向下传播过程中，遇到波阻抗分界面就会发生反射和透射，最后地震子波以从地下各个反射界面反射回来，这些反射回来的地震子波在波形上严格讲是有差别的。近似地可以认为一样，并且这些反射子波在振幅上有大有小（主要决定于反射界面的反射参数的绝对值），极性有正有负（决定于反射参数是正或负），到达时间有先有后（决定于反射界面的深度和波速）。

此外，地下地层的层数对于记录面貌的形成也有影响。假设地震波的延续时间为

t ，而穿越岩层的往返时间为

1) 当岩层较厚，即 $\Delta t > t$ 时，同一接收点收到的来自界面 R_1 和 R_2 的两上反射波可分开，而形成两个单波，保留着各自的波形特征，这种情况较少。

2) 当岩层较厚时，地震子波的延续时间大于穿越岩层的往返时间，即 $\Delta t > t$ 此时来自相近的各



以某一个界面为主的一组靠得很近的界面只要这些薄层的厚度和岩性在一定的地段或地区相对是稳定的。则来自这组界面的许多地震反射子波的相互关系(振幅的差别, 到达时间的差别等) 也就当是相对稳定的。因而它们迭加的结果——地震记录的反射波组, 其波组特征(如图位参数, 哪个相应最强) 也是具有某些相对稳定的性质, 这就是地震记录, 面貌形成的过程。

上述形成过程, 可概括为数学公式:

$$A_R = R_i A \quad R_i = \frac{{}_{i+1}V_{i+1} - {}_iV_i}{{}_{i+1}V_{i+1} + {}_iV_i}$$

假定地下有几个界面, 地震子

波为 $b(t)$, 每一层反射波的旅行时分别为 t_1, t_2, \dots, t_n , 则每一层的反射波可写为 $R(t - t_i) \cdot b(t - t_i)$ 总的记录为这些界面产生的反射波的迭加。即 $X(t) = \sum_{i=1}^n R(t - t_i) \cdot b(t - t_i)$ $X(t) = R(t) \times b(t)$ 人工合成地震记录正是利用这个模型制作的。利用从声波测井资料和其它资料换算出的 $R(t)$, 并选用合适的地震子波 $b(t)$, 则可制作无噪声的合成, 地震记录用于层位的选择对比。

二、水平叠加剖面的形成

1、水平叠加剖面的形成

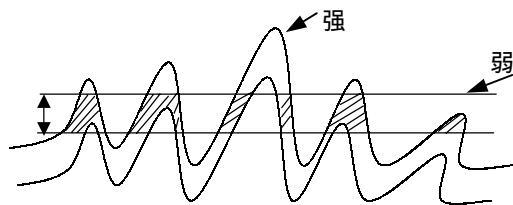
地震野外资料经过数字处理之后, 可以得到多种地震信息, 这些地震信息的大多数都以时间剖面的形式显示出来。目前使用最广泛的时间剖面有两种: 一是水平叠加时间剖面, 简称水平叠加剖面。二是叠加偏移时间剖面, 简称叠偏剖面。这两种剖面既是地震构造解释的主要时间剖面, 又是地震地层解释中不可缺少的资料。两种时间剖面中又以水平叠加剖面应用最广泛, 也是最基础的剖面, 叠加后偏移剖面是交水平叠加剖面进行偏移归位后得到的剖面。

(1) 按地下井中心点顺序抽道集 (2) 对各道集内各道进行校正
(3) 滤波及各种校正 (4) 把属于同一共中心点的道集记录迭加起来放在该中心点处, 这样形成的剖面称为水平叠加剖面→自 时间剖面。

2、时间剖面的显示

时间剖面是经过动校正后水平迭加得到的, 它记录界面的波线反射时间(一般

条带状时，振动图形转换为光带的振动，当它们投射到感光纸之前，光栅光度刚好将光带振动突出的上部和下部截去(遮挡)，能记录下来的就是梯形面积记录(感光带上为梯形黑块)。



梯形面积的大小和边缘的陡缓与地震仪的能量有关，相邻梯面积中点间隔就是波的周期。当检流计被辉光管代替，且辉光管随地震信号电流大小的变化而发出强弱不同的光线时，在感光纸上得到的是密度记录(或叫变黑度记

录)振幅强则光线密度大(深黑)，振幅弱则光线密度稀(灰色或淡黑)。

地震波形记录就是多道振动图形，比较全面地映了波的动力学特点、细节，而经过动校正的变面积记录或变密度记录，大致反映界面的，比较直观其外貌与地质剖面更接近，所以较常用的剖面显示形式，是波形加变面积，它把两者的优点结合起来了。

此外，一些用于岩性研究的各种信息剖面(速度、效率、相位等)，多采用彩色显示这些剖面显示动态范围更大，也更加直观。

三、地震剖面上各种波的识别

在地震剖面上的识别各种地震波的对比追踪，识别各种地震波的基本依据。

1、同相性

(表示)来自地下同一性质界面的反射性，在相邻共反射点上的 t_0 时间十分接近的，极

性相同相位一致，相邻道的波形，波峰套着波峰，波谷套着波谷，变面积的梯形也首尾衔接，形成一个平滑的同相轴称为同相轴。

2、振幅特征

通过采集和处理，时间剖面上的反射波一般比干扰背景能量强，振幅峰值突出，反射波

面 波→直线	d : 反射波	e : 反射波
声 波→直线	f、g : 反射弧	h 是 d 的多次波
		i 是 e 的多次波
绕射波→直线	j : 是面波	k : 声波

多次波→直线

a、j、k 三条同相轴波作标区保持了原样，动校正后水平迭加的记录上 反射波为 的倾斜的直线 直达波等其它波为曲线(有剩余时差)上标志中 1、2 两点是用来识别在地震剖面上是否有一

个波出现。3、4 两点可以帮助我们进一步识别的类型，特征以及对产生这个波的界面的特点作出推断。

四、水平迭加时间剖面的特点

目前，在地震资料构造解释中使用最多的仍然是水平迭加时间剖面，在前面各章，我们已不同的方面提出了水平迭加时间剖面的一些特点，这是再把这些特点小结一下，理解并熟记这步概念和结论对地震资料解释是十分重要的。

经过水平迭加后得到的时间剖面，是将共反射点道集记录经动校正后得到的它已相当于在地面各点自缴自收的剖面，一般在地层倾角小，构造简单的情况下，能较直观地反映地下地质构造特征。同时也保留了各种地震波的现象和特点为我们进行地质解释提供了直观丰富的资料。

水平迭加剖面反射同相轴与地质剖面上的地层分界并不一一对应，且必须经过时深转换 ($h=1/2Vt_0$)，而地震波传播速度一般随深度而增加，所以时间剖面上反射波同相轴反映的界面形，界面之间的距离都是有假象的。

有可能通过各种方法提高分辨力，对解释人员来说，知道所用的地震资料能分辨多大的地质体多厚的地层就能做到解释时心中有数。

产生分辨能力的原因从地震波本身来说，就是因为它是一种波动，它遵循物理地震的规律。只有在一定近似条件下才遵循几何地震学一一对应的规律，此外，还因为地震脉冲具有一定的延续时间而不是尖脉中。

(二) 纵向分辨率

(2) 当岩层较薄时, 即 $t < \frac{\lambda}{2}$ 时, 来自相距很近的各个反射界面的地震子波到达地面一个接收点时将不能分开相互迭加形成复波, 以至无法分辨。

2、如果用地震子波的波长与地层厚度 h 来确定纵向分辨, 当地震子波的延续

t 为 n 个周期时则 $\Rightarrow \frac{2h}{V} = nT$

则 $t > n \frac{T}{2}$ 时能分辨

当地震波的延续时间为一个周期时 ($n=1$) 可分辨的地层厚度为半个波长 ($h = \frac{\lambda}{2}$) (这种情况要努力才能达到), $n=2$ 要能分辨 $h > \frac{3\lambda}{2}$ (常见)
 $h = \frac{\lambda}{4}$ (少见)

3、如果从波的振幅变化和波形特征考虑会出现什么情况呢?

近几年, 在研究尖灭地层的地震记录特点时, 还引入了调谐厚度的概念, 建立这个概念的模型是: 在一种均匀地层中央有另一种岩性的楔形地层, 它的厚度从某一数值逐渐减到在尖灭点处为零, 不考虑透过损失, 因而楔形地层上, 下界面反射系数值大小相等, 方向相反。



所以只有当顶、底这面反射时间相差半个周期时, 则出现同相迭加。即当 $\frac{T}{2} = \frac{2h}{V}$ 时出现相对振幅极大, 这时

$$h = \frac{V}{4} \frac{T}{2} = \frac{1}{2} \frac{V}{V} \text{ 即 } h = \frac{\lambda}{4} \text{ 即当 } \frac{\lambda}{4}$$

时, 薄层反射波振幅显著增大, 地震勘探中把这个厚度叫“调谐厚度”一般以 $\frac{\lambda}{4}$ 为纵向分辨率的限度。

浅层: 速度低、频率高, 波长约为 40m, 可分辨的地层厚度为 10m。

深层: 速度高、频率低, 波长约 250m, 可分辨的地层厚度为 60 多米。

(三) 水平分辨率

射波到达 O 点时的

时差达到半个周期时，就不能互相加强，这样我们比值菲涅尔带下一个定义：

若在界面 O'点两侧的 CC'点产生的绕射子波与 O'点产生的绕射子波到达 O 点时差为 $T/2$ ，则认为 CC'以内的点产生的绕射波在 O 点是加强的，C、C'点以外产生的绕射波在 O 点不再相互加强。我们把以 O 为圆心 OC 为半径在反射界面上画出的圆的范围叫 O 点产生的波在界面上的菲涅尔带，也即在 O 点自激自收到的反射实际上是来自界面 的范围内所有点，小于这个范围的地质体在地震时间间隔上是是不可能准确地分辨出来的（菲涅尔带是借用光学上的名词）

（某点自激自收地下反射界面上产生的反射在该点得到加强的所在的反射界面的范围叫菲涅尔带）菲涅尔带的范围即是水平分辨率

$$\begin{aligned} \text{菲涅尔带半径 } \overline{O'C} &= \sqrt{\overline{OC} \cdot \overline{OO'}} = \sqrt{\left(h + \frac{1}{2}v \cdot \frac{T}{2}\right)h} = \sqrt{\left(h + \frac{1}{4}\right)h^2} \\ &= \sqrt{\frac{h}{2} + \frac{1}{16}} = \sqrt{\frac{h}{2}} \end{aligned} \quad h > \quad \text{时}$$

略去高级

（四）分辨率与最高频率的关系

垂直分辨率 —— 可分辨

实验得出子波 $\frac{4}{f}$ ，分辨率越高，垂直分辨率 $h = \frac{1}{4} = \frac{v}{4fm}$

有一经验公式 $f_{\max} = 1.43fm$ 代入上式

$$f_{\max} = \frac{1.43fm}{4sh} \quad f \text{ 越高越好，指导性的概念}$$

但实际达不到那么高的 f

水平分辨率 $L \doteq \frac{1}{0.5} h \quad L^2 = 0.5 h$

$$f_{\max} = \frac{1.43v \cdot h}{2L^2}$$

- 2、频带：即波谱图上能量不为 0 的频率，范围越宽，识别薄层的能力越强
- 3、埋深：越大，频率越低，则分辨率越
- 4、V：越大，则 越大。
- 5、地质因素

地层的吸收，高 万分被吸收。

五、与复杂地质现象有关的地震波

（一）地震绕射波

地下的地层构造往往是很复杂的。由于构造运动的结果，会产生断层，不整合。地层的挠曲褶皱等。由于存在这些比较复杂的构造。地下的地层界面就可能发生中断，弯曲或变得起伏不平。这时，除了产生一次反射波外，还会出现一些与复杂构造有关的地震波，如断面波绕射波和加转波等。习惯上称它们为异常波（特殊波）。这些异常波的存在，一方面会与一次反射波发生干涉，使地震剖面的面貌复杂化，给波的对比和资料解释带来困难，但是另一方面，这些异常波既然是地下复杂的地质构造引起的。那么，它们也就必须同地下复杂地质构造有着某些联系，因而也就提供了利用它们来了解地下复杂构造的特点的可能性。由此可见，异常波既有起干扰作用，使剖面面貌复杂化，造成假名胜的为害一面，又存在能波利用来帮助我们认识地下复杂构造的特点的有利面。因此，有必要分析它们产生的原因，传播的规律以及剖面上出现的特点进行研究。

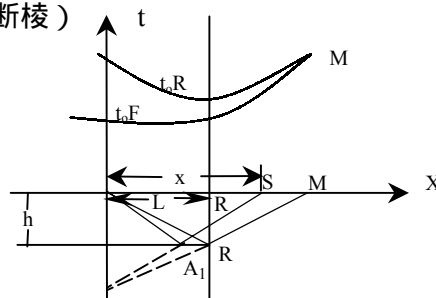
1、绕射波的产生

几何地震学认为，地震波在传播过程中，如遇到一些地层岩性的突变点（断点、地层尖火点、不整合界面的突起点等）这些相当于一个发生震源，按 更斯原理，产生球面波向四面八方传播，这种波叫 最常见的是断 化射和不整合面上的突起点的绕射，下面以 射为例进行讨论。

2、断校绕射波的主要特点（重点讨论 测线方向垂直断棱）

（1）时距曲线方程

如图示，测线 OZ 垂直断棱，在 O 点激发的地震波入射到绕射点 R，然后以 R 点为新震源产生绕



(2) 绕线波时距的主要特点

<1>在 R 点产生的绕射波时距曲线,与在 R 激发,深度为 h/z 的水平界面的反射波时距曲线,在形状上是一样的(此时,绕射点 R 相当于这个水平界面在 R 激发时的虚震源)可见绕射波时距曲线也是双曲线,从 $t_F = \frac{1}{V} \sqrt{x^2 + 4h^2}$ 也可看出与 $t = \frac{1}{V} \sqrt{(X-L)^2 + h^2}$ 只相差一个常数。

<2>绕射波时距曲线的极子点在绕射点上方

$$\begin{cases} X_{\text{极}} = L \\ t_{\text{极}} = \frac{1}{V} \sqrt{c^2 + h^2 + h} \end{cases}$$

可见,当激发点移动时,绕射波时距曲线极子在 上位置不,位于射在 上的抽影 R' 点,,但此时整条绕射波时距曲线将沿 t 轴平移,而形状不变。

<3> $t_R = 2 t_F$
由 $t_R = \frac{1}{V} \left(\frac{1}{L^2 + h^2} + \frac{1}{(x-L)^2 + h^2} \right)$ 看 L 是常数,把震源移到 R'

$$t_R = \frac{1}{V} \sqrt{(x-L)^2 + h^2}$$

$$= \frac{h}{V} + \frac{h}{V} \left(1 + \frac{x^2}{h^2} \right)^{1/2} \frac{x}{h} \quad (< < 1)$$

<4>绕射波和同界面的反射波在 $x = 2L$ 处相切

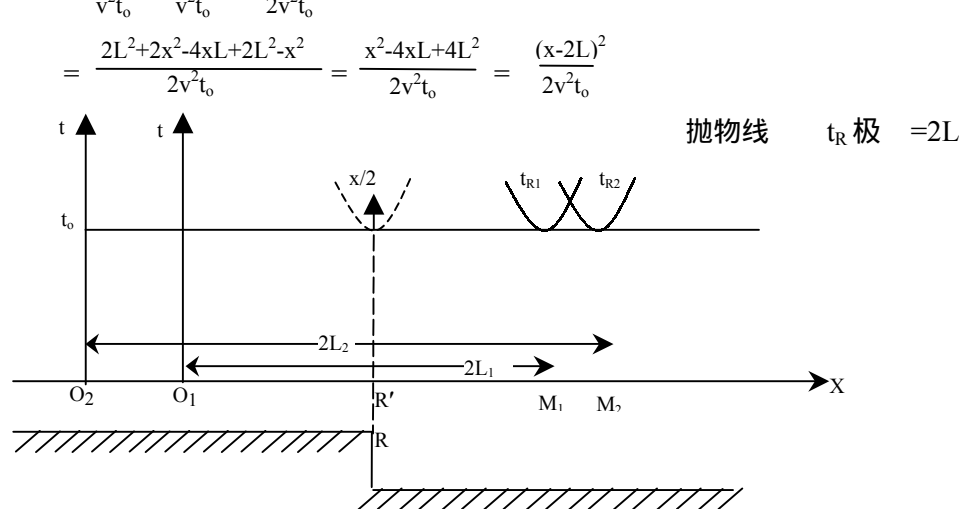
$$\begin{aligned} &= \frac{2h}{V} + \frac{x^2}{2(x-L)} = \frac{2h}{V} + \frac{x^2}{v^2 - t_0} \left(\frac{dt_R}{dx} \right)_{x=2L} = \frac{L}{\frac{x^2}{2v^2 - t_0} L^2 + h^2} \\ &\frac{dx}{dt_R} = \frac{xv^2 - 2}{v^2 - t_0} \quad \text{而 } t_F = \frac{1}{V} \left(\frac{x^2}{x^2 + 4h^2} \right) \quad t_F = \frac{x^2}{2v^2 - t_0} \end{aligned}$$

<5> $t_R = t_F$ (M 点相切)

绕射波 $OR^2 = RA^2$ O^*RA 中 $O^*R + RA > O^*A$

反射波 $OA' = A'A$

$$t_R > t_F$$



全中放在 $x/2$ 处，所以极小点位置绕射波是加强的。

4、物理地震学的基本概念和广义绕射

在本节前面的讨论中只涉及到绕射波的时距曲线问题，即绕射波的“运动学特点”。至于绕射波的动力学问题，如图 7-2-1 所示，在 R 点产生绕射波，在测线上观测时，各点所接收到的 R 的绕射波在能量上是否一样呢？

前面没有进行讨论。还有，当存在断层等复杂地质构造时，断棱上的绕射波与界面的反射波这间有什么关系呢？这些问题同地震勘探野外采集和资料处理与解释各方面都有密切关系。尤其是在小断块发育的构造复杂地区，资料解释工作中遇到的许多现象。用几何地震学的观点是不能解释的。通过大量生产工作，试验的许多现象，用几何学者，总结晶出一套物理地震学的理论，计算方法和指导野外采集和资料处理及解释工作的原则。在这里先介绍一下物理地震学的基本概念，并引用物理地震学观点出发进行计算得到的一些结果来进一步说明绕射波的性质。

物理地震学认为，地震波是一个波动，不能简单地把它看成沿射线传播。物理地震波从震源出发，从球面波的方式下传播，至达反射界面 S，S 可以看成由

开始谈到的断棱、尖、灭等产生的地震绕射波，而这种绕射则称为狭义绕射。

物理地震学的概念与几何地震学的概念两者并不是矛盾的。物理地震学和几何地震学的适用范围主要决定于所勘探的断块，其大小与地震波波长大小两者的关系。如果断块的大小比地震波波长大得多，几何地震学是行之有效的。如果断块很小，小到与地震波波长相当。这时，地震波上波动特点就表现得很突出，就应当用物理地震学的概念来解释小断块构造的各种地震波特点才比较符合客观实际的情况。它们的差别还在于：几何地震学只研究运动学问题，它不能保留波的运动学特点，对复杂地质构造产生的复杂的波场就不能作出正确的解释。而物理地震学处理地震波的波场时，既考虑了波的传播时间，又是考虑波的强度，同时研究运动学和动力学问题。因此，可能对复杂的地质体产生的波场作出正确的解释。

从物理地震学的观点，关于绕射波的性质，绕射波与反射波的关系等主要有这样几点结论：

何的点是不能产生绕射波的。实际上被记录至的具有一定能量的绕射波是由具有一定面积的界面产生的。因而地震勘探中观测到的所谓断棱绕射实际上总是与一定期几何形体相联系的。一个绕射体必须大到与一个地震波波长相当或更大此，才能产生可观的绕射能量，由棱面引起的绕射，其振幅衰减率比球面扩散要大些。

短反射段（反射段长度 2λ ，地震波波长，和反射波埋深深度 H 三者之间满足 $\frac{1}{10} < \frac{2}{H} < \frac{1}{2}$ 的反射段称为短反射段）的反射波相当于点绕射，它的时距曲线和几何点绕射几乎一样。

满足 $\frac{1}{H} > \frac{1}{2}$ 关系的反射段称为长反射为。例如在地震勘探中，埋深深度 1800 米，长度等于或大于 500 米以上的就相当于长反射段。长反射段的终断点产生左右两支绕射，两支的相位相差 180° 断点的振幅为正常反射振幅的一半，在断点处的绕射波和反射波相连，因而形成“层断波不断，绕射连反射”的现象。

CG 是一段凹界面

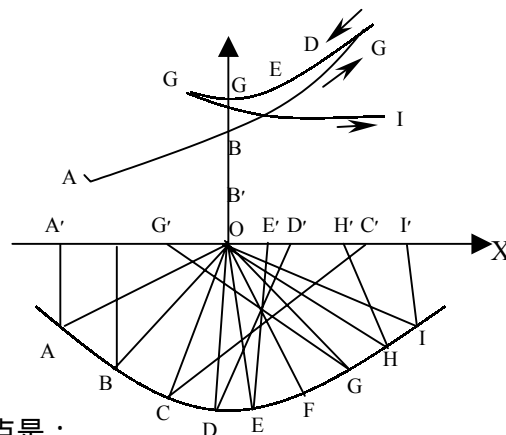
AC 和 GI 是两段平界面

则界面上 CDEFG 段的各

点反射波在地面上的 C'D'E'F'G'

等点观测到。但方向是“加转的”

在图上这些反射点是从左向右分布的，而地面上相应接收到这些点的射的观测点，则是自右向左排列。



这段凹界面的反射波时距曲线为

CDEFG 段，整个界面的时距曲线特点是：

不界面上的反射点自左向右移动时，时距曲线开始是 ABC 段自左至右，然后是自右向左移动的 CDEFG (相当于整个界面中间的凹界面段的反射) 最后又自左向右从 G 移到 I (相当于 GHI 平界面段的反射)。可见整条时距曲线构成了一个“球圈状”，时距曲线上的 C、G 两点正常反射段和回转波的公共点 (相切点) 叫做回转点，凹界面 CG 的反射波 CDEFG 叫回转波。

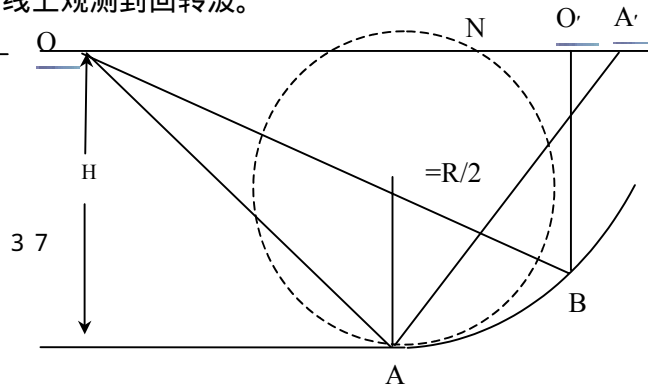
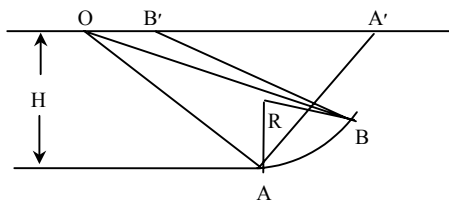
<2>回转波的形成条件

应当注意：并不是任何凹界面都可以形成回转波，只有当凹界面满足一定条件时，才能形成回转波：如果凹界面可用圆周的一部分来表示圆的曲率半径为 R ，界面深度为 H ，则接收到回转波的条件是：

a $R > H$

b $R > H$ 时激发点必须设在以 $=R/2$

为半径的辅助 (M、N) 以外，才能测线上观测到回转波。



<3>回转波的特点

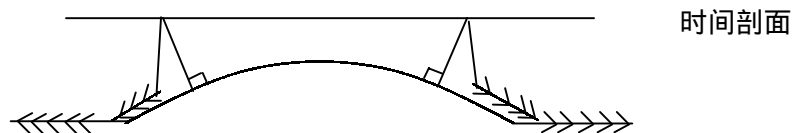
A 回转波是来自凹界面的反射波，在时间剖面上，它的波形、相位、能量等都与正常

反射波相当，但它的时距曲线比同深度的绕射波曲线还要弯曲，这是因为回转波曲线的形状与曲率中心处绕射波的形状相同，而产生回转波的界面是介于曲线缓。所以与曲率中心处绕射曲线相同的，回转波曲线必要比同深度的绕射波的绕射曲线更弯曲。时间剖面上回转波仍呈弧形。常位于两翼，平界面反射波交叉的下方，波的两端与两翼反射相切点就是回转点。

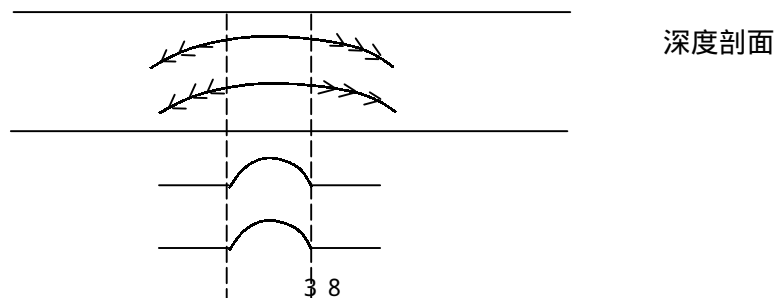
B 回转波的极子点就是凹界面的最低位置

C 多次迭加后的回转波是加强的，在偏移时间剖面上得到归位与凹界面形成对立。

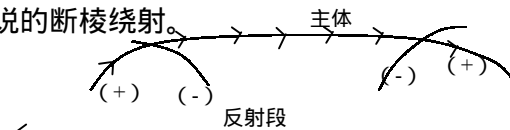
(四) 凸界面反射波



- 1、凸界面反射波占据的范围总比实际界面大，容易造成与两翼较平反射波的干涉。
- 2、相同曲率的凸界面，埋置越深，凸界面反射波占据的范围越大。



在多次叠加剖面上,断点处半幅点特征不清楚。但反射波与绕射波的切点(拐弯处)就是断点位置。还应指出,在多次叠加剖面上,多出现绕射的子半支(称为绕射尾巴),负半支被干涉而几乎抵消掉了,不易识别。所以对长反射段可以总结为“一个主体,两个尾巴”。主体是反射波,尾巴是绕射波正半支,这两上尾巴就是通常所说的断棱绕射。



在水平叠加剖上绕射波是显示得较清楚的。为利用绕射波来识别断层,确定断点提供了有利条件。用地震勘探方法研究古潜山时,古潜山顶面的绕射波一般比较发育。因此正确认识和解释绕射波和其它异常波,对研究古潜山也是很重要的。在侵入体边沿或磁块连沿,绕射波也会大量出现。从宏观上反映了侵入体的边界,若经过偏移叠加,则绕射波收敛,侵入体边界更清楚。

在凹凸不平的整合面上,如某些侵蚀面,会产生明显的绕射波,经偏移叠加后,也会收敛,使不整合面的起伏不平及期形状十分清楚。

六、地震勘探的分辨能力

(一) 分辨率及其意义

纵向分辨率(垂直分辨率)

意义

横向分辨率(水平分辨率)

纵向分辨率:指地震记录沿垂直方向分辨最薄的地层厚度

如:分辨的地层厚度为 10 米,则纵向分辨率 $h=10$ 米

横向分辨率:指地震记录沿水平方向能确定保持特殊地质体的大小

如:分辨的最小断块的面积 $S=?$

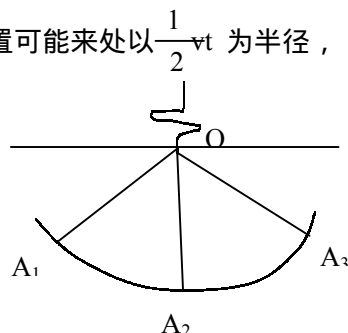
随着找油越来越困难,为了更细致地研究地下地质情况,要求地震勘探的分辨能力越来越越好(即 h 、 S 越小越好)特别是分辨薄层的能力越高越好,我们弄清楚影响分辨能力的各种因素。

偏移方法是针对第一个问题进行的。即利用已经得到的水平叠加剖面资料作为原始资料进行各种偏移处理——叠加偏移。但是——问题尚未解决。

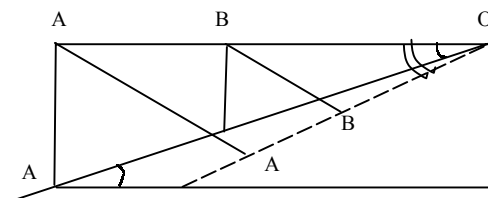
另一类方法则是从最原始的野外资料开始，进行真正的偏移叠加，它的有可能解决——两种问题，这种方法叫偏移叠加，但作量较大。

二、倾斜界面偏移归位的基本原理

首先指出，自激自收得到的反射波对应的反射点位置可能来处以 $\frac{1}{2}vt$ 为半径，以自激自收点 O 为圆心的圆弧上的任一点，如图示：



所以，如果只有一道自激自收记录，而没有其它资料是无法确定反射点在地下的准确位置的。其次，对反射界面段偏移大小进行结算，设 OC 是反射界面，真倾角为 α ，当我们在地面上分别在 A、B 两点自激自收时，我们接收到分别是来自界面上 A'、B' 点的反射，但是实际上，我们把接收到的反射波显示在 A、B 的正下方，在震剖面上是反射界两段 A'B'，它并不代表地下界面段的真正位置，界面的倾角也有误差，是 α' 而不是



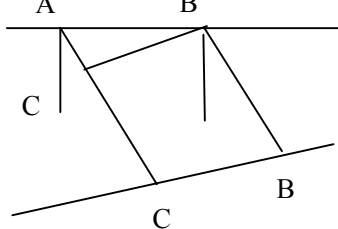
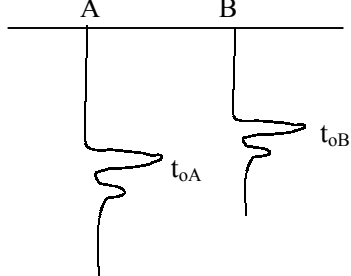
α ，它们的定量关系为：

在 $\triangle OBB'$ 和 $\triangle OBB$ 都是直角三角形，在 $\triangle OBB'$ 有 $\tan \alpha' = \frac{BB'}{OB}$

在 $\triangle OBB$ 有 $\sin \alpha = \frac{BB}{OB}$ $\tan \alpha' = \sin \alpha$

由此看出，埋深越深，则偏移越厉害。

确定反射界面的方法，公切线法。当我们得到来自界面上两点的反射旅行时， t_{0A} 和 t_{0B} 以及波速 V 后，可以 A 为圆心，用 $\frac{1}{2}Vt_{0A}$ 为半径画一圆弧，以 B 为圆心， $\frac{1}{2}Vt_{0B}$ 为半径画一圆弧，作两个圆弧的公切线就可以得到真正的反射点位



如果把反射看成界面上 A B 产生的向上传播的平面波，则 BC 可以看成 t_{0B} 时刻的反射波等时线，它与 AB 的夹角 $\sin^{-1} \frac{AC}{AB} = \frac{1}{2} \frac{t - v}{x}$ 计算

$$\text{而 } AC = \frac{1}{2} (t_{0A} - t_{0B}) \cdot V = \frac{1}{2} t v \sin^{-1} \frac{1}{2} \frac{t - v}{x} = \frac{t - v}{2} \frac{t - v}{x} = \frac{1}{2} V \frac{t}{x}$$

根据上式可以先由 t 和 V 、 x 求出 AC ，过 A、B 作出沿垂线尖角为 2θ 的 BB' 与 AA'

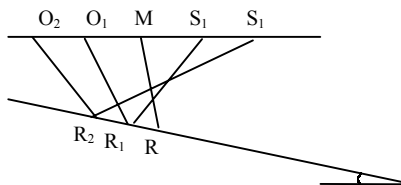
， $AA' = \frac{1}{2} V t_{0A}$ $BB' = \frac{1}{2} V t_{0B}$ 可得 A' B' 两点。

上述几方法都是从水平叠加剖面出发，得到反射界正确位置，也是过去用绘图实现倾斜同相轴归位的办法。虽然现在已不再用人工操作绘图实现偏移归位。但现用这些方法的原理是十分必要的，因为许多用计算机实现的自动偏移方法在原理上与它们有共同之处。

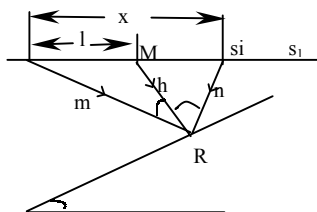
三、偏移叠加原理

在讨论偏移问题的开始，已指出水平叠加剖面存在的问题。上面的讨论只解决了界面的偏移，而没有解决共反射点分散的问题，现在讨论怎样从原始的共炮点记录出发。即从未经过水平叠加的资料出发，实现真正的共反射点叠加偏移，这种方法又称为偏移叠加。

按照现在通常采用的多次覆盖野外工作方法，各组激发点与接收点对称于它的中心 M



4 1



观测点 S_i 的位置，并按这个距离来布置接收点 S_i ，这种想法是有道理的，但是在实际生产中事先不知道 h 和 θ ，因而是很难实现的。

另一种办法是在野外仍按激发点与接收点对中心点对称的方式来布置排列。但在叠加时，不是按照界面水平条件抽道集，而是根据初步处理所得的 h 和 θ 用上式抽道集。经过相应的动校正叠加，这种方法在原理上是对的，但在实际生产中也过于麻烦，无人采用。尽管如此，这种思路对我们理解偏移技术是很有帮助的。

现在介绍比较典型利用射线理论的偏移方法叫绕射扫描偏移叠加方法。

设在同一测线上的许多点 O_1 、 O_2 、…… O_p 激发每炮，又在许多点 S_{j1} 、 S_{j2} 、…… S_{jn} 接收（下标第一个字母表示炮号，第二个字母表示对某一炮而言的道号）采用这条的多次覆盖野外工作方法将得到大量的原始地震讯息。在界面段上任造一个反射点 M 来讨论（图 4.4.7）在排列中够长，接收点足够密的条件下，如果 M 点是一个反射点，则在每炮中总会有一道记录来自 M 点的反向波讯息。

但是怎样找出每一炮中以 M 点为反射点的地震讯息来进行叠加呢？我们彩一种工作呈较大但却是“万无一失”的办法。具体做法是：对某一炮点 O_j 根据 M 点的 X 、 H 坐标及相应的速度值 $V(H)$ ，计算地震波从 O_j 经过 M 点到极点的旅行时 t_{j1} ，按这个时间值在 S_{j1} 道上选取相应的振幅值；……直到 S_{jn} ，对每一炮的每一道都这样做，设覆盖数是 P ，每炮有 N 道，则可选出 N_p 个振幅值，最后把它们加起来（代数和）这样做法尽管界面在 M 点处的倾角预先并不知道，但所有炮中满足以 M 点为共反射点条件的 P 个同相的地震讯息的振幅值，必然无遗漏地被选了出来，并叠加在一起。因而，叠加结果会出现一个较大的值（正式负值），当然，这样同时把许多道的不符合共反射点条件的振幅值（共有 $NP-P$ 个）也取来加反射点，则按上述方法从各炮选取的全是不同相的 NP 个随机振幅值，叠加结果应接近于零，这就是射线偏移法。

以上是做倾斜界面条件下，实现真正共反射点叠加的方法。但是，这样的叠加后得到的位置是否反映了反射点的真实位置呢。如图 4.4.8 所示，在 O_j 激发，在 S_{ji} 接收到一个旅行时间为 T 的反射波，仅仅根据这一道上的反射波到达时间 T 是无法确定反射点在地下的真实位置的。因为反射点的可能位置有很我，只要地震波从 O_j 到某一点再反射， S_{ji} 的旅行时间为 T ，则该点就可能是反射点，在均匀介质条件下，只要地震波 O_j 到该点再反射回 S_{ji} 总路程为 $L=V \cdot T$ ，则该点就可能是反射点。在解

映反射点的全部可能位置。如果反射点的位置是在 M 点的话，只有当对 M 点进行计算时才会在多次 (P 次) 覆盖的每一炮上都能找到一道影响 M 点为共反射点的。总共能取到 P 个同相的有效幅值，叠加后得到较大的数值。当对这个椭圆 的其它点 (如 M 、 M 、.....) 进行计算时，虽然也能对 O_j 这一炮在 S_{ji} 道上取到一个振幅值。但 M 、 M 、.....等，不是真正的反射点。因而在各炮中就不可能找到 P 个同相的振幅值，而中能找到 NP 个不同相的随机振幅值。它们叠加的结果就该接近于零，也就是说，对椭圆上的各点都用真正共反射点叠加办法计算后，保可能在反反射点 M (X, H) 上出现大的数数。

这就是偏移叠加能同事实现真正的共反射点叠加以及确定反射点的真实位置的简单大批量。此外，不难说明，偏移叠加也能使绕射波收敛到真正的绕射点位置上，能使加回转波归位，恢复凹界面的真实形态。水平叠加时间剖面上一些倾斜同相轴的交叉“折架”也会得到分解而“各就各位”了。

四、波动方程偏移原理简介

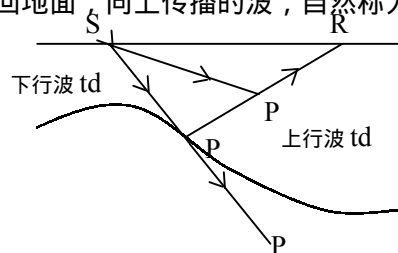
1、从几何地震学出发的偏移技术存在的问题和波动方程偏移的优点及意义。

最早采用的人工画剖面，使反射同相轴实现偏移的做法。首先要进行波的对比和识别。因为只能对已识别的反射波同相轴绘制深度剖面，而不是利用记录焉的全部原始住处进行偏移，所以

人工绘制深度剖面在反射波的对比过程中已含有较多的主观因素，更不用说绘制出深度剖面后，反射波的动力学牲已完全不能反映出来了。

前面介绍的偏移叠加方法是把地面上所能记录到的反射波或绕射波都归位到了址正的反射段或绕射点上去了。因此，如实地反映了地下构造形态。但也存问题：主要是它把地面接收到的地震波经过简单的叠加后放到地下某点去，作为地下某点的地震波了。实际情况是，地面质点振动情况不同于地下质点的振动情况。这样做只是从运动学观点，简单地按地震旅行时间把振幅放到地下去而没有考虑到波的动力学特点——地震波传播过程中的波形和能量变化。因此，它只能表示地下青层界面的构造形态，而不表示地下岩层的岩性特征，这就丧失了分析地下岩层岩性的许多重要特征。特别是破坏了直接找油找气的标志，造成这一情况的根本原因在于地震波是一种波动，用几何地震学的射线理论来描述波的传播只是一种较粗略的运动。

为下行波。当下行波遇到反射层或绕射点时，一部分能量透过岩层或绕过绕射点继续向下传播。另一部分能量则被反射层或绕射点反射或绕射返回地面，这种反射或绕射返回地面，向上传播的波，自然称为上行波。



图中地下某点 P 如是反射或绕射点，则当下行波到达这一点时，必有一上行波开始产生并且二者时间相等。上行波有较强能量，如果地下某点不是反射或绕射点。例如 P 和 P 点，则当下行波到达这点时，没有上行波开始产生，下地波与上行波波场时间也不相等。在地面布置的检波器接收到的除直达 外，所

记录的都是上行波，所以如果我们把地面接收到的波场逐层向下换算，求出地下各点的上行波

场，并取下行波场到达某点的波场值。如果这点确是反射或绕射点的话，则下行波到达这点的

时间必等于这点的上行波时间，且必有一强的上行波能量值。否则，基上行波能量等于零，所

以如此向下换算并取下行波到达另一时间等于上行波的时间，这点让行波应有一较大幅值，即

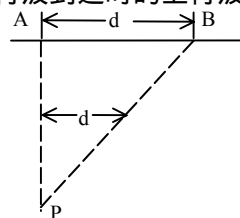
为该绕射或反射点处的绕射或反射波振幅值。这表示了反射或绕射点的实际位置，并且该振

是该绕射或反射点的真振幅。

上述偏移原理，可作如下解释，利用波动方程将地面接收到的上行波场换算求得地下各层

的上行场值，就相当于把检波器放到地下各换算层上去接收。为什么检波器接收记录向下换算，

下行波到达时的上行波波场值就能达到偏移目的呢？



如图示，如地下有一个倾斜层的反射，对于下方反射点 P 来的反射 P 点产生的反射，

首先看看观测面离开地质体的深度不同对反射点偏移的影响，设有图 4—45 所示的倾斜界

面段 OC，当在地面 OA 的一点 A 自激自收时将把接收到的来自界面上的 A 点的反射显示在 A

点的正下方 A 点，A 点相当于 A 的正确位置在深度和水平位置上都有偏移。

如果我们在比 OA 更接近 A 点的 O B 平面上的 B 点进行观测，这时将把来自 A 点的反射

显示在 B 点正下方 B 点，显然 B 点相对 A 点的偏移要比 A 点小得多，在极限情况下，在

A 点进行观测，就不会产生偏移了。

我们还可以看看点绕射的情况。在图 4-46 (a) 所示是均匀介质中的三个绕射点，为了方

便而不打仗一般性，设它们深度为 Z_1 ， $Z_2=2Z_1$ ，和 $Z_3=3Z_1$ ，(b) 是在地面上 ($Z=0$) 观测到的

地震剖面示意图。我们知道，最浅的绕射点的地震响应是三条绕射双曲线中最窄的确良条。

如果把观测面降到 $Z=Z_1$ 结果见 (c)。因为此时观测面相当于绕射点的深度。所以 $t=0$ 时的地震响应正好是绕射点的真实位置，同时也由于记录面的降低。原来在图 (b) 中的双曲线 1、2，现在正好是绕射点 2 和 3 了，并且到达时间也减少了。图中用时间会标的移动来表示这一点。(d) 是在 $Z=Z_2$ 平面观测的结果。因为我们只记录上行波。在这种情况下，绕射点的影响已不存在了。同时绕射点 2 的地震响应在 $t=0$ 时退化为一个点，而绕射点 3 的地震响应则变成同图 (b) 中的绕射响应一样。(e 是在 Z_3) 平面观测的结果。衅 (f) 表示在与三个绕射点的深度对应的观测平面上，得到的三个绕射点的波场，并且图 (f) 上的时间 t_1 相当于 Z_1 平面观测的 $t=0$ ， t_2 ， t_3 也有类似的关系，这两个例子表明，通过把观测面一次性向地下靠近地质体，可以得不同深度上地质体的真实存在，这是这种实现偏移方法的基本原因。

波动方程偏移实际上是将地表记录的地震剖面做为边条件。依据传播规律向下延拓成像的过程，我们给出水平叠加剖面偏移的数学模型。

其中 $F(x, t)$ 为水平叠加时间剖面。

上两式构成了波动方程偏移的是解问题，从 (4.4.3) 中我们可以看出，方程中有 $P(x, z, t)$ 对 z 的二次偏移的——而初条件中我们只能提供一个条件 $P(x, z, t) /_{z=0} = F(x, t)$ 。数学上可以证明这是一个不的问题，要想求解必须对该定解问题做适当的修正。

Claerbout 用只含上行波的波动方程解决了这一困难，个体的下学期学。

上面介绍的只是波动方程偏移最基本的原理，具体实用方法，经常用的有三种，即：有限差分（时间—空间域处理）

F—K 法（频率—波数域）

克希霍夫积分法

下面用一个理论模型来说明向下延拓的原理和效果。图 4.4.16 的模型包括一个平缓倾斜，一个平缓北斜，一个陡背斜，地层尖水、充填 地的地层。一些建立的绕射点和条断层等各种类型的地质特征，波速被认为是常数。

模型对应的自激自收地震剖面见图 4.4.17，地震剖面有些同相轴与深度剖面中的界面形态及位置是对应相符的。但也存在回转波，绕射波以及倾斜界面同相轴发生偏移等问题。

图 4.4.18 是一个向下延拓到上部反射层顶部的剖面（相当在 A 深度观测），这样一来，我们就突出了靠近观测平面处的同相轴。同时，也改变了整个剖面。例如可以看到平缓向斜脾底 P 变圆了，来自陡向斜翼 P 的反射波交点向下移动了，然后把观测下移到 B 点，而 移到 C，得到图 4.4.19 ~4.4.20，每当下延一段就有一条剖面，我们再利用这些没有重叠的剖面部分做出一条新的剖面（图 4.4.21），它几乎与原来的深度剖面一样。

五、偏移叠加和叠加偏移，叠前部分偏移。

六、三维偏移和三维偏移

正确理解三维偏移和三维偏移的概念及有关的一些问题对地震资料的解释十分重要，因为地下地质体是一个三维的实体。所以要得到地下三维地质体的真实形态，必须进行三维面积观测，进行三维叠加。当然，可以想象，真正的三维偏移，工作量是十分巨大的。目前，还只能作一些试验研究。

布置了 13 条测线。

图 4.4.27 是未经偏移的常规水平叠加剖面，可以明白地看出绕射波和侧面波。右穹隆被夸大并掩盖了平埋界面，且断面反射右移，同时还出现了来自左穹隆的侧面反射波。

图 4.4.28 是二维偏移剖面。剖面右半部的穹隆被显示出来，但来自左穹隆的侧反射仍然存在，它干扰了平界面的反射。同时，其它各种侧面波均未能归位，也不能得到正确解释。图 4.4.29 是经三维偏移后得到的剖面，剖面上的左穹隆的侧反射及各种侧面干扰消失了。断的波绕射波分得到归位和收敛，剖面正确地反是非曲直了地下构造的真实形成。

这种三维偏移严格地说应当是全三维偏移，它的工作太大，成本也太高。

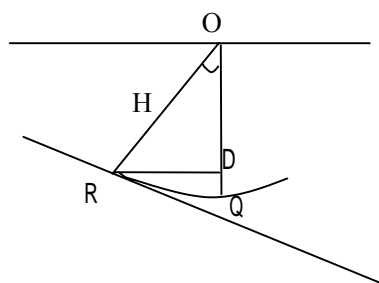
图 4.4.30 是一个点 P 的绕射曲面，在地面上用从 -n 到 +n 共 $2n+1$ 条测线进行观测，进

行全三维偏移时，相当于将绕射双曲面上的能量一次收敛到 P 点上去。

两步法三维偏移的过程是：先进行一个方向的三维偏移，即对每条测线进行三维偏移，把各条绕射双曲线的能量送到 A、B、C、D 等点上去，然后再在垂直于这些测线的方向上抽

道集，组成一条测线，对这种测线作二维偏移，把 A、B、C、D 能量集中到 P 点，两次偏移结果近似等价于三维偏移。

强调指出：在两条三维水平叠加时间剖面交点处， t_0 时间是相等的。在资料解释工作中自然称为 t_0 时间的闭合。如图 4.4.31 所示测线 AB 和 CD 的交点 O 接收到的都是来自 R 点的反射（自激自收情况）。在这两条测线的水平叠加剖面上，我们分别把反反射显示在 O 点正下方的 P



点、Q 点、沿 OP、OQ 的旅行时都等于沿 OR 的旅行时，所以能够闭合。偏移剖面 t_0 不相等。时间剖面上的偏移校正实质上就是把剖面上各点的法线深度变为和沿直深度 $OD = H \cdot \cos$ 。因为同一界面在

