

文章编号:1671-8585(2006)04-0229-06

近地表速度结构层析反演方法综述

潘艳梅¹,董良国¹,刘玉柱¹,李 美²

(1. 同济大学海洋与地球科学学院,上海 200092;2. 中国石油天然气股份有限公司长庆油田分公司勘探开发研究院,陕西西安 710021)

摘要:对目前国内外初至波走时加波形联合反演近地表速度结构的研究现状进行了阐述,同时对初至波走时层析、初至波波形层析这 2 类方法的原理和特点进行了简单论述,并且对这 3 类方法的优劣以及适用性进行了比较。最后指出,随着现代计算机能力的不断提高,综合利用初至波走时及振幅等多种信息的初至波走时加波形联合层析方法,是一种解决近地表速度建模较理想的方法,从仅利用 P 波数据到利用多波数据的层析方法研究是今后实际应用的发展方向。

关键词:初至波;走时反演;波形反演;近地表;速度建模

中图分类号:P631.443

文献标识码:A

在勘探地表条件复杂区域,地表速度的横向剧烈变化严重影响中深层目的层的成像效果。近地表速度不准确,将会直接影响到速度分析、偏移成像的质量以及静校正的精度。因此,建立准确的近地表深度-速度模型已成为地下准确成像的迫切需要。

近地表速度建模的研究方法有很多,如层析法、折射法、面波法等^[1],其中层析法由于反演结果在静校正中的成功应用而受到了广泛的关注。但是一般的层析方法必须利用走时信息,而且要以小折射、微测井及 VSP 等地表调查资料作为约束信息。本文主要介绍初至波走时层析、初至波波形层析、初至波走时加波形联合层析的原理及特点,并着重讨论最后一种方法的理论基础以及适用条件。

1 初至波走时层析

初至波走时层析求解近地表速度模型的具体做法是,在叠前数据集上拾取初至波走时,把已知速度模型计算的初至波走时和拾取的初至波走时的残差沿地震射线路径反投影到模型上,通过迭代修改速度模型,最终获得合理的反演结果^[2]。

由于地下介质中地震射线是弯曲分布的,线性近似后,初至旅行时间与近地表速度分布的关系^[3,4]可写成矩阵形式^[5]

$$A\Delta V = \Delta T \quad (1)$$

然后用迭代逼近的方法求解。式中: ΔT 为初至波初至时间与模型正演初至波走时的残差; ΔV 为模型参数修正量; A 为与射线路径及模型参数有关的

矩阵。

初至波走时层析只拾取初至,非线性程度较弱,计算效率较高,但是该方法有一定的缺陷:①如果地震资料信噪比较低,则在叠前数据上初至拾取较困难,尤其是近地表结构非常复杂以及速度大于横向变速时,更是如此;②该方法利用的信息量较少,层析的分辨率和精度有一定的局限。

井西利等^[2]提出利用多种信息来反演速度模型,该方法不仅拾取地震波的走时信息,同时还拾取地震同相轴的局部斜率信息,以增加层析过程的稳定性和加快收敛速度。

Luo 等^[3]提出的波动方程走时层析方法是利用波动方程来计算旅行时和 Frechét 导数,用地震波的走时残差来代替波形层析中的波形拟合差。它是一种可以快速收敛,没有明显近似,稳定性强,适用于存在噪音数据的层析方法。相对于射线走时成像而言,该方法提高了抗噪能力和速度成像的分辨率。

初至波走时层析是近地表速度建模的一种重要方法。然而,由于资料为有限频带以及射线高频近似假设,因此这种方法分辨率较低。

2 初至波波形层析

初至波波形层析不仅利用初至走时信息,还利用初至波波形信息来预测地下的速度、衰减和密度

收稿日期:2006-04-05;改回日期:2006-06-03。

第一作者简介:潘艳梅(1976—),女,2004年毕业于石油大学(北京)地球探测与信息技术专业,获硕士学位,现同济大学固体地球物理学专业在读博士。主要从事复杂地表速度建模方法的研究工作。

分布等。其目的是获取一个预测地震记录与实测地震记录拟合最佳的地质模型^[5,6]。与其他层析方法相比,其优点是层析依据充分(计算值与实测值的对比参照是波形整体),可以有效地排除偶然因素的影响,从而提高了计算的可靠性。

初至波波形层析可分为声波方程和弹性波方程波形层析^[7]。声波方程波形层析是弹性波方程波形层析的近似。虽然弹性波方程波形层析给出的图像略好于声波方程,但计算时间却比声波方程大大增加。实际应用中,先用旅行时层析结果作为初始模型,有助于波形层析收敛到真实模型。

2.1 基本原理

以二维声波方程为例,将初至波波形层析问题定义为求解目标函数 E 极小时的速度 $c(x)$

$$E = \frac{1}{2} \sum_s \sum_r \int dt \delta p_{rs}^2(t) \quad (2)$$

式中: $\delta p_{rs}(t) = [p_{\text{obs}}(\mathbf{x}_r, t | \mathbf{x}_s) - p_{\text{cal}}(\mathbf{x}_r, t | \mathbf{x}_s)] \cdot m(\mathbf{x}_s, \mathbf{x}_r, t)$; $p_{\text{obs}}(\mathbf{x}_r, t | \mathbf{x}_s)$ 和 $p_{\text{cal}}(\mathbf{x}_r, t | \mathbf{x}_s)$ 分别为观测与计算的地震记录; $m(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s, t)$ 为只保留初至的切除函数^[4]。

求解上述目标函数极小的方法有最速下降法,共轭梯度法等。这里采用预条件共轭梯度法^[3,8],通过式(3)更新速度模型 $c_k(x)$

$$c_{k+1}(x) = c_k(x) + \lambda_k d_k(x) \quad (3)$$

式中: λ_k 为步长。搜索方向

$$d_k(x) = -g_k(x) + \beta_k d_{k-1}(x) \quad (4)$$

$$k = 1, 2, \dots$$

利用 Polak-Ribière 公式

$$\beta_k = \frac{g_k^T(x)[g_k(x) - g_{k-1}(x)]}{g_{k-1}^T(x)g_{k-1}(x)} \quad (5)$$

将初至波走时层析得到的结果作为初始模型,将正传播的波场和反传播的波场残差做互相关可得到梯度

$$g(x) = \frac{1}{c^3(x)} \sum_s \sum_r \int dt m(\mathbf{x}_s, \mathbf{x}_r, t) \cdot \dot{p}(\mathbf{x}_r, t | \mathbf{x}_s) \dot{p}_b(x, t; \mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s) \quad (6)$$

式中: \dot{p} 表示波场 p 对时间的一阶导数; p_b 为波形残差的反传播波场,表达式为

$$p_b(x, t; \mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s) = g(x, t; \mathbf{x}_r, 0) * \delta p_{rs}(t) m(\mathbf{x}_s, \mathbf{x}_r, t)$$

式中: $g(x, t; \mathbf{x}_r, 0)$ 为波场 p 的格林函数。

2.2 模型试算

图 1 为具有 6 个断层和 1 个低速层的二维模型^[4]。图 2 是对图 1 模型做初至波走时层析后的轮廓图。将图 2 作为初至波波形层析的初始模型,经过 28 次迭代后的波形层析轮廓如图 3 所示。

从图 2 和图 3 中看出,初至波走时层析能够恢复出模型的整体部分(6 个断层),而初至波波形层析则可以反演出细节部分。但由于初至波波形层析对初始模型比较敏感,从图 3 的下半部可以看出,波形层析结果与图 1 的模型不吻合。尤其是当初始模型与实际模型相差较多时,波形层析容易反演出错误结果。同时由于初至波波形层析目标函数的高度非线性,使得该方法存在收敛速度慢,对初始模型依赖性强以及易陷入局部极值等缺陷。

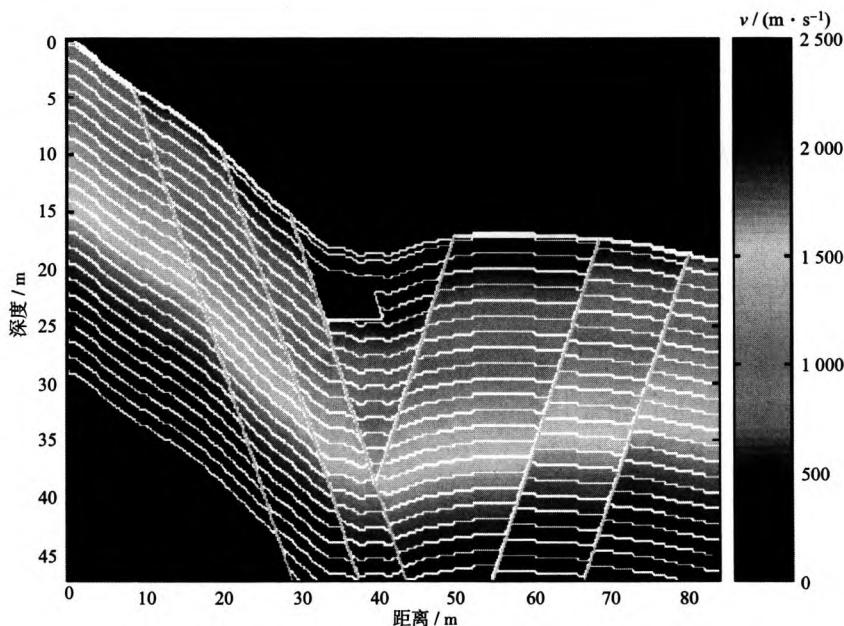


图 1 二维模型

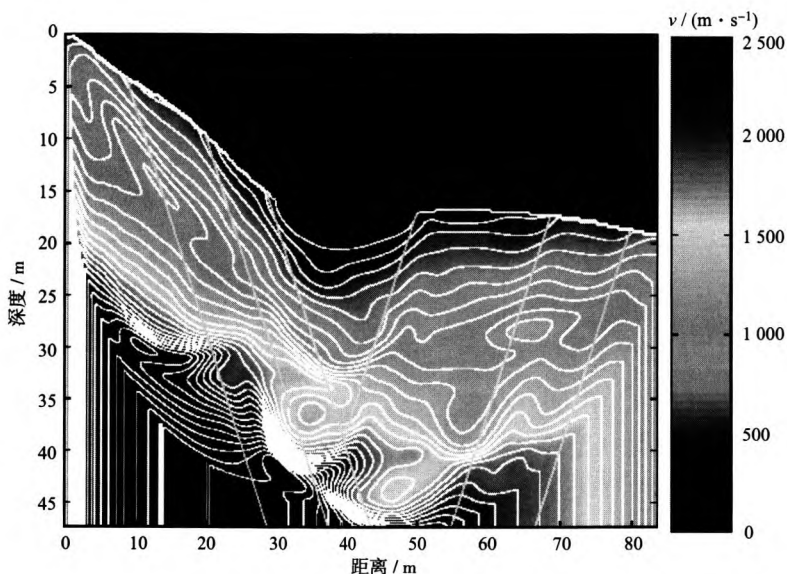


图2 初至波走时层析轮廓

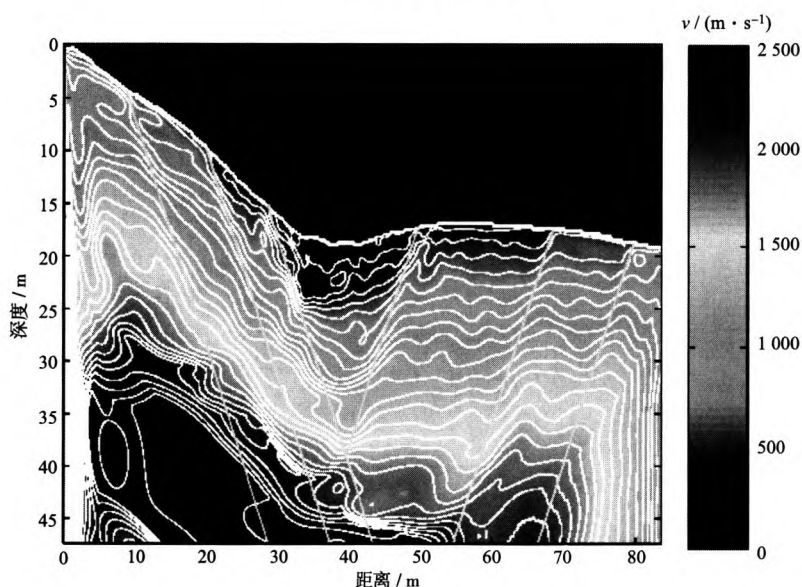


图3 初至波波形层析轮廓

3 初至波走时加波形联合层析

一般评价层析方法的有效性有3条准则:①能否处理存在噪音的数据;②反演结果分辨率的高低;③对于不同初始模型的收敛程度。在多种层析方法中,走时层析与全波层析极具代表性,且各有其优劣。走时层析通常假定高频近似,当地层空间变化尺度接近地震子波的波长时,则不能用走时层析,并且走时层析结果的分辨率远远低于全波形层析。初至波波形层析正好能与初至波走时层析互补。虽然波形层析对初始模型或噪音能量十分敏感,但这种方法有时可以重建一种可清晰分辨的地层模型。这是因为,它没有高频近似假设,初至波

波形都包含在残差函数的极小化问题中。波形层析的缺点是,实际模型与假定模型的高度非线性。如果初始模型与实际模型相差较多,则梯度方法容易陷入局部极值。

在近地表速度建模方法研究的早期,由于初至波走时层析的目标函数中局部极值个数少,非线性程度相对较弱,计算和求解相对稳定和容易。同时,初至波在地震记录上比较明显,初至波走时拾取也相对简单。而实际应用中,在叠前记录上要得到初至波形比较困难,严重影响波形的各种干扰因素的消除(震源信号,介质吸收,检波器接地耦合等)仍存在问题^[9]。因此,初至波波形层析很难在生产中取得满意的效果。所以,人们倾向于仅利用旅行时信息来进行速度建模。但是随着地表介质

复杂性的增加,在叠前记录上准确拾取初至波旅行时越来越困难;同时,由于旅行时信息所提供的地下介质参数分布的分辨率比较低,人们逐渐将近地表速度建模研究的重心由初至波走时层析转向利用地震剖面上的多种信息,能处理更多数据量的初至波波形层析。但是波形层析的局部寻优的方法对初始模型的依赖性强,而不依赖初始模型的全局寻优算法计算量太大。

3.1 基本理论

综合应用初至波走时层析和波形层析的方法,简称初至波 WTW (Wave equation Travel-time and Waveform inversion),包括声波和弹性波 WTW 方法^[10,11]。弹性波 WTW 是声波 WTW^[12,13]的扩展,适用于横波初至明显的地震资料^[14]。具体做法是将声波模拟用弹性波模拟来替代,采用弹性波方程的扰动解来计算梯度,常应用于二分量或三分量地震数据中。该方法保留了波形层析和走时层析的优点。具体做法是先用初至波走时层析重建近地表速度模型的长波长分量,然后再用初至波波形层析重建该模型的细节部分。当初始模型与实际模型相差较远时,这种方法可以避免陷入局部极值。

以二维声波方程为例,初至波 WTW 将层析问题定义为通过使下面目标函数 E 极小来确定速度模型

$$E = \frac{1}{2} \sum_s \sum_r (\delta\tau_{rs})^2 + \frac{1}{2} \sum_s \sum_r \int dt \delta p_{rs}(t) \omega \delta p_{rs}(t) \quad (8)$$

式中: $\delta\tau_{rs}(t) = \tau_{\text{obs}}(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s) - \tau_{\text{cal}}(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s)$ 为震源在 \mathbf{x}_s 、检波器在 \mathbf{x}_r 处观测和计算的初至走时之差; $\delta p_{rs}(t) = [p_{\text{obs}}(\mathbf{x}_r, t | \mathbf{x}_s) - p_{\text{cal}}(\mathbf{x}_r, t | \mathbf{x}_s)]m(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_r, t)$ 为地震初至波形残差; ω 是加权因子。

该混合层析方法通过对初至波走时和波形与地震记录的残差函数加权后进行极小化来重建速度模型。主要优点在于收敛时对初始模型的依赖程度很低,求解速度模型时可降低多解性,并且分辨率高,没有明显近似,适用于存在噪音的数据,是一种稳定性较强的层析方法。

与初至波波形层析相比,它的优势在于可以兼顾到更全面的波传播效应。例如:绕射效应和平均波路径效应,意味着计算数据与观测数据更为接近,因此非线性程度较弱;目标函数中包含着较少的局部极值,收敛效果比波形层析好。

初至波 WTW 层析方法与前面讨论过的初至

波波形层析,虽然都是利用初至波走时层析的结果作为波形层析的初始模型,但二者的不同点在于:前者增加了一个加权因子 ω ,可以均衡旅行时和波形的剩余值,如式(8)所示。因此,初至波 WTW 层析能够提供比初至波波形层析更为准确和可靠的层析结果,可以更好地解决静校正问题。同时它也是复杂地质构造成像的一种有效方法,尤其是对于近地表断层和低速区域成像效果比较理想。

3.2 数值试验

3.2.1 理论模型

为了验证初至波 WTW 方法的有效性,Sheng Jianming 采用界面形态为正弦曲线的二维模型进行了试算^[4](图 4)。21 个炮点和 51 个检波点位于界面上,炮间距和道间距分别为 10 m 和 4 m。从图 5 和图 6 的初至波射线走时层析和 WTW 层析

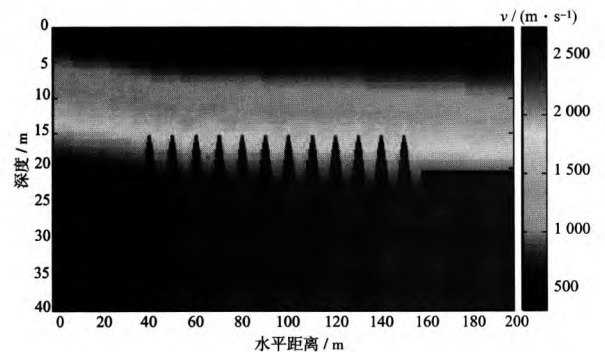


图 4 界面形态为正弦曲线的二维模型

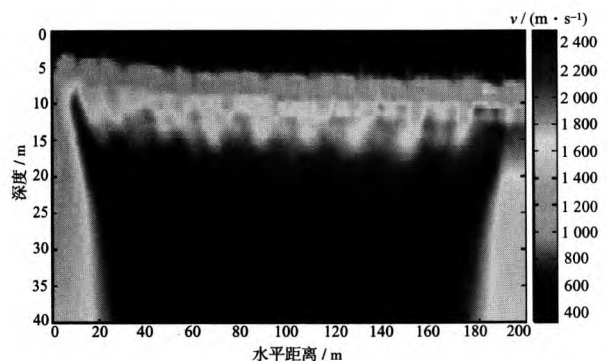


图 5 初至波射线走时层析结果

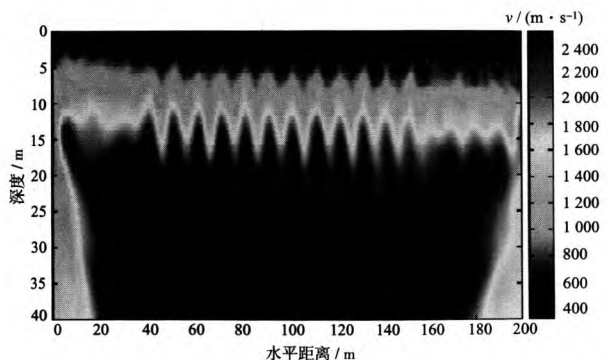


图 6 初至波 WTW 层析结果

结果中可以看出,初至波 WTW 方法能够分辨出真实模型的整体特征和细节部分,而初至波射线走时层析只能恢复出模型的长波长分量(即整体特征),短波长分量(细节特征)则模糊难以分辨。

3.2.2 应用实例

Sheng Jianming 将初至波 WTW 方法应用于墨西哥湾二维资料^[4]。图 7 是用 NMO 速度做的叠加剖面。图 8a、图 8c、图 8e 分别是图 7 上面白框部分利用 NMO 速度、初至波走时层析得到的速度和初至波 WTW 层析得到的速度经过层析校正后得到的叠加剖面;图 8b、图 8d、图 8f 是图 7 下面白框部分按同样顺序得到的叠加剖面。从图 8 可以看出,与利用 NMO 速度得到的叠加剖面相比,

初至波走时层析校正后叠加剖面质量有明显改善,而经过初至波 WTW 层析校正后的叠加剖面则给出了更高的分辨率和精度。

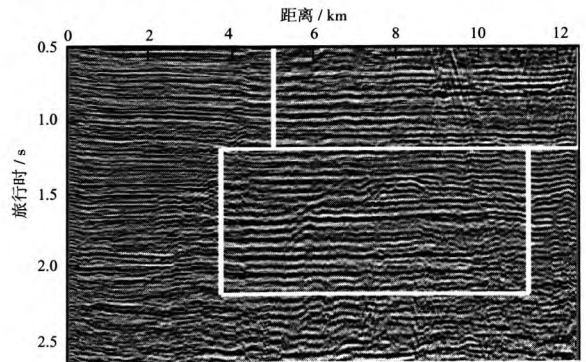


图 7 利用 NMO 速度进行叠加的剖面

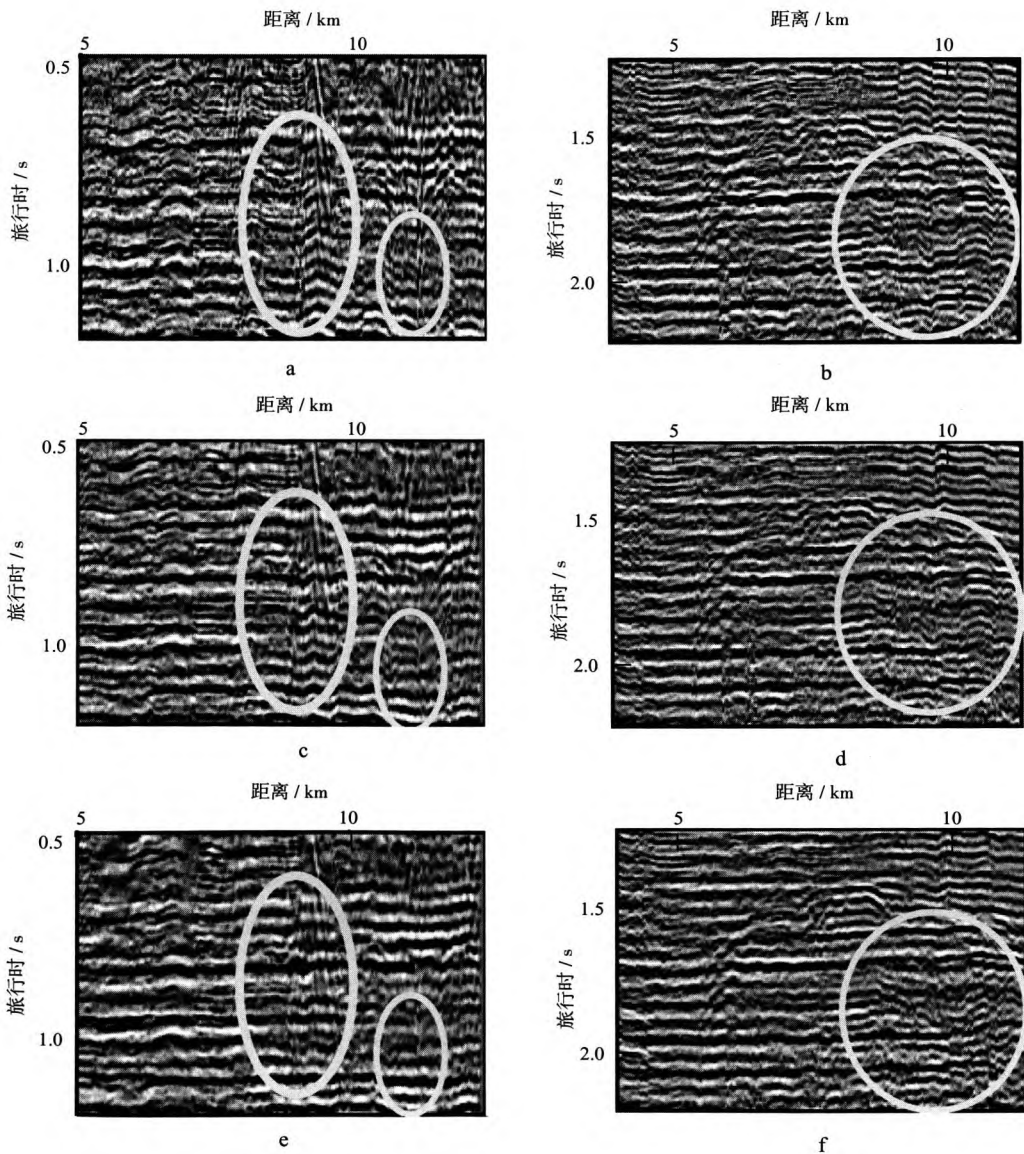


图 8 叠加剖面

图 8a、图 8c、图 8e 是图 7 上面白框部分分别利用 NMO 速度、初至波走时层析和初至波 WTW 层析结果得到的叠加剖面;图 8b、图 8d、图 8f 是图 7 下面白框部分按同样顺序得到的叠加剖面

4 结束语

我国西部山前地区,近地表速度变化剧烈,严重影响了地下构造的准确成像。因此复杂地表深度-速度建模方法的研究已成为我国西部勘探的重点之一。从应用的可行性来讲,各种近地表速度建模的方法各有其优劣:初至波走时层析相对简单易行,但对地表情况复杂的资料应用效果不好,并且只利用单一的信息,反演结果的可靠性较差;初至波波形层析分辨率高,但由于高度非线性,求解时易陷入局部极值;初至波走时加波形联合层析使得走时层析和波形层析优势互补,可以减少目标函数中局部极值的个数,降低非线性程度,增加了稳定性,但计算效率不高。

起伏的地表使地震波在近地表传播变得十分复杂,尤其是横向速度变化比较剧烈的情况下,会产生很强的近地表散射。单纯用声波方程很难模拟出比较复杂的状况,因此研究初至波的弹性波层析很有必要。

随着计算机计算能力的不断发展,速度建模可视化程度不断提高,综合利用初至波走时、振幅等多种信息的初至波走时加波形联合层析,将是适应于起伏地表速度建模较理想的方法,从仅利用 P 波数据到利用多波数据的层析方法研究,是今后实际应用的的发展方向。

参 考 文 献

- 1 朱海龙,崔远红. 速度分析和层析成像[J]. 勘探地球物理进展, 2003, 26(5-6): 433~438
- 2 井西利,杨长春,李幼铭. 建立速度模型的层析成像方法研究[J]. 石油物探, 2002, 41(1): 72~75
- 3 Luo Y, Schuster G T. Wave-equation travelttime inversion[J]. Geophysics, 1991, 56(5): 645~653
- 4 Sheng Jianming. High resolution seismic tomography with the generalized radon transform and early arrival waveform inversion [Ph. D. Dissertation] [D]. Salt Lake City, USA: University of Utah, 2004
- 5 Tarantola A. Inverse problem theory: Methods for data fitting and model parameter estimation[M]. Amsterdam: Elsevier, 1987. 613
- 6 Zhou Changxi, Schuster G T. Waveform inversion of subwell velocity structure[J]. Expanded Abstracts of 63rd Annual International SEG Meeting, 1993, 106~109
- 7 Zhou Changxi, Schuster G T. Elastic waveform inversion of pressure field data[J]. Expanded Abstracts of 65th Annual International SEG Meeting, 1995, 69~72
- 8 朱振宇,刘洪,李幼铭等. 基于预条件共轭梯度法的盲反褶积方法[J]. 勘探地球物理进展, 2004, 27(3): 174~176
- 9 周兵,朱介寿, Greenhalgh S A 等. 一种新的地震射线层析成像计算方法[J]. 石油物探, 1994, 33(1): 45~54
- 10 Zhou Changxi, Schuster G T, Hassanzadeh S, et al. Elastic wave equation travelttime and waveform inversion of crosswell data[J]. Geophysics, 1997, 62(3): 853~868
- 11 Sheng Jianming, Schuster G T. First arrival travelttime and waveform inversion of refraction data[J]. Expanded Abstracts of 72nd Annual International SEG Meeting, 2002, 910~913
- 12 Luo Yi, Schuster G T, University of Utah. Wave-equation travelttime + waveform inversion[J]. Expanded Abstracts of 60th Annual International SEG Meeting, 1990, 1 223 ~1 225
- 13 Zhou Changxi, Cai Wenying, Luo Yi, et al. Acoustic wave-equation travelttime and waveform inversion of crosshole seismic data[J]. Geophysics, 1995, 60(3): 765~773
- 14 Zhou Changxi, Schuster G T, Hassanzadeh S, et al. Crosshole elastic WTW inversion of the McElroy data [J]. Expanded Abstracts of 64th Annual International SEG Meeting, 1994, 50~53