

■ 实验报告

姓名	
评分	

实验报告

课程名称： 地震波理论

课题名称： 弹性波动方程正演模拟

专 业： 地球物理

姓 名： 王锴

班 级： 201145

完成日期： 2017 年 1 月 6 日

目录

一、实验名称	1
二、实验目的	1
三、实验题目	1
四、实验原理	1
五、实验整体流程图	3
六、实验结果及分析	4
七、实验体会	27
参考文献	27

实验报告

■ 一、实验名称

弹性波动方程正演模拟。

■ 二、实验目的

- (1) 识别各种波动类型；
- (2) 了解各种波动的特点特性。

■ 三、实验题目

通过建立模型进行弹性波动方程正演模拟计算，识别各种波动类型并了解各种波动的特点特性。

■ 四、实验原理

地震波正演就是求取地震波在已知的地下地质模型中的传播规律，包括传播时间、路径、能量等。正演通常是地震研究中了解未知问题的第一步。在人工给定的地质模型中进行正演得到的规律能够增进人们对未知模型的认识，从而有助于问题的解决。

1. 地震波传播的基本规律^[1]包括：

(1) 惠更斯—菲涅尔原理：在弹性介质中，已知 t 时刻的同一波前面上的各点，可以把这些点看作从该时刻产生的新的点振源，经过任何一个 Δt 时刻后，这些子波的包络面就是

原波到达的 $t + \Delta t$ 时刻新的波前面。根据这个原理，只要知道某一时刻的波前位置，就能够确定出地震波在各种不同时间的波前位置。惠更斯原理只给出了波传播的空间几何位置，而没有涉及到波到达该位置的物理状态。菲涅尔补充了惠更斯原理，他指出，从同一波阵面上的各点所发出的子波，经传播而在空间相遇时，可以相互叠加而产生干涉现象，从而在该点观测到的是总扰动。当波遇到另一种介质时，这个原理可以形象地说明波的反射、透射、折射和绕射等现象。

(2) 费玛原理：费玛原理是从射线角度描述波传播特点的。它指出，地震波沿射线传播的时间和沿其它任何路径传播的时间比较为最小，或者说波沿所花时间为最小的路径传播。根据这个原理可以确定地震波在已知传播速度的介质中的射线形状，如在均匀介质中射线路径为直线，而在非均匀介质中，射线路径不再是直线，是与波前面垂直的曲线。

(3) 斯奈尔定理：当地震波传至两种不同介质的分界面时，一部分能量在原介质形成反射波，另一部分能量透过分界面，在第二介质中传播形成透射波。斯奈尔定理指出：①入射线、透射线位于界面法线的两侧，入射线、透射线和法线同在一射线平面内；②入射角的正弦和透射角的正弦之比，等于入射波速度与透射波速度之比，即

$$\frac{\sin\theta_1}{\sin\theta_2} = \frac{V_1}{V_2} \quad (4.1)$$

(4) 叠加原理：若有几个波源产生的波在同一介质中传播，且这几个波在空间某点相遇，那么相遇处质点的振动会是各个波所引起的分振动的合成，介质中某质点在任一时刻的位移便是各个波在该点所引起位移的矢量和。换言之，每个波都独立保持自己原有的特性（频率、振幅、振动方向等）对该点的振动作出自己的一份贡献，即波的传播是独立的。这种特性称为叠加原理。叠加原理也可以这样叙述，几个波相加的结果等于各个波作用的和。实际上，单震源也可能出现叠加的问题。比如来自同一震源的层间多次反射波和经过深层的反射波可能在同时或者在比较小的时间间隔内到达检波点，则在该检波点处也会产生波的叠加。

2. 地震波正演的方法^[1]：

本次试验采用有限差分法来求解波动方程，它是一种用有限差分网格代替连续区域的一种离散化方法，用差分代替微分，差商代替微商，从而求出微分方程的数值解，当然，这是一种近似解法。二维波动方程有限差分数值模拟的基本方程为：

$$\begin{cases} \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial t} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial V_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial V_z}{\partial z} \\ \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial t} = \lambda \frac{\partial V_x}{\partial x} + (\lambda + 2\mu) \frac{\partial V_z}{\partial z} \\ \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial t} = \mu \frac{\partial V_x}{\partial z} + \mu \frac{\partial V_z}{\partial x} \\ \rho \frac{\partial V_x}{\partial t} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \\ \rho \frac{\partial V_z}{\partial t} = \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} \end{cases} \quad (4.2)$$

对模型边界采用吸收边界的处理方法，这里采用 Collino 的衰减模型：

$$\begin{cases} d(x) = -\log(R) \frac{3V_{max}}{2\delta} \left(\frac{x}{\delta}\right)^2 \\ d(z) = -\log(R) \frac{3V_{max}}{2\delta} \left(\frac{z}{\delta}\right)^2 \end{cases} \quad (4.3)$$

其中， V_{max} 为最大（纵）波速， δ 为匹配层宽度， R 为理想边界层反射系数，取 10^{-6} 。 $d(x)$ 、 $d(z)$ 为零时不衰减，所以在模型区域内 x 、 z 的值为零。

由于差分方程存在敛散性问题，所以需要模型稳定性条件的检验：

$$\begin{cases} \Delta t \times V_{max} \leq \frac{1}{\sum_{k=1}^N |\Gamma_k| \times \sqrt{\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta z^2}}} \\ \Gamma_k = \frac{(-1)^{k+1}}{k^2} \times \frac{(-1)^{k+1} \prod_{i=1, i \neq k}^N i^2}{\prod_{i=1}^{k-1} (k^2 - i^2) \times \prod_{i=k+1}^N (i^2 - k^2)} \\ V_{min} > 6 \times f \times \max(\Delta x, \Delta z) \end{cases} \quad (4.4)$$

当 Δx 、 Δz 、 Δt 同时较小时，就能很好的满足稳定性条件。

3. 波的类型^[1]：

(1) 体波：体波是在震源周围空间传播的、在空间任意一点上观测的弹性波，分为纵波与横波。纵波也称 P 波，描述的是介质某一区域的体积变化，即膨胀或压缩。在这种状态下介质质点围绕其平衡位置作前进或返回的往返运动，单元体不作旋转。

横波也称 S 波，描述的是弹性介质单元体旋转，而不发生膨胀或压缩现象。这种类型的波动，其质点位移方向与振动传播方向相垂直。

在均匀各向同性完全弹性介质中，纵波和横波彼此独立存在和传播，在非均匀介质中，纵波和横波彼此不能分开、独立传播，即纵波能产生横波，横波也能产生纵波。

(2) 面波：面波是由于介质分界面的存在而产生的、在分界面附近传播并观测的一种弹性波。经常观测到的面波有：与弹性半空间自由表面相联系的瑞雷面波；与弹性半空间自由表面上的一个低速薄层相联系的拉夫面波；与介质内部分界面相联系的斯通利波。

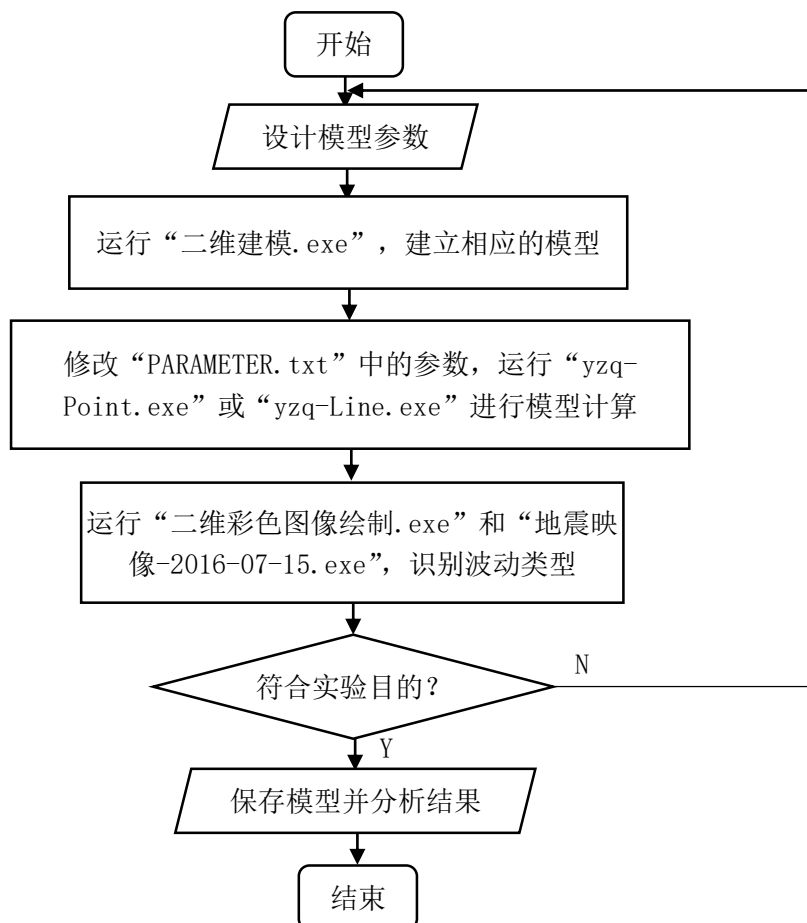
(3) 反射波和透射波：当地震波传至两种不同介质的分界面时，一部分能量在原介质形成反射波，另一部分能量透过分界面，在第二介质中传播形成透射波。可由斯奈尔定理和佐普里兹方程求解。

(4) 折射波：根据斯奈尔定理，透射波在第二介质中的偏折，与两种介质的速度比有关。当 $V_1 > V_2$ 时，透射波靠近法线偏折，当 $V_1 < V_2$ 时，透射角大于入射角，透射波远离法线偏折。当入射角不断增大时，透射角也随之增大，当入射角增大到一定角度时，透射角增大到 90° ，这时透射波就以 V_2 速度沿界面滑行，并在第一介质中产生折射波。

(5) 绕射波：地震波在传播中遇到地层剧烈变化的地方，例如断层的断点、断棱，地层尖灭点，不均匀体、侵入体和地下礁的边缘等所引起的波称为绕射波。它可视为以这些点作为一个新的震源产生振动，并向周围以球面波形式传播。它是异常波中的一种，常以反射波的延续形态出现，频率和有效速度均低于正常反射波，波峰（或波谷）数目少，能量衰减较快。

(6) 多次反射波：当反射波传播到地面时，由于地面与空气的分界面（自由界面）是一个阻抗差异很明显的界面，所以是一个良好的反射界面。反射波又可能从这个界面反射向下传播；当遇到反射界面时，又可以再次发生反射返回地面，形成多次反射波。

■ 五、实验整体流程图



■ 六、实验结果及分析

本次实验中，我主要进行了八个模型的实验，分别针对各种类型的波的识别、楔形低阻抗模型、较薄的吸收边界和地震记录的极性验证这四个部分设计模型进行正演模拟。

(1) 纵波与横波：

为了观察纵波与横波在均匀介质中的传播特征，这里采用了一个均匀半空间的模型（图 6.1）。

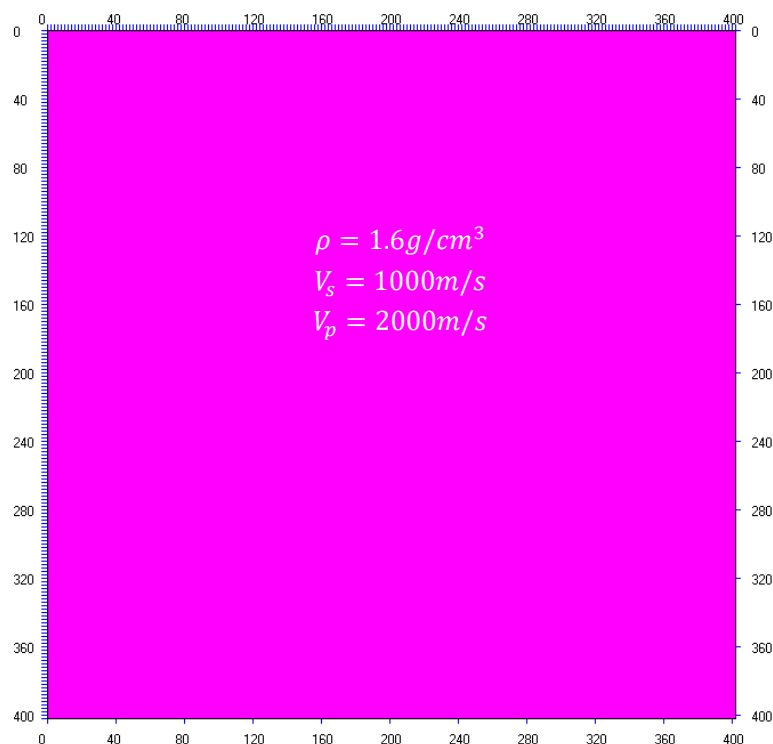


图 6.1：观察纵波与横波的模型，密度为 $1.6g/cm^3$ ，横波速度为 $1000m/s$ ，纵波速度为 $2000m/s$

对图（6.1）的模型进行正演计算，震源为点震源，坐标为（101,1），检波器布满横轴，纵轴方向节点序号为 1，差分阶数为 10，吸收边界厚度为 200，采样时间间隔为 $0.1ms$ ，采样时间点数为 5001 个，震源采用主频为 $25Hz$ 的雷克子波，震源子波延迟时为 $0.04s$ ，点震源类型采用垂直震源，以产生横波和纵波。

正演计算的波场放映和地震记录的结果如图（6.2）和图（6.3）。

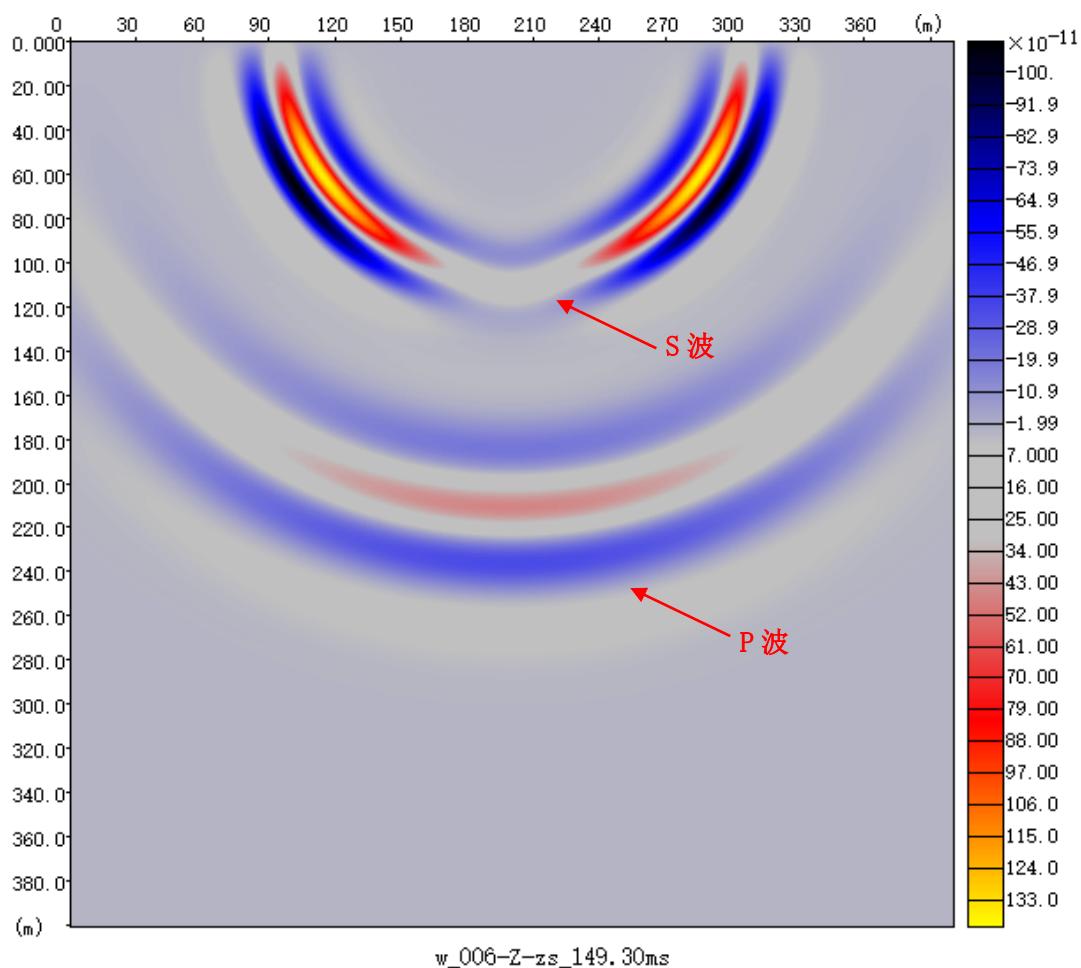


图 6.2: 图 6.1 模型的正演模拟结果的波场放映的垂直分量图，黄色表示高值，黑色表示低值

图 (6.2) 显示，波场放映图中存在两个独立传播的波，表明垂直激发的点震源激发了 P 波和 S 波，其中传播速度较快的是 P 波，它的波长较长，能量较分散，振幅较小，波前为球状，垂直分量在震源点正下方最大，在地面最小为零，波形与雷克子波波形相近，存在一个极大值，两个极小值。S 波传播速度较慢，为 P 波传播速度的一半，它的波长较短，能量较集中，振幅较大，波前为球状，垂直分量在震源点正下方最小为零，存在一个向下的突出，在 45° 方向最大，在地面趋近于零。同时可以看到，随着波前的传播，两种波的振幅逐渐下降，这体现了波的能量球面扩散的特性。

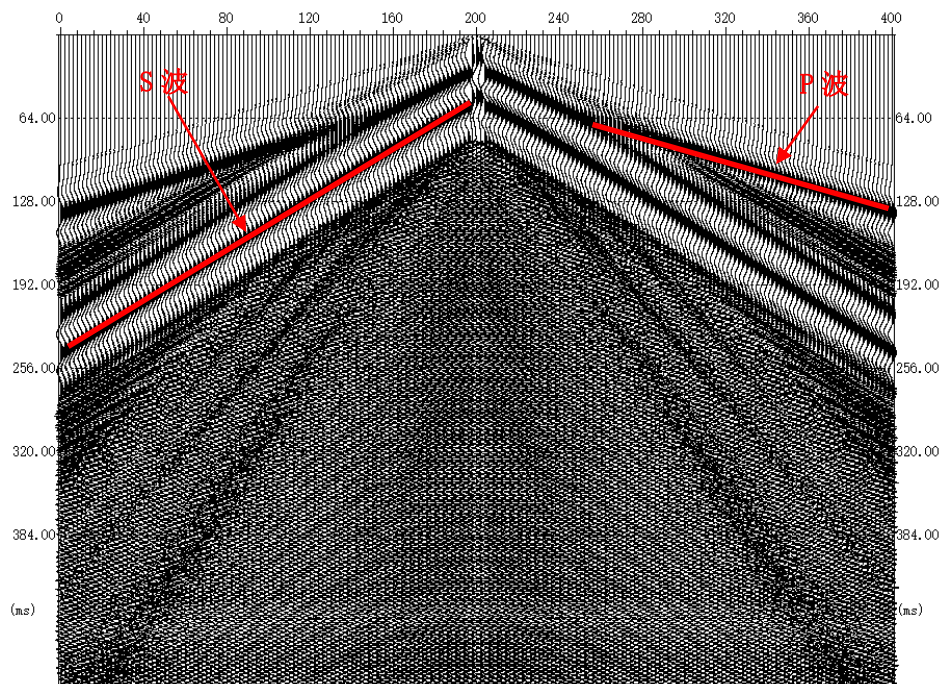


图 6.3：图 6.1 模型的正演模拟结果的地震记录的垂直分量图，经过了道间道内均衡处理

图（6.3）记录了地面上直达纵波和直达横波的波动图像，P 波与 S 波均为两条射线构成，二者在震源点相交，在远离震源点的地方二者逐渐分离，检波器首先检测到 P 波的波动，随后接收到 S 波的波动，二者的波形相似，震动极性一致。

（2）反射波、透射波和面波：

为观察反射波、透射波和面波，这里采用一个两层模型，界面为倾斜的（如图 6.4）。

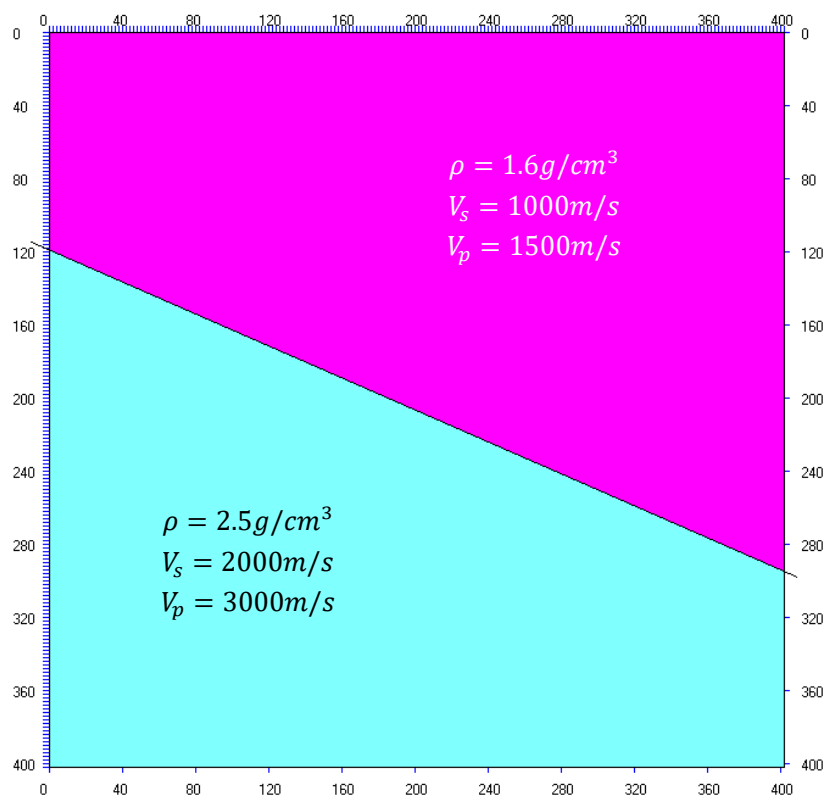


图 6.4: 观察反射波、透射波和面波的模型, 分为上下两层介质。上层介质密度为 $1.6g/cm^3$, 横波速度为 $1000m/s$, 纵波速度为 $1500m/s$; 下层介质密度为 $2.5g/cm^3$, 横波速度为 $2000m/s$, 纵波速度为 $3000m/s$

对图 (6.4) 的模型进行正演计算, 震源为线震源, 布满横轴, 纵轴方向节点序号为 1, 检波器布满横轴, 纵轴方向节点序号为 1, 差分阶数为 10, 吸收边界厚度为 200, 采样时间间隔为 $0.1ms$, 采样时间点数为 5001 个, 震源采用主频为 $25Hz$ 的雷克子波, 震源子波延迟时为 $0.08s$, 点震源类型采用胀缩震源, 以产生 P 波入射波。

正演计算的波场放映和地震记录的结果如图 (6.5) 和图 (6.6)。

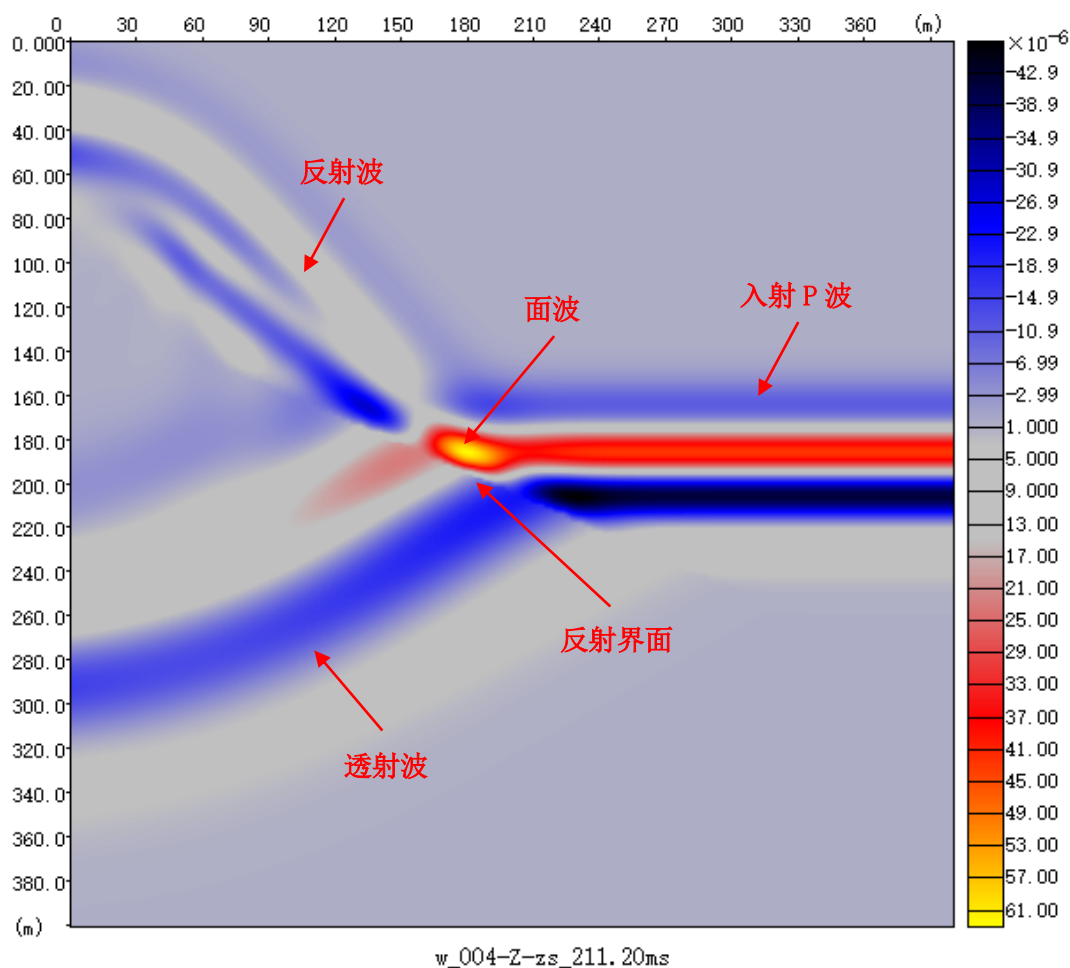


图 6.5: 图 6.4 模型的正演模拟结果的波场放映的垂直分量图, 黄色表示高值, 黑色表示低值

图 (6.5) 显示, 入射 P 波向下传播至反射界面时, 产生了反射波、透射波和面波。反射波分为反射 P 波和反射 S 波, 图中隐约能够区分, 反射波的波长相对透射波较短, 这是上层介质是低速介质的缘故, 波前面是一个平面, 与反射界面存在一个角度, 这个角度是反射角, 反射波左端出现偏折, 其原因是反射界面在模型边界处中断。透射波也分为透射 P 波和透射 S 波, 由于图中传播距离较短, 未能将二者分离, 透射波的波长相对反射波较长, 这是下层介质为高速介质的缘故, 波前面是一个平面, 与反射界面指教的角度为透射角, 透射波左端出现微小的偏折, 其原因与反射波的偏折相一致。面波为沿着分层界面传播的波, 它的传播速度较慢, 能量较高, 离开分层界面时, 能量迅速衰减。

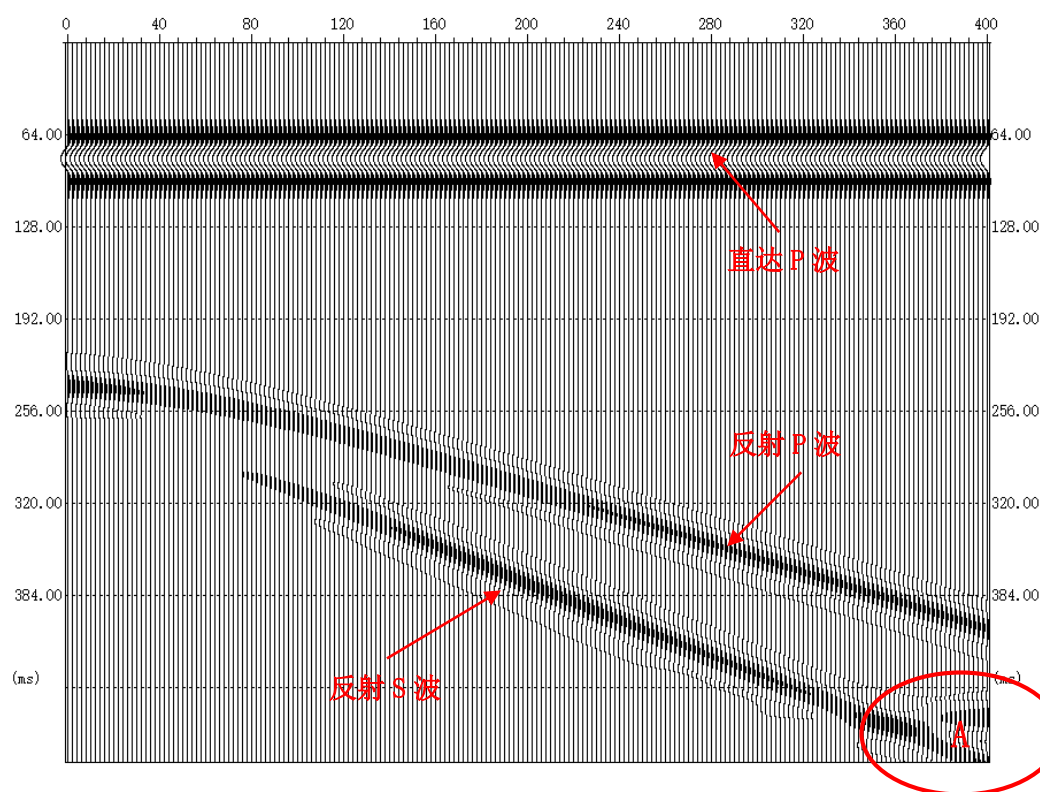


图 6.6：图 6.1 模型的正演模拟结果的地震记录的垂直分量图，经过了道间均衡和对每道记录积分的处理

图 (6.6) 记录了地面接收的直达 P 波、反射 P 波和反射 S 波的波动图像。直达 P 波呈现出平行于横轴的直线，显示出反极性，这幅较大，能量较高。反射 P 波和反射 S 波为抛物线特征，显示出正极性，在 0-70 道，反射 S 波的振幅为零，没有能量，而反射 P 波则存在振幅，且能量较高，这可能是反射界面在模型边界处中断导致的，尖灭点处激发了一个 P 波，叠加于反射 P 波之上，导致在 0-70 道内接收到 P 波，反射 P 波斜率较小，波速较大，反射 S 波斜率较大，波速较低。同时，在 A 区出现了微小的扰动，其原因可能是吸收边界吸收不充分，导致有反射波传回。

(3) 折射波：

为观察折射波的特性，这里采用一个两层模型，界面为倾斜 ($>60^\circ$) 的 (如图 6.7)。

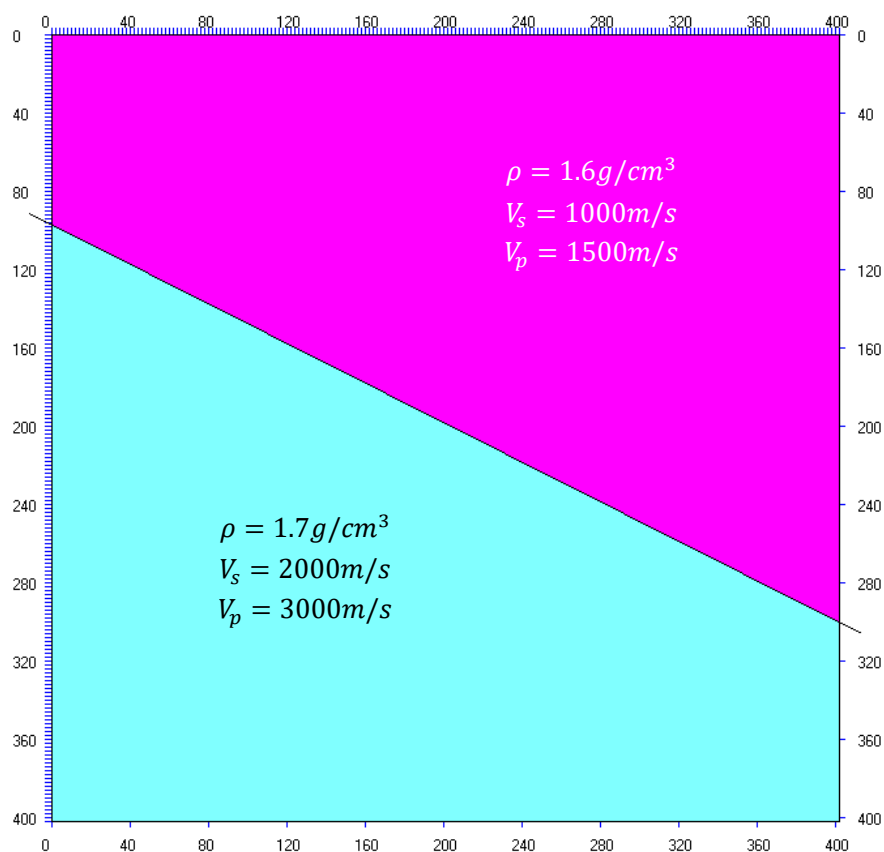


图 6.7：观察折射波的模型，分为上下两层介质。上层介质密度为 $1.6g/cm^3$ ，横波速度为 $1000m/s$ ，纵波速度为 $1500m/s$ ；下层介质密度为 $1.7g/cm^3$ ，横波速度为 $2000m/s$ ，纵波速度为 $3000m/s$

对图（6.7）的模型进行正演计算，震源为点震源，坐标为（21,1），检波器布满横轴，纵轴方向节点序号为 1，差分阶数为 10，吸收边界厚度为 200，采样时间间隔为 $0.1ms$ ，采样时间点数为 5001 个，震源采用主频为 $25Hz$ 的雷克子波，震源子波延迟时为 $0.04s$ ，点震源类型采用胀缩震源，以产生入射 P 波。

正演计算的波场放映和地震记录的结果如图（6.8）和图（6.9）。

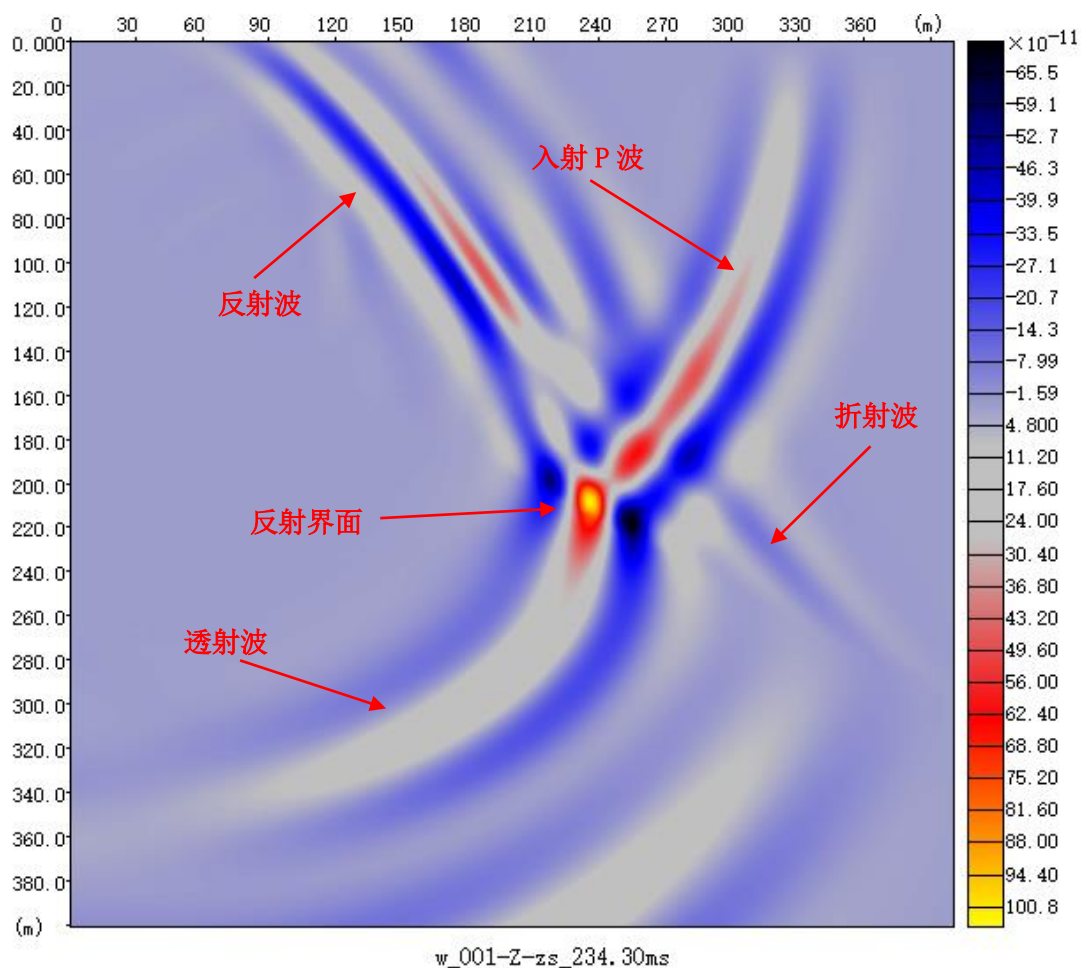


图 6.8: 图 6.7 模型的正演模拟结果的波场放映的垂直分量图, 黄色表示高值, 黑色表示低值

图 (6.8) 显示, 入射 P 波传播至反射界面时, 产生了反射波, 透射波和折射波, 反射波、透射波等已在上一小节分析过, 故而本小节仅针对折射波进行分析。上下两层介质的横纵波速度之比均为 $1/2$, 反射界面的倾角大于 60° , 故而该模型可以十分简便地满足折射波产生的条件。折射波的波前面为一平面, 其下端与透射 P 波的波前相连, 上端与反射 P 波的波前相连, 其传播速度小于直达波而大于反射 P 波和反射 S 波。

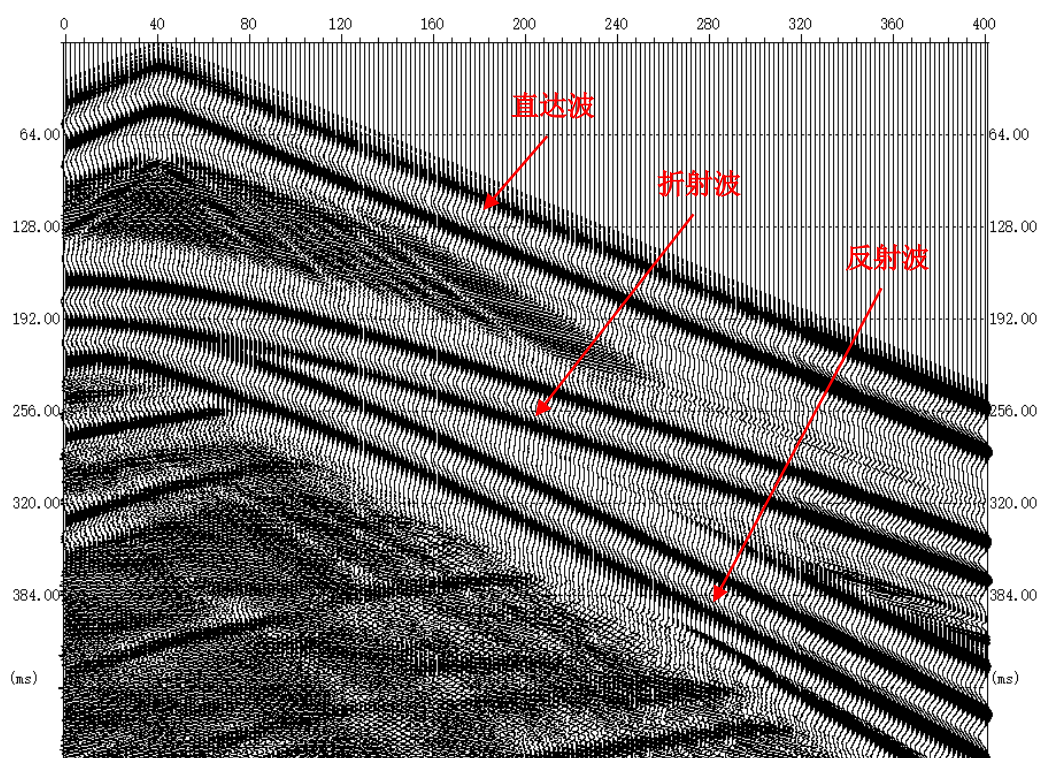


图 6.9: 图 6.7 模型的正演模拟结果的地震记录的垂直分量图, 经过了道间道内均衡处理

图 (6.9) 记录了地面接收的直达波、折射波和反射波的震动图像, 折射波一端与反射波相交, 一段与直达波相交, 其意义为, 当接收点位于无限远处时, 直达波与折射波的速度是相等的, 这表明折射波的视速度高于反射波而低于直达波。该图中直达波、折射波和反射波的极性均为反极性的。

(4) 绕射波:

为观察绕射波的特性, 这里采用一个两层模型, 界面为台阶形的 (如图 6.10)。

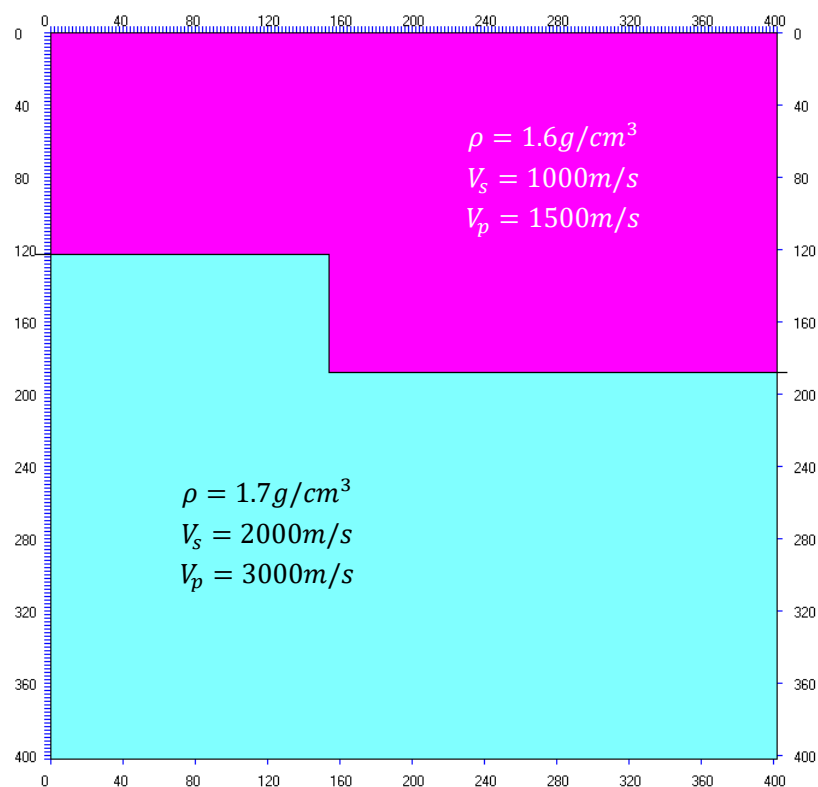


图 6.10：观察绕射波的模型，为台阶形，分为上下两层介质。上层介质密度为 $1.6g/cm^3$ ，横波速度为 $1000m/s$ ，纵波速度为 $1500m/s$ ；下层介质密度为 $1.7g/cm^3$ ，横波速度为 $2000m/s$ ，纵波速度为 $3000m/s$

对图（6.10）的模型进行正演计算，震源为点震源，坐标为（30,1），检波器布满横轴，纵轴方向节点序号为 1，差分阶数为 10，吸收边界厚度为 200，采样时间间隔为 $0.1ms$ ，采样时间点数为 5001 个，震源采用主频为 $25Hz$ 的雷克子波，震源子波延迟时为 $0.04s$ ，点震源类型采用胀缩震源，以产生入射 P 波。

正演计算的波场放映和地震记录的结果如图（6.11）和图（6.12）。

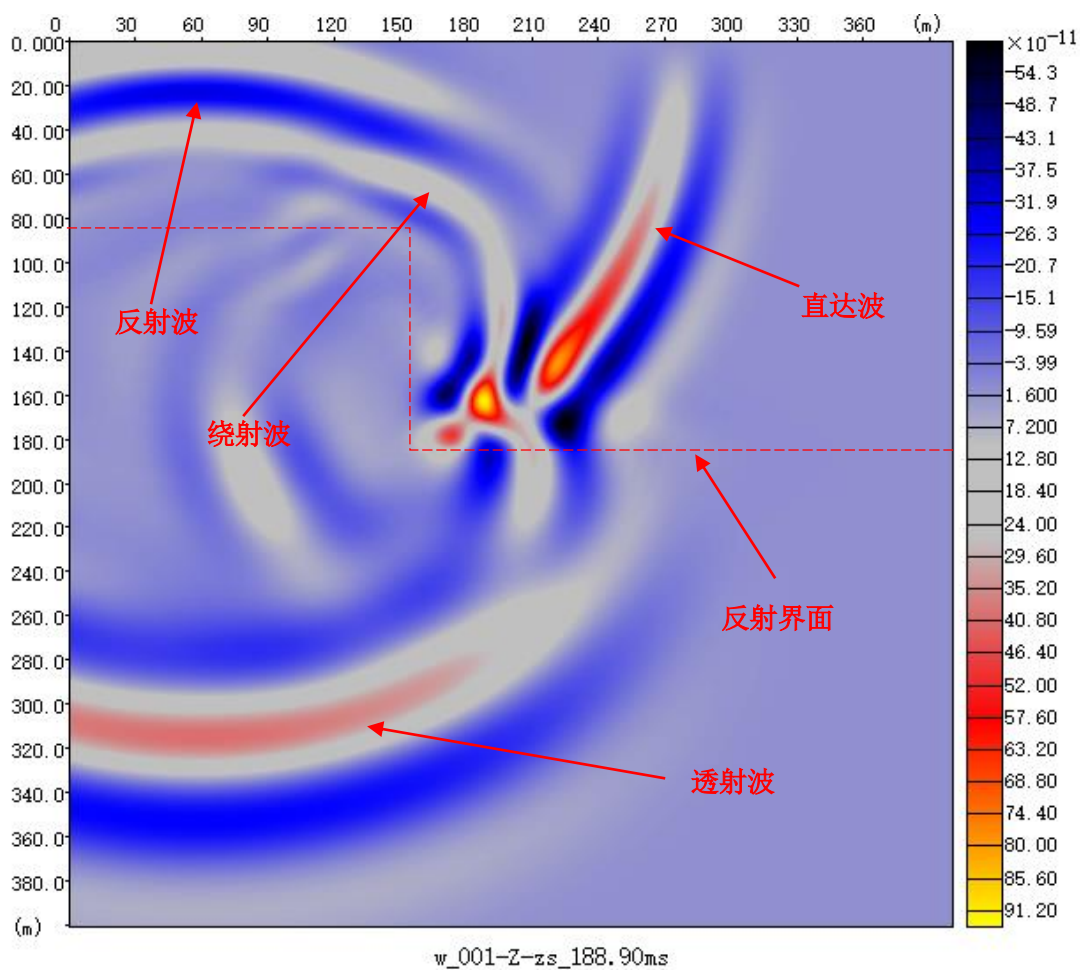


图 6.11: 图 6.10 模型的正演模拟结果的波场放映的垂直分量图, 黄色表示高值, 黑色表示低值

图 (6.11) 显示, 入射 P 波传播至反射界面时, 产生了反射波, 透射波和绕射波, 反射波、透射波等已在前面小节分析过, 故而本小节仅针对绕射波进行分析。绕射波相当于在分界面尖灭点处激发的一个波, 它的传播速度小于反射波和直达波, 尖灭点正上方首先接收到绕射波。

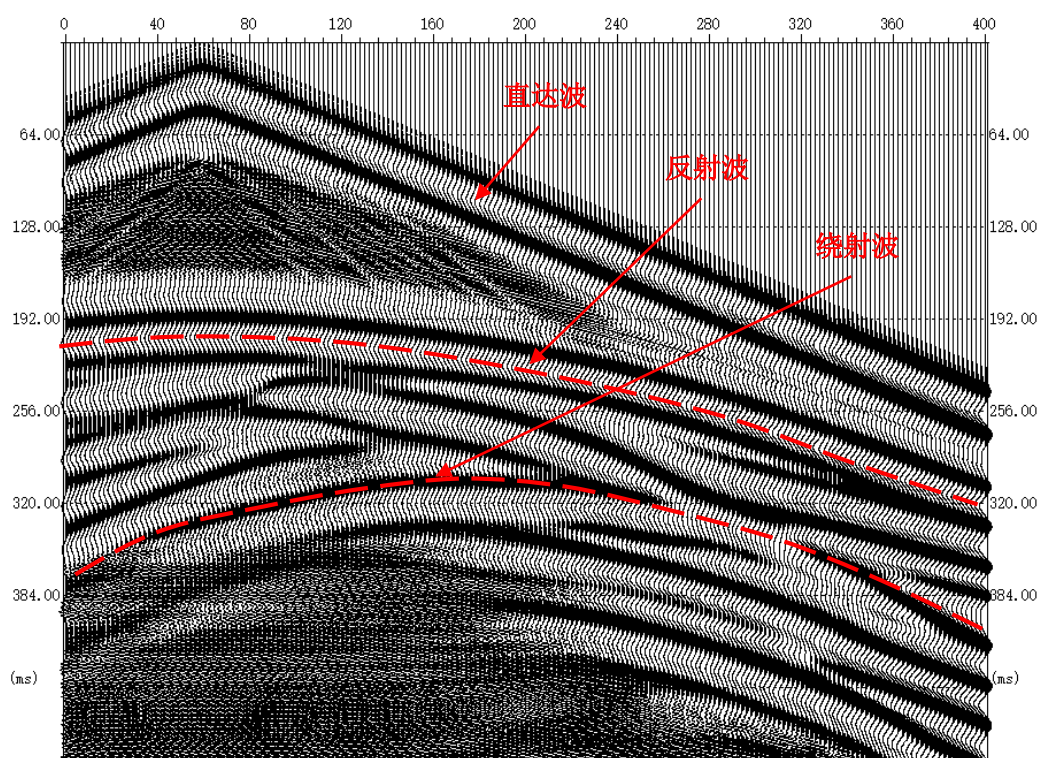


图 6.12: 图 6.10 模型的正演模拟结果的地震记录的垂直分量图, 经过了道间道内均衡处理

图 (6.12) 记录了地面接收的直达波、反射波和绕射波的震动图像, 绕射波与反射波均表现为抛物线特征, 反射波抛物线的顶点位于震源点, 绕射波的抛物线的顶点则位于分层界面的尖灭点处, 绕射波出现在反射波下方且绕射波的斜率大于反射波, 表明绕射波的视速度小于反射波。

(5) 多次反射波:

为观察多次反射波的特性, 这里采用一个四层模型, 界面均为水平的 (如图 6.13)。

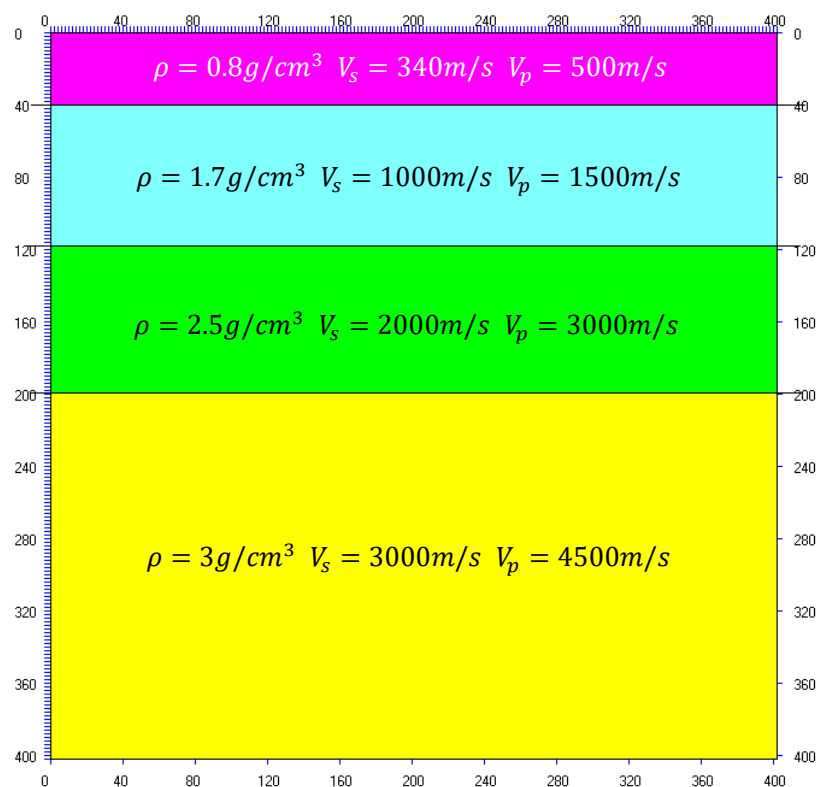


图 6.13: 观察多次反射波的模型, 分为四层介质。上层介质密度和波速极小, 模拟自由界面, 下面三层介质密度和波速依次增加

对图 (6.13) 的模型进行正演计算, 震源为点震源, 坐标为 (101, 20), 检波器布满横轴, 纵轴方向节点序号为 20, 位于一二层界面分界面处, 差分阶数为 10, 吸收边界厚度为 200, 采样时间间隔为 0.1ms, 采样时间点数为 5001 个, 震源采用主频为 25Hz 的雷克子波, 震源子波延迟时为 0.04s, 点震源类型采用胀缩震源, 以产生入射 P 波。

正演计算的波场放映和地震记录的结果如图 (6.14) 和图 (6.15)。

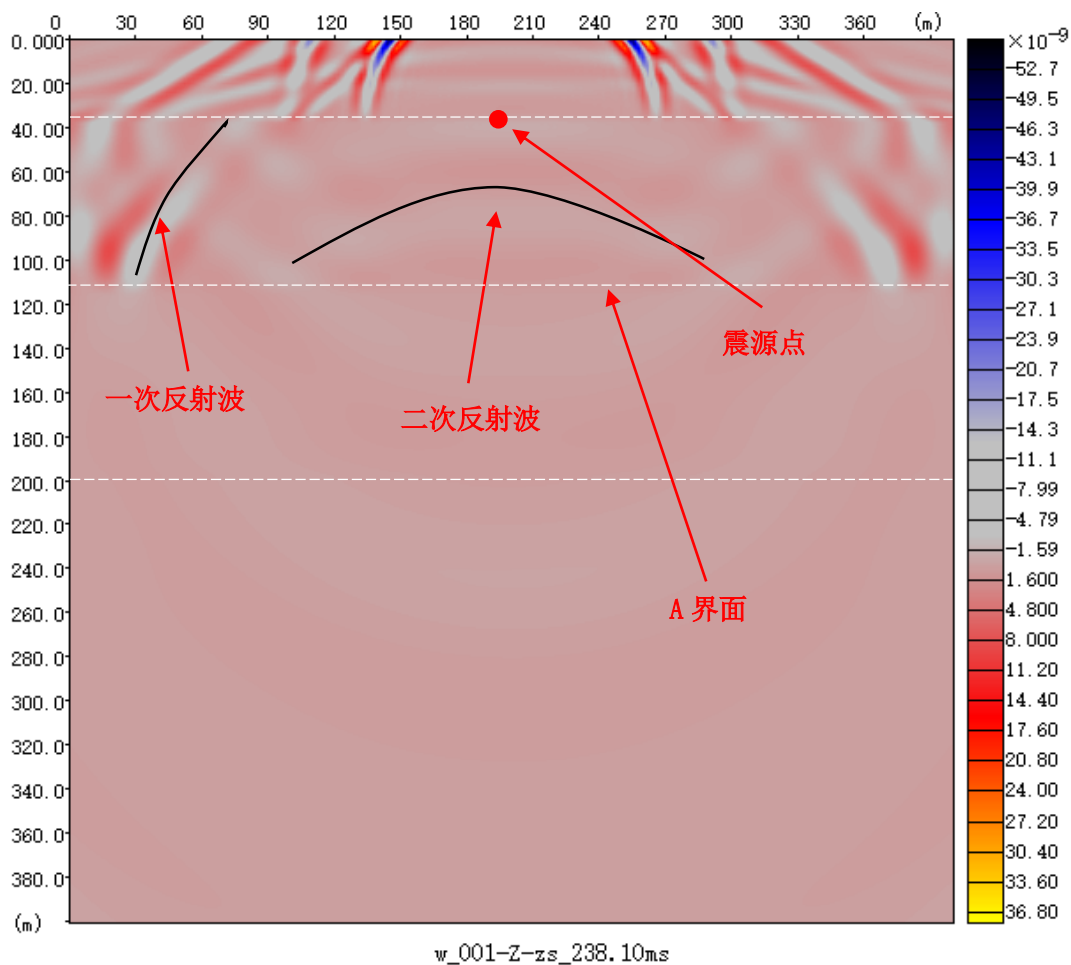


图 6.14: 图 6.13 模型的正演模拟结果的波场放映的垂直分量图, 黄色表示高值, 黑色表示低值

图 (6.14) 显示, 入射 P 波由震源点传播至 A 界面时产生了一次反射波, 当一次反射波到达自由界面时, 再次发生反射, 反射波再次达到 A 界面时, 产生了二次反射波, 如此循环往复, 形成多次波, 各反射波之间表现为延迟相似的关系, 每一次反射能量都急剧下降。

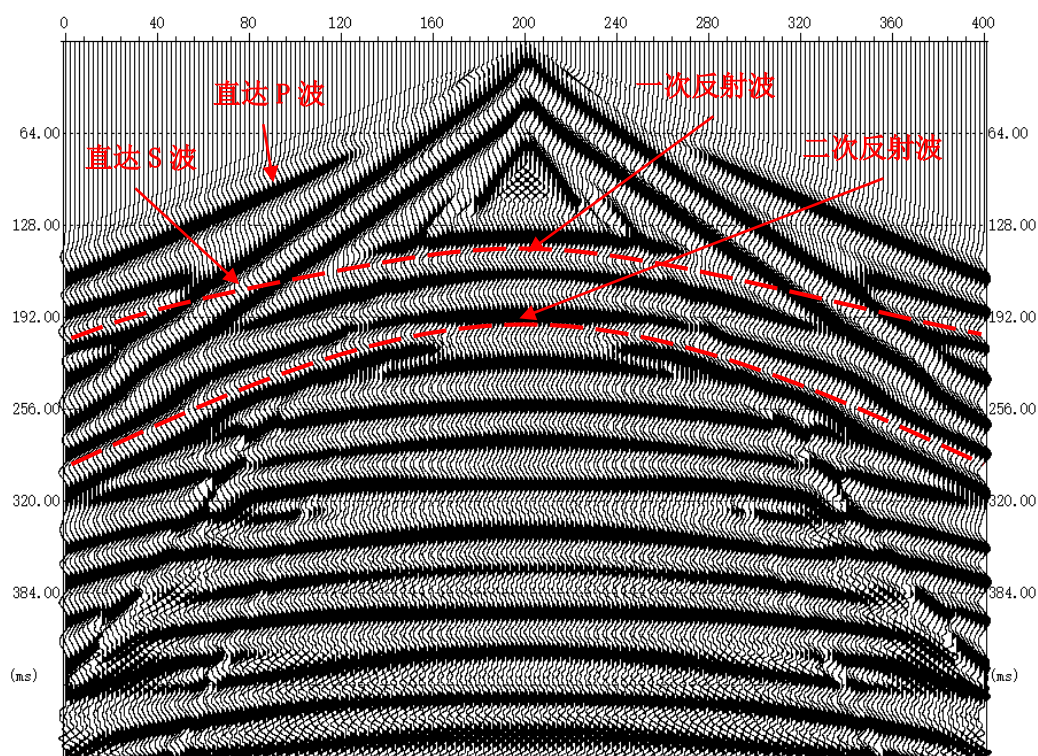


图 6.15: 图 6.13 模型的正演模拟结果的地震记录的垂直分量图, 经过了道间道内均衡处理

图 (6.15) 记录了地面接收的直达 P 波、直达 S 波、一次反射波和二次反射波的波动图像, 一次反射波和二次反射波均呈现抛物线特征, 抛物线顶点均为震源点位置, 二次反射波出现在一次反射波下方且二次反射波的斜率大于一次反射波, 表明二次反射波的视速度小于一次反射波。

(6) 楔形模型:

为观察地下某一低速层对地震波的影响, 这里采用楔形低速层模型, 上界面均为水平的, 下界面为倾斜的 (如图 6.16)。

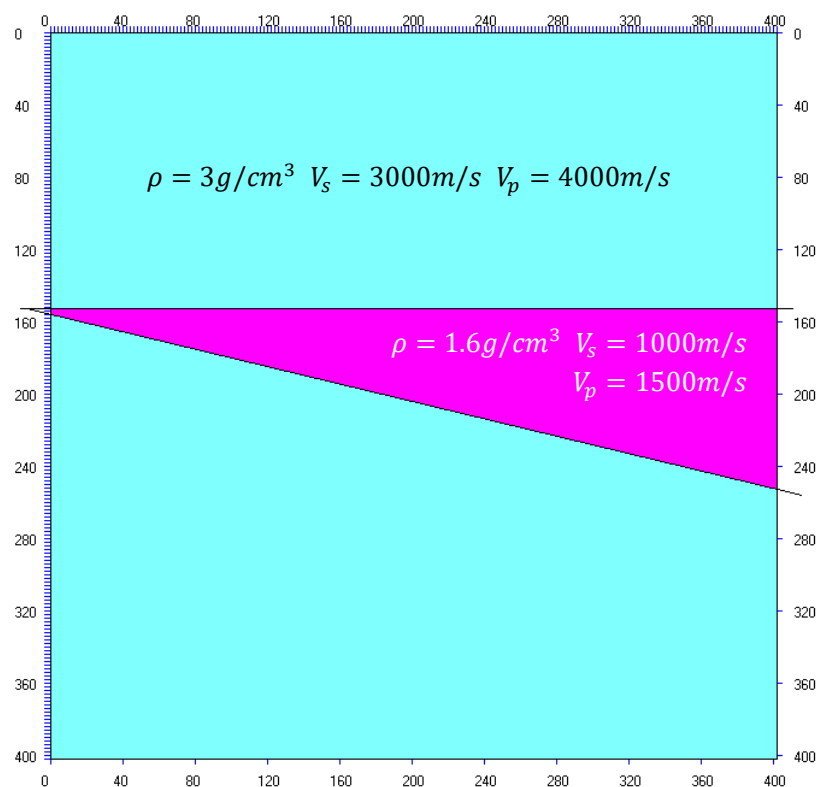


图 6.16: 楔形低速层模型, 楔形层介质密度为 $1.6g/cm^3$, 横波速度为 $1000m/s$, 纵波速度为 $1500m/s$; 围岩介质密度为 $3g/cm^3$, 横波速度为 $3000m/s$, 纵波速度为 $4000m/s$

对图 (6.16) 的模型进行正演计算, 震源为线震源, 布满横轴, 纵轴方向节点序号为 1, 检波器布满横轴, 纵轴方向节点序号为 1, 差分阶数为 10, 吸收边界厚度为 200, 采样时间间隔为 $0.1ms$, 采样时间点数为 5001 个, 震源采用主频为 $25Hz$ 的雷克子波, 震源子波延迟时为 $0.04s$, 点震源类型采用胀缩震源, 以产生入射 P 波。

正演计算的波场放映和地震记录的结果如图 (6.17) 和图 (6.18)。

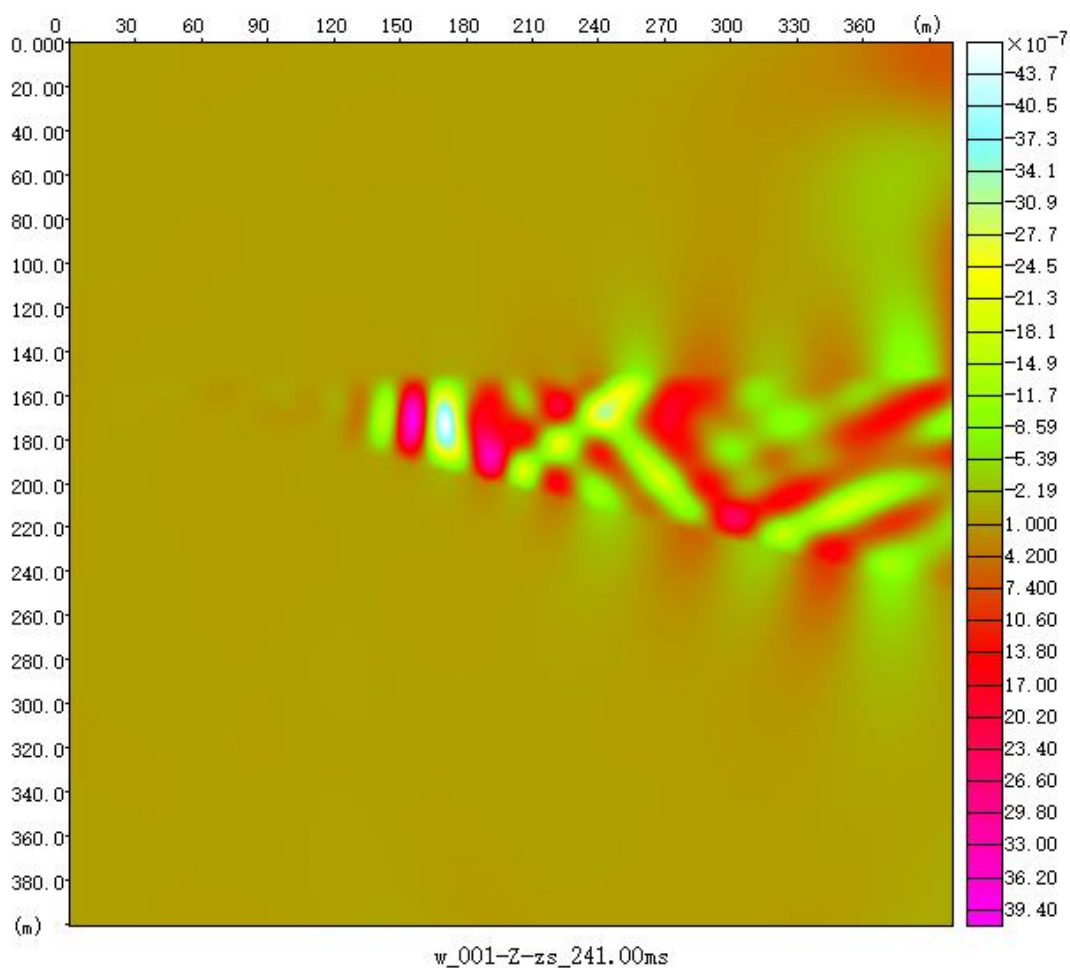


图 6.17: 图 6.16 模型的正演模拟结果的波场放映的垂直分量图, 紫色表示高值, 白色表示低值

图 (6.17) 显示, 入射 P 波传播至楔形模型内后, 由于两个反射界面的反射系数均为较大值, 导致每次反射均有较大一部分能量反射回楔形模型内, 如此循环往复, 导致楔形低速层内多次反射波相互叠加、干涉, 就好像波被困在楔形低速层内一般, 同时还会有少量的能量透射回地面。

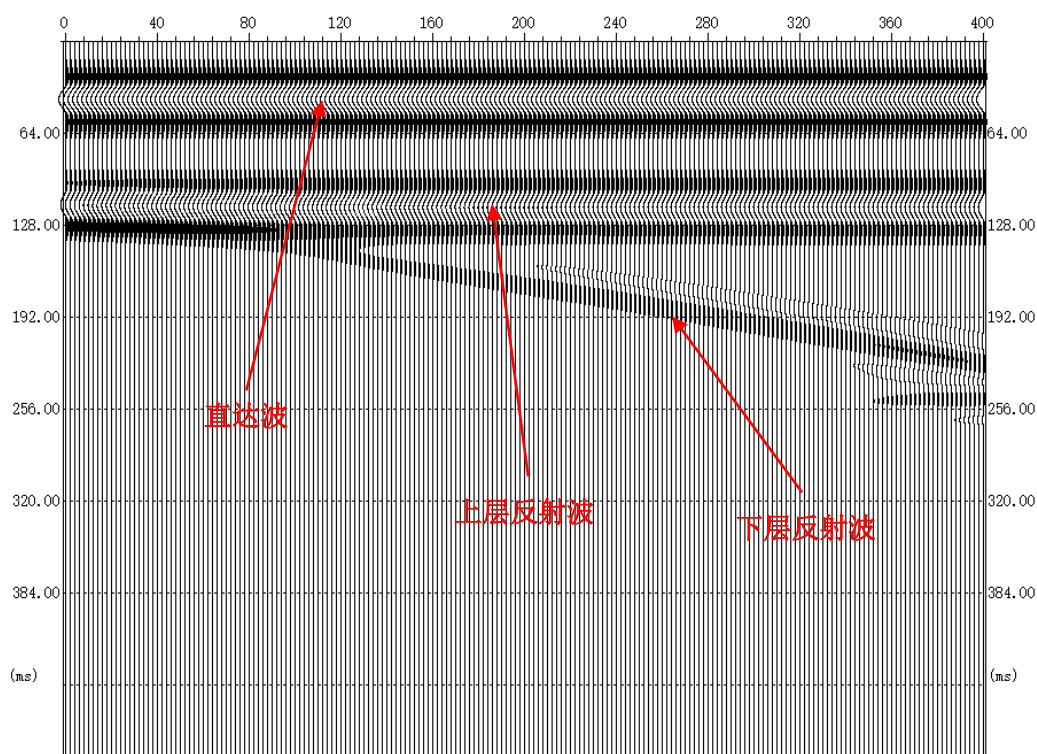


图 6.18: 图 6.16 模型的正演模拟结果的地震记录的垂直分量图, 经过了道间道内均衡和对每道进行积分处理

图 (6.18) 记录了地面接收的直达波和上下两层的反射波, 两层反射波构成同向的楔形, 上层反射波极性为反极性, 下层反射波的极性为正极性, 波形均与雷克子波波形相似, 直达波、上层反射波到下层反射波的振幅逐渐下降, 能量逐渐减小, 这是球面波扩散及透射能量损失的原因。

(7) 吸收边界较薄的情况:

为观察吸收边界较薄的情况下对模型正演计算的影响, 这里采用了一个均匀半空间的模型 (如图 6.19)。

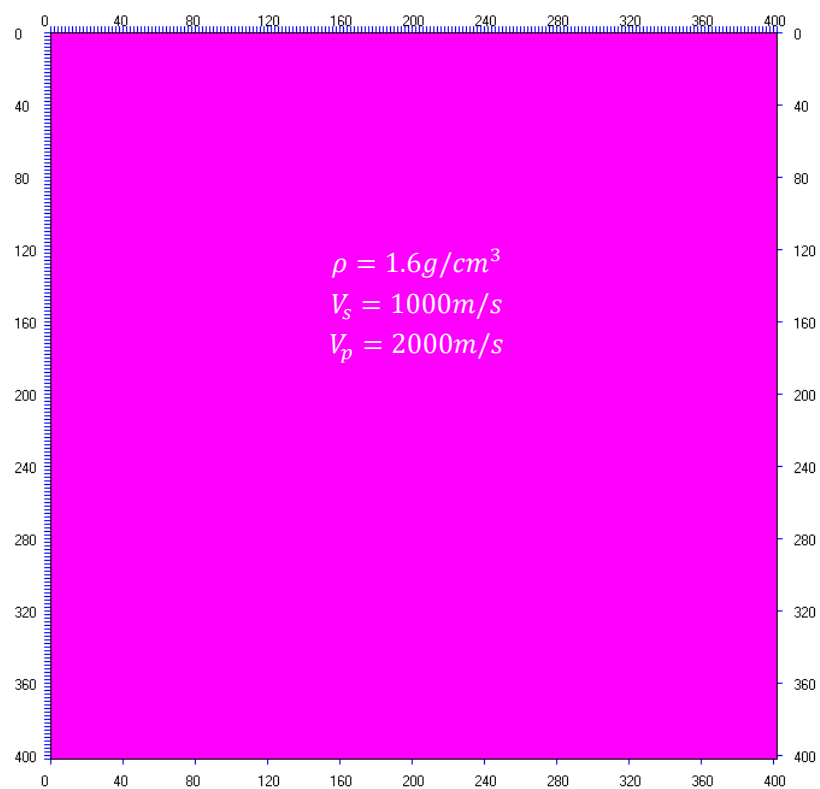


图 6.19: 观察吸收边界较薄的情况下的模型, 介质密度为 $1.6g/cm^3$, 横波速度为 $1000m/s$, 纵波速度为 $2000m/s$

对图 (6.19) 的模型进行正演计算, 震源为带点震源, 坐标为 (101,1), 检波器布满横轴, 纵轴方向节点序号为 1, 差分阶数为 10, 吸收边界厚度为 10, 采样时间间隔为 $0.1ms$, 采样时间点数为 5001 个, 震源采用主频为 $25Hz$ 的雷克子波, 震源子波延迟时为 $0.04s$, 点震源类型采用胀缩震源, 以产生入射 P 波。

正演计算的波场放映和地震记录的结果如图 (6.20) 和图 (6.21)。

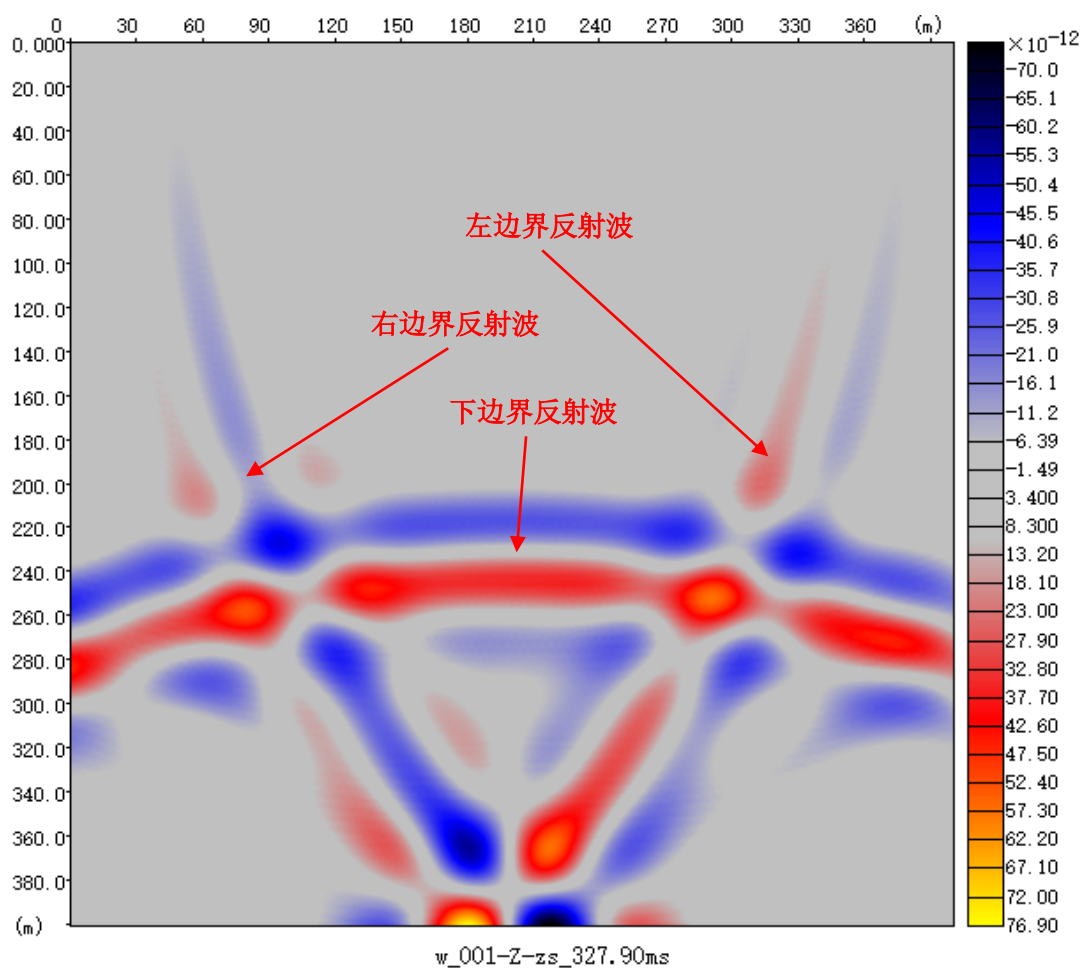


图 6.20: 图 6.19 模型的正演模拟结果的波场放映的垂直分量图, 黄色表示高值, 黑色表示低值

图 (6.20) 显示, 入射 P 波在均匀半空间中传播, 在左、右、下三个边界处出现了反射波, 这是不应出现的现象, 由此可见, 吸收边界选取较薄的话会导致伪波的出现, 甚至会导致错误的分析结果。

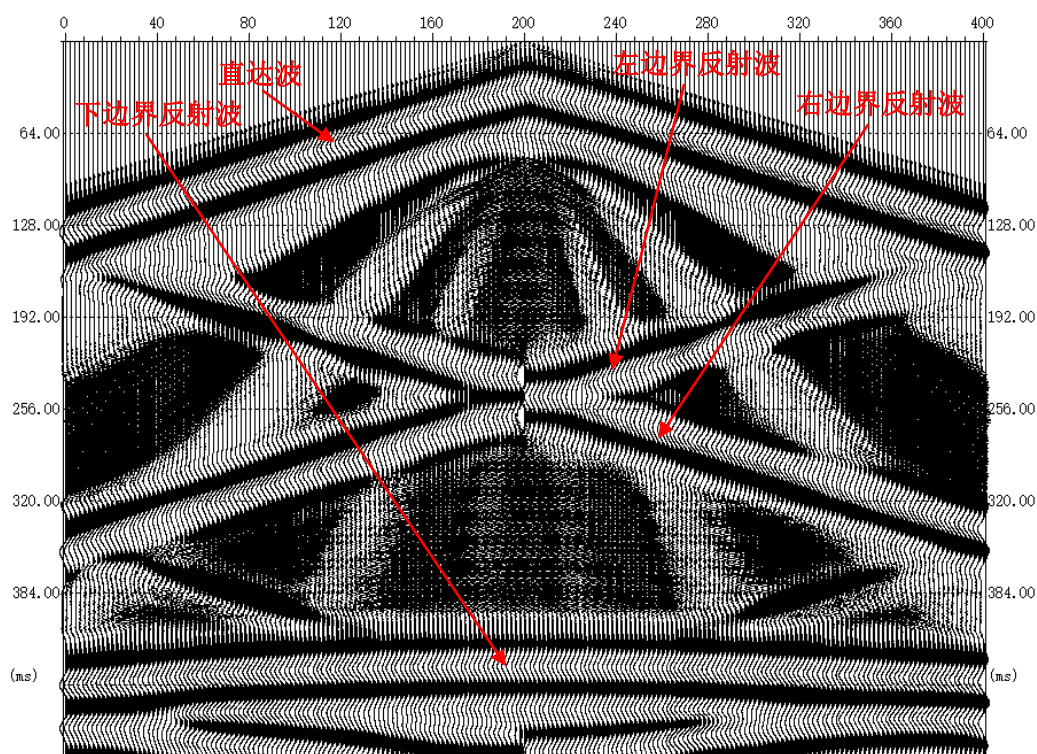


图 6.21: 图 6.19 模型的正演模拟结果的地震记录的垂直分量图, 经过了道间道内均衡处理

图 (6.21) 记录了地面接收的直达波和左、右、下边界的反射波, 左右边界的反射波表现为平行于直达波的直线, 下边界的反射波表现为以直达波为渐近线的抛物线退特征, 其顶点位于震源点位置。

(8) 地震记录的极性验证:

为观察地震记录的极性特征, 这里采用了两层模型, 界面为水平的 (如图 6.22)。

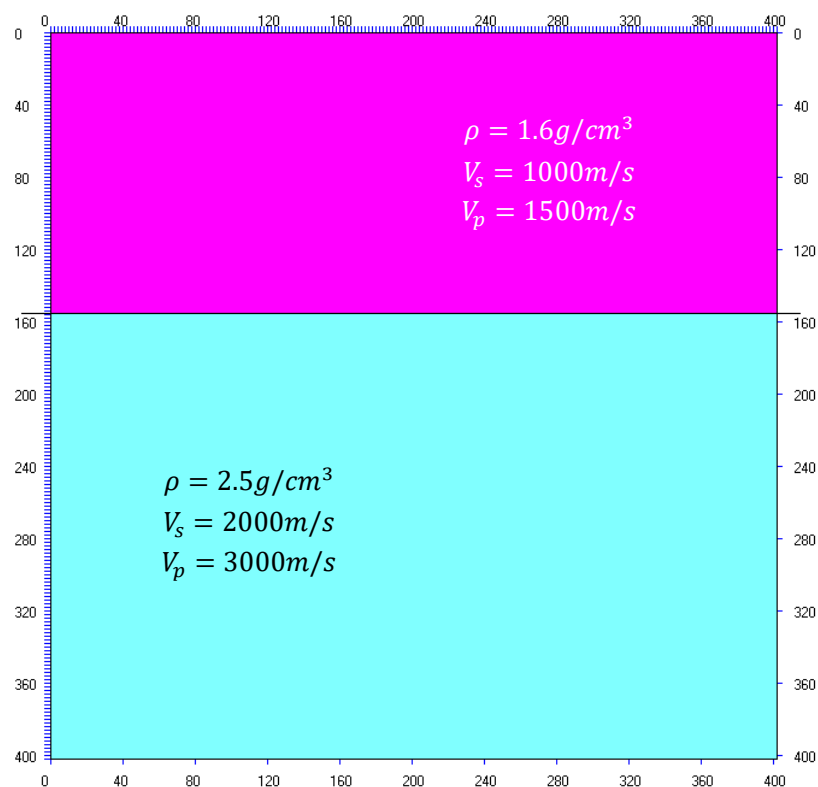


图 6.22: 观察地震记录的极性的模型, 分为上下两层。上层介质的密度为 1.6 g/cm^3 , 横波速度为 1000 m/s , 纵波速度为 1500 m/s ; 下层介质的密度为 2.5 g/cm^3 , 横波速度为 2000 m/s , 纵波速度为 3000 m/s

对图 (6.22) 的模型进行正演计算, 震源为带点震源, 坐标为 (101, 1), 检波器布满横轴方向, 纵轴方向节点序号为 20, 差分阶数为 10, 吸收边界厚度为 200, 采样时间间隔为 0.1 ms , 采样时间点数为 5001 个, 震源采用主频为 25 Hz 的雷克子波, 震源子波延迟时为 0.04 s , 点震源类型采用胀缩震源, 以产生入射 P 波。

正演计算的波场放映和地震记录的结果如图 (6.23) 和图 (6.24)。

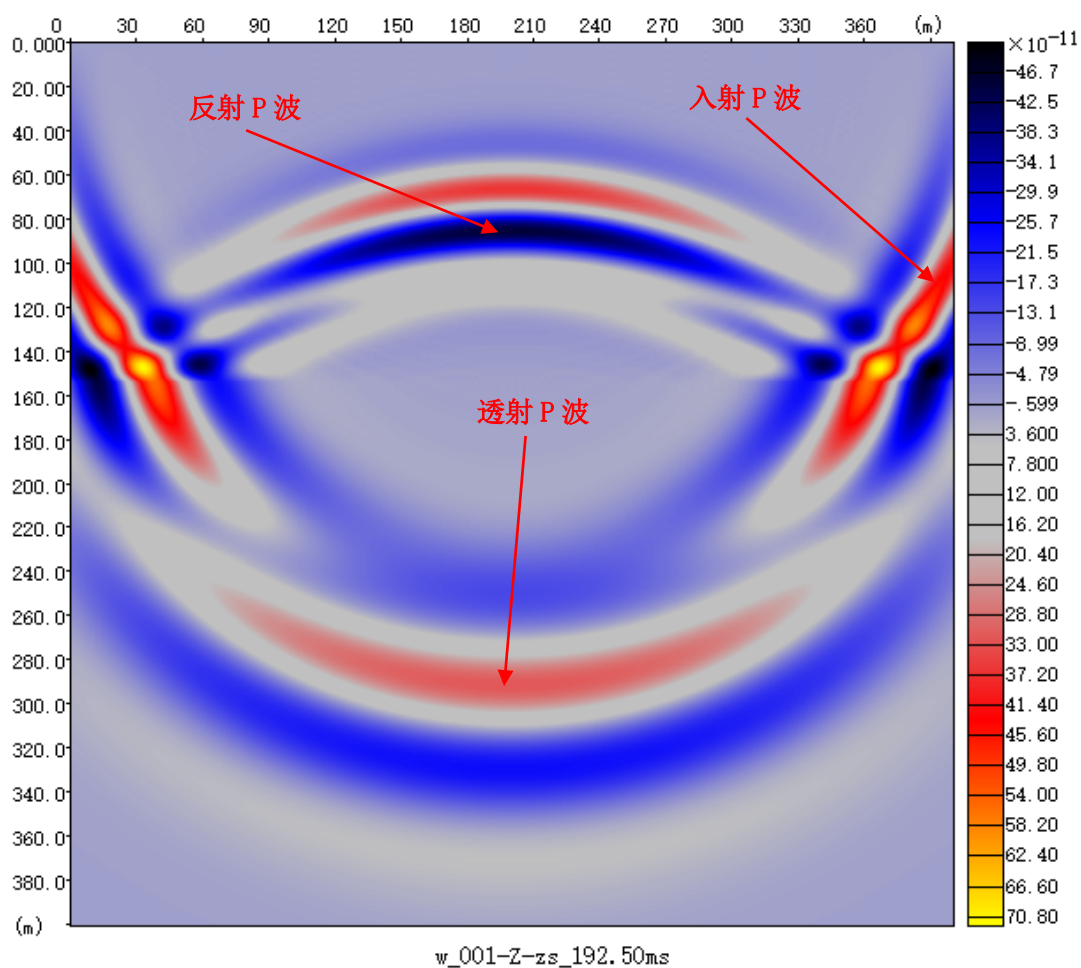


图 6.23: 图 6.22 模型的正演模拟结果的波场放映的垂直分量图, 黄色表示高值, 黑色表示低值

图 (6.23) 显示, 入射 P 波在反射界面发生了反射和透射, 可以看出入射 P 波的极性为正, 反射 P 波的极性为负, 透射 P 波的极性为正, 这与模型参数的计算结果 (反射系数为-0.52, 透射系数为+0.48) 相一致。

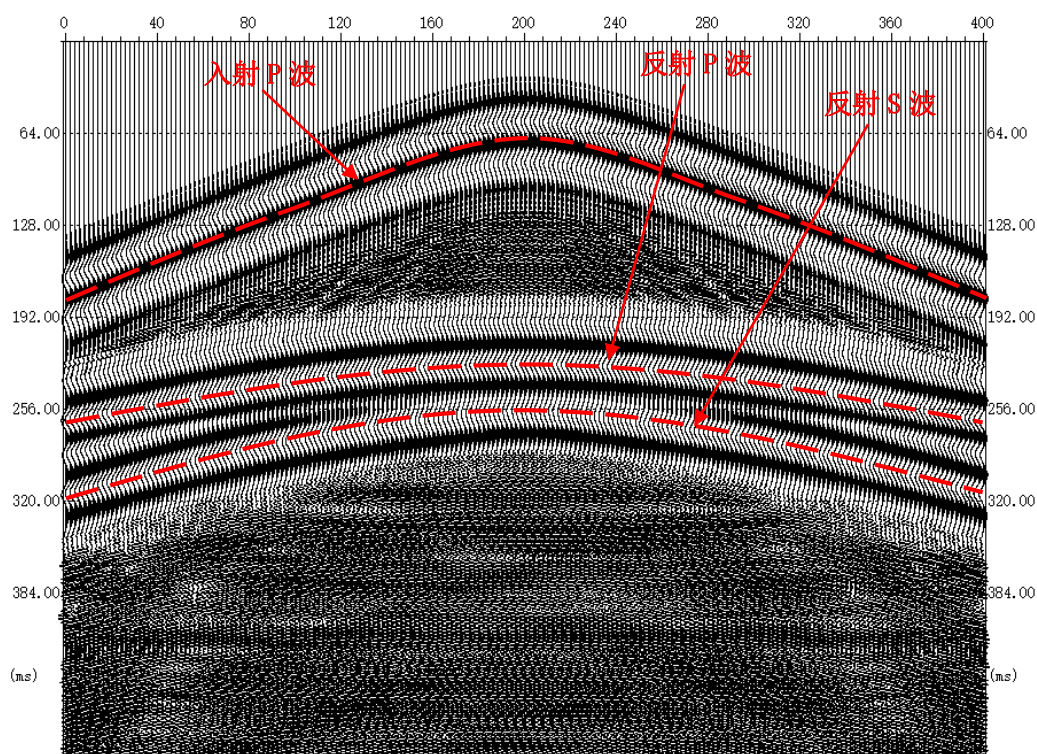


图 6.24: 图 6.22 模型的正演模拟结果的地震记录的垂直分量图, 经过了道间道内均衡处理

图 (6.24) 记录了地下某深度处接收的入射 P 波、反射 P 波和反射 S 波的波动图像, 图中显示入射 P 波的极性为正, 反射 P 波和反射 S 波的极性为负, 这与模型参数的计算结果 (反射系数为 -0.52) 相一致, 这体现了半波损失的现象。

■ 七、实验体会

本次试验, 我主要学习了各种波的识别和特性的分析。这次试验加深了我对地震波理论的认识, 是我对地震波的传播和记录有了更加深刻的印象, 收获十分丰富。

在本次实验中, 我认识了纵波、横波、面波、反射波、透射波、折射波、绕射波和多次反射波; 认识到反射、透射系数与波的相位之间的关系; 认识到波速与波长之间的关系; 认识到横纵波产生的条件; 了解到均匀介质中横纵波是独立传播的, 在界面处横波可以产生纵波, 纵波可以产生横波; 掌握了如何在地震记录中识别各种波的类型; 掌握了建立模型的方法; 初步掌握了地震数据处理的思路; 熟悉了各种波的图像之间的相互关系; 研究了波在楔形低速层中的传播特性; 掌握了有限差分法解波动方程的方法; 认识到吸收边界的厚薄对正演计算结果的影响。

最后, 我要感谢张老师的谆谆教诲与同学们的帮助。

参考文献

[1] 杜世通. 地震波动力学理论与方法[M]. 中国石油大学出版社, 2008.