

文章编号: 0253-3782(2006)02-0158-09

波形反演遗传算法及其在地震 测深数据解释中的应用*

王夫运^{*} 张先康

(中国郑州 450002 中国地震局地球物理勘探中心)

摘要 为了更好地利用地震测深波形数据,提出了地震体波波形反演的遗传算法.正演使用能精确快速计算互层结构响应的广义反、透射系数理论地震图算法;反演采用遗传算法,实现了地震体波波形反演的遗传算法.数值试验表明,该算法具有分辨壳内低速层、高低速薄互层结构和一定的抗噪能力.青藏高原东北缘泽库、夏河、临洮 3 炮地震测深 P 波波形反演,得到了上地壳底部低速层和中、下地壳,以及上地幔顶部薄互层的细结构图象.

关键词 遗传算法 波形反演 数值试验 地震测深 地壳精细结构

中图分类号: P539.1 **文献标识码:** A

引言

人工地震体波波形数据携带丰富的地壳细结构信息,长期以来一些地震学家致力于发展各种解释方法从中提取地壳精细结构图象.近年来随着精确理论地震图算法的成熟和计算技术的发展,地震体波波形反演算法得到了较快速地发展.

20 世纪 80 年代以来, Mellman (1980)、Chapman 和 Orcutt (1985)、Shaw 和 Orcutt (1985)、Cary 和 Chapman (1988)、Sambridge 和 Drijkoningen (1992) 等先后发展了用于地震宽角反射和折射资料的波形反演算法.上述算法存在两个问题:一是使用波形包络差值平方和作为目标函数,丢弃了反映细结构的高频信息,违背了波形反演揭示细结构的初衷;二是 WKB 理论地震图是一种高频渐近近似,在低频端有较大的误差,而且不能计算薄互层结构地震波的响应.

本文提出的地震体波波形反演遗传算法,正过程使用广义反、透射理论地震图算法.它自动包含了反射带内的多次反射和转换波,能精确模拟薄互层结构内波的传播,因而适合细结构的研究.反演求解用遗传算法,避免了线性化反演方法依赖初始模型,易陷于局部极值,迭代过程不稳定,以及微分地震图难以计算等难题.理论数据测试表明,该算法是有效的.算法用于青藏高原东北缘获得的地震宽角反射/折射波形数据反演,得到了该区地壳的精细结构.

* 国家自然科学基金重点项目(40334040)和地震科学联合基金课题(101026)共同资助.中国地震局地球物理勘探中心论著号 200603.

2005-08-19 收到初稿,2006-01-11 决定采用修改稿.

✉ E-mail: fuyunwang@263.net

1 目标函数

波形偏差函数取如下形式(Mellman, 1980):

$$\Phi(m_i) = 1 - \frac{\max(f_i(0) * s_i(0))}{[f_i(0)f_i(0)]^{1/2}[s_i(0) * s_i(0)]^{1/2}} \tag{1}$$

这里, f_i 是第 i 个地震记录, s_i 是第 i 个理论地震记录, 而且

$$(f * s)(\tau) = \int f(t)s(t + \tau)dt = \int f(t - \tau)s(t)dt$$

是 f 和 s 的互相关函数. 地震记录截面的目标函数为

$$d = \sum_{i=1}^Q \Phi(m_i) \tag{2}$$

Q 是种群大小, m_i 为模型向量.

遗传算法中每个模型的生存概率用下式给出:

$$P_r(m_i) = A\exp[-B\Phi(m_i)] \tag{3}$$

通常按下面的公式取常数:

$$b = Q^{-1}(\Phi_{\max} - \Phi_{\text{avg}}) \qquad a \geq b\Phi_{\max} \tag{4}$$

$$B = (\Phi_{\sigma})^{-1} \qquad A = \left[\sum_{j=1}^{nx} \exp(-B\Phi_j) \right]^{-1} \tag{5}$$

式中, Φ_{\max} 和 Φ_{avg} 及 Φ_{σ} 分别是偏差函数的最大、平均和标准偏差值; nx 是地震记录个数.
影响实际地震记录波形的因素有很多. 为了突出波形数据的作用, 取公式(1)定义的偏差函数, 可将波形信息和绝对振幅信息分离开来, 而且对绝对振幅不敏感. 这样使波形反演问题得到简化, 更适用实际资料解释.

2 数值试验

2.1 理论波形数据反演试验

1) 双层模型拟合单层模型试验. “观测”波形数据由厚度 28 km、层速度 6.0 km/s 的单层地壳产生. 真模型和模型参数搜索范围见图 1. 图 1~3 和图 6~8 中, 模型纵坐标 h 表示深度, 横坐标 v 表示速度. 用双层地壳模型产生的理论波形拟合“观测”波形, 通过反演了解双层模型是否收敛于单层模型. 双层模型层速度搜索范围均为 5.6~6.4 km/s, 层厚度搜索范围均为 12.0~16.0 km.

经过 70 次迭代, 目标函数值从 34.100 下降到 0.004. 反演结果为: 两层层厚度分别为 12.235 km 和 15.783 km, 总厚度 28.018 km; 层速度分别为 6.000 km/s 和 6.000 km/s. 反演结果显示出两层模型向一层模型的转化. 层速度均收敛于一层模型的层速度. 层厚度反演结果不同, 但两层厚度的和收敛

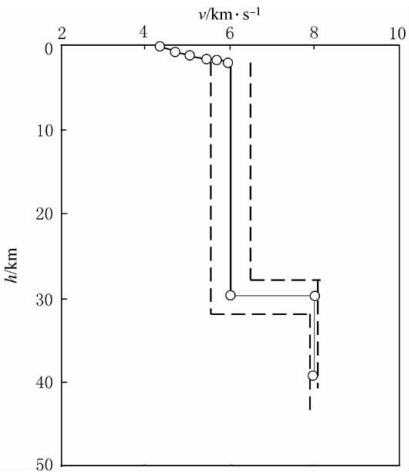


图 1 真模型、反演模型及搜索范围

于一层模型的厚度. 图 1 给出了真模型(实线)和反演结果(空心圈连线)及其搜索范围(虚线). 从图中可以看出, 反演结果几乎收敛于真模型.

试验表明, 反演模型的层数仅依赖于地震记录中震相的个数——物理层数, 不受模型参数化层数的影响. 当参数化层数多于震相的个数时, 反演具有使参数化分层收敛于物理分层的能力; 如果参数化分层数小于物理分层数, 由于正过程不能改变参数化分层, 反演不可能得到多于参数化分层模型的分层数. 因此在实际波形资料反演时, 一般采用分层多的模型参数化.

2) 壳幔高低速薄互层结构反演试验. 地震深反射剖面 and 地震宽角反射/折射波形数据

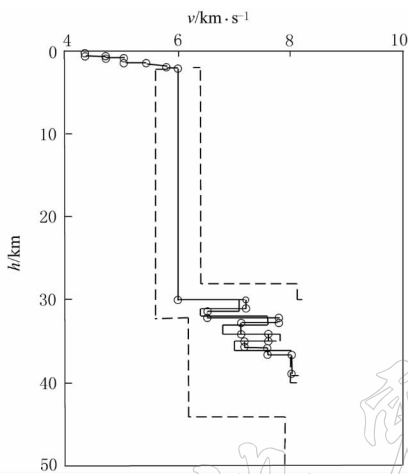


图 2 真模型、最佳反演模型及搜索范围

表明, 一些地区的壳幔边界并非一级间断面, 而是由一定结构和厚度的过渡层组成. 一些研究者已经利用地震宽角反射/折射的 PmP 波形数据, 通过正演拟合研究壳幔过渡带的结构和类型 (Sandmeier, Wenzel, 1986; 张先康等, 2003; Spudich, Orcutt, 1980). 本试验是为了检验算法是否具有分辨壳幔过渡带细结构的能力.

“观测”波形数据由图 2 给出的真模型产生. 真模型的莫霍面以上部分与图 1 相同, 莫霍过渡带由 6 层组成, 各层的层厚度和层速度见表 1 的真模型项. 考虑到实际地震记录的采样间隔和频谱成分, 产生“观测”波形数据时, 采样点每 10 s 1 024 个; 取 3 个不同的频率窗, 分别是 2.0, 4.0, 9.0, 11.0 Hz; 1.0, 2.0, 13.0, 15.00 Hz 和 1.0,

表 1 壳幔过渡带分层模型反演结果与真模型对比

模型层	真模型	反演结果 1	反演结果 2	反演结果 3
厚度/km	28.00	27.992	27.985	28.126
速度/km·s ⁻¹	6.00	6.000	5.990	6.00
过渡层 1 厚度/km	1.00	1.317	1.140	0.246
过渡层 1 速度/km·s ⁻¹	7.20	7.103	7.389	7.851
过渡层 2 厚度/km	1.00	0.869	1.170	0.716
过渡层 2 速度/km·s ⁻¹	6.40	6.527	6.713	7.017
过渡层 3 厚度/km	1.00	0.587	1.750	1.038
过渡层 3 速度/km·s ⁻¹	7.60	7.809	7.147	6.538
过渡层 4 厚度/km	1.00	1.408	1.229	0.503
过渡层 4 速度/km·s ⁻¹	6.80	7.117	7.941	7.762
过渡层 5 厚度/km	1.00	1.715	0.189	1.289
过渡层 5 速度/km·s ⁻¹	7.80	7.603	6.941	7.425
过渡层 6 厚度/km	1.00	0.684	1.497	0.459
过渡层 6 速度/km·s ⁻¹	7.00	7.184	7.707	7.256
				1.467
				7.664
				0.510
				6.699
上地幔顶厚度/km	4.00	2.214	4.861	2.810
上地幔顶速度/km·s ⁻¹	8.00	8.011	7.980	7.939

1.5, 15.5, 16.0 Hz. 反演模型的层数：一种与真模型相同，为 6 层；另一种取 8 层. 每层的厚度搜索范围 0~2 km，速度搜索范围 6.20~8.00 km/s. 种群大小为 32，交配概率为 0.98，变异概率为 0.05，遗传反演迭代总次数为 70.

表 1 是不同频率窗、过渡带层数的反演结果与真模型的比较. 反演结果 1 是窄频率窗的最佳反演模型，目标函数从 4.481 下降到 0.194；反演结果 2 是中等频率窗的最佳反演模型，目标函数值从 32.98 下降到 0.65；反演结果 3 是反演时壳幔过渡带分成 8 层，宽频率窗的最佳反演模型，目标函数值从 30.195 下降到 0.292. 图 2 是真模型、反演模型及搜索范围.

分析 3 个反演结果发现：尽管反演的层速度和厚度误差较大，但结构类型总是高低速相间的互层而没有转化为其它类型. 而且 3 个反演结果计算的壳幔过渡带总厚度和平均速度接近真模型. 因此该算法对壳幔过渡带高低速薄互层有一定的分辨能力.

3) 壳内低速层结构反演试验. 此试验是为了检验波形数据分辨壳内低速层的能力. 众所周知，作为走时反演基础的射线理论存在奇异区域，如焦散区、临界区、影区与亮区之间的过渡区等，所以走时数据对低速层及其结构的反演存在多解性. 实际地震观测和理论地震图表明，在射线理论预期的奇异区域内，并非没有波场信息，只是其较微弱而已. 因此利用波形数据有可能获得低速层的结构.

图 3 是产生“观测”波形数据的含低速层的真模型、反演结果和参数搜索范围. 盖层为 5 层，地壳分上、中、下 3 层，中层为低速层. 图中实连线为真速度模型，虚连线为搜索范围，空心圆连线为反演模型，参数详见表 2. 遗传算法反演控制参数如下：随机数种子取

表 2 真模型参数与最佳反演模型参数一览表

反演参数	模型真值	最佳反演模型值
层 1 厚度/km	0.40	0.390
层 1 速度/km·s ⁻¹	4.36	4.363
层 2 厚度/km	0.40	0.397
层 2 速度/km·s ⁻¹	4.72	4.710
层 3 厚度/km	0.40	0.410
层 3 速度/km·s ⁻¹	5.08	5.077
层 4 厚度/km	0.40	0.410
层 4 速度/km·s ⁻¹	5.44	5.437
层 5 厚度/km	0.40	0.390
层 5 速度/km·s ⁻¹	5.80	5.797
层 6 厚度/km	10.00	8.894
层 6 速度/km·s ⁻¹	6.0	5.995
层 7 厚度/km	8.00	9.278
层 7 速度/km·s ⁻¹	5.60	5.816
层 8 厚度/km	10.00	10.551
层 8 速度/km·s ⁻¹	6.40	6.353
层 9 厚度/km	10.00	8.882
层 9 速度/km·s ⁻¹	8.00	8.002
层 10 厚度/km	0.00	0.007
层 10 速度/km·s ⁻¹	8.10	8.146

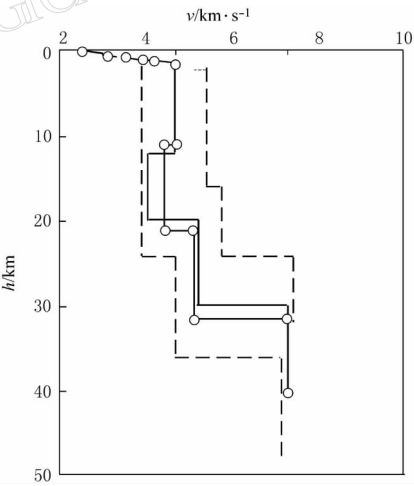


图 3 真模型、最佳反演模型及搜索范围

53, 种群大小为 32，交配概率为 0.98，变异概率为 0.05，总迭代次数为 70. 地壳上、中、下 3 层的速度搜索范围均为 5.4~6.6 km/s. 经过 70 次迭代，目标函数从 33.877 下降到 9.966. 反演结果见表 2. 从表 2 可以看出，低速层得到了较好地分辨.

试验结果表明,该算法具有从微弱波形信息中分辨低速层结构的能力.

2.2 噪声试验

试验的“观测”波形数据由单层地壳模型产生,加了 0.01, 0.05 和 0.1 三种不同水平的随机噪声. 模型参数搜索范围、遗传算法控制参数以及迭代次数均与试验 1 相同. 图 4 给出了不含噪声、噪声水平为 0.1 的理论地震图. 图 4 和图 6~8 中地震图纵坐标为折合时间,横坐标为炮检距. 经过 70 次迭代优化,其收敛情况见图 5.

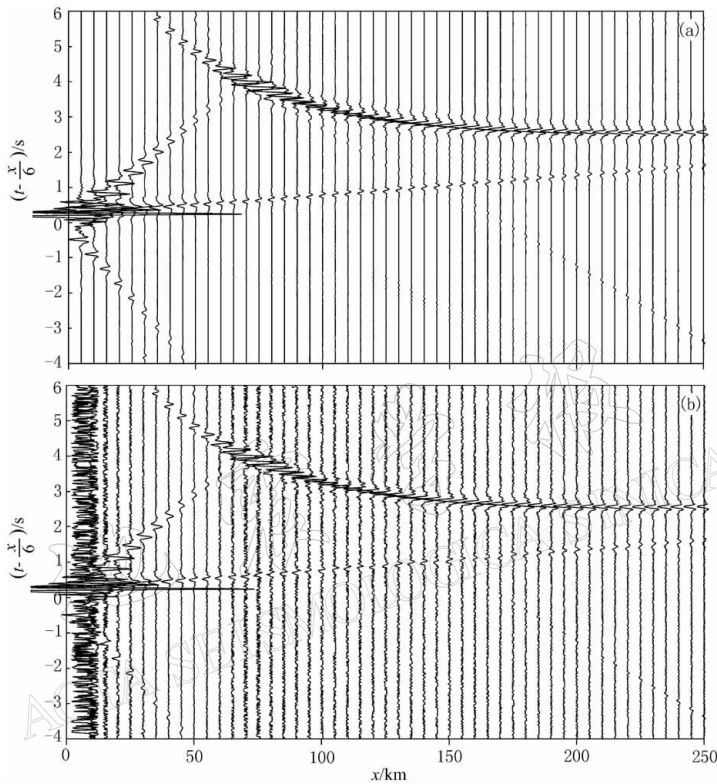


图 4 不含噪声(a)和噪声水平为 0.1(b)的理论地震图

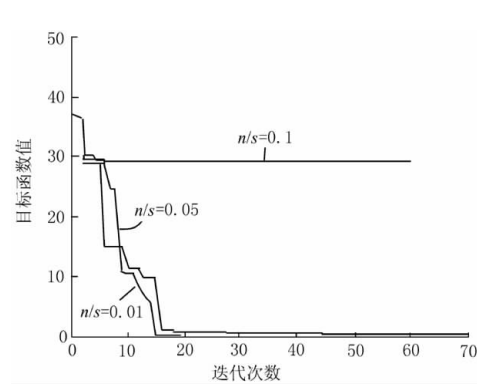


图 5 三种不同噪声水平波形数据反演迭代收敛曲线

噪声水平 $n/s=0.01$ 的反演结果: 地壳厚度为 27.968 km, 层速度 6.003 km/s; 上地幔顶部速度 8.010 km/s, 层厚度 2.051 km. 目标函数值从 37.180 下降到 0.192, 较好地恢复了真模型. 噪声水平 $n/s=0.05$ 的数据反演结果: 地壳厚度为 27.884 km, 层速度 5.994 km/s; 上地幔顶部速度 8.013 km/s, 层厚度 1.977 km. 目标函数值从 37.180 下降到 0.572, 基本恢复了真模型. 噪声水平 $n/s=0.1$ 的数据反演结果: 地壳厚度为 29.400 km, 层速度 5.784 km/s; 上地幔顶部速度 8.065 km/s, 层厚度 2.843 km. 目标函

数值从37.180下降到 29.227，真模型有差别。

试验表明，当噪声水平不大于 0.1 时，该算法收敛速度较快，几乎能够恢复真模型；当噪声水平大于 0.1 时，向真模型收敛的速度较慢。

3 应用实例

1999 年 6—7 月间，中国地震局地球物理勘探中心在青藏高原东北部实施了 973 项目资助的深地震测深剖面探测。本文利用其位于秦岭块体内泽库、夏河两炮波形数据进行反演。为了结果对比，还处理了位于祁连块体临洮一炮的资料。

源时间函数是根据 Mellman(1980)的讨论，取适当炮检距、波形清楚、起始尖锐、衰减快的 Pg 震相的波形。它自动包含了仪器响应。遗传算法控制参数取：种群大小 $Q=46$ ，交配概率 $P_c=0.98$ ，变异概率 $P_m=0.002$ ，叠代次数 200。图 6~8 分别是地震记录截面(a)、最佳反演模型理论地震图(b)和最佳反演模型(c)地震记录截面绘制均采用折合速度为 6 km/s。

泽库炮 P 波波形数据反演。地壳上地幔模型分层共 34 层。其中盖层为 8 层，其层速度和层厚度参数取自 Pg 波波形反演的结果，在反演中被紧紧地约束。其下的 26 层，层厚度搜索范围为 0~3 km，层速度搜索范围分别为：10~20 km 深度为 5.4~6.4 km/s；20~30 km 深度为 5.6~7.0 km/s；30~55 km 深度为 6.0~7.0 km/s；55~70 km 深度为 7.6~8.3 km/s。经过 200 次叠代，目标函数值从初始最佳模型的 71.875 下降到最终最佳模型的 50.951。

泽库炮地震波形拟合揭示出：上地壳表层为一强正速度梯度层。在 0~4 km 内，其速度从 4.8 km/s 增至 5.8 km/s；4~16 km，为弱正速度梯度层；在深度 16~25 km 范围存在明显的低速层；25 km 深度之下的下地壳为高低速相间的互层结构；地壳平均速度偏低；莫霍面深度 62 km 左右；上地幔顶部速度在 7.8 km/s 左右。

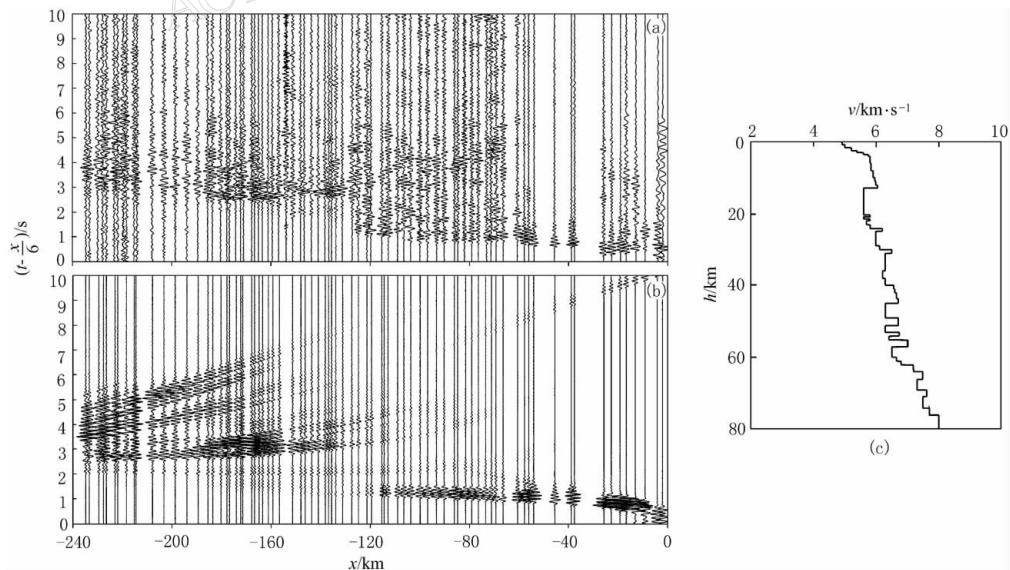


图 6 泽库炮地震记录截面(a)、最佳反演模型理论地震图(b)和最佳反演模型(c)

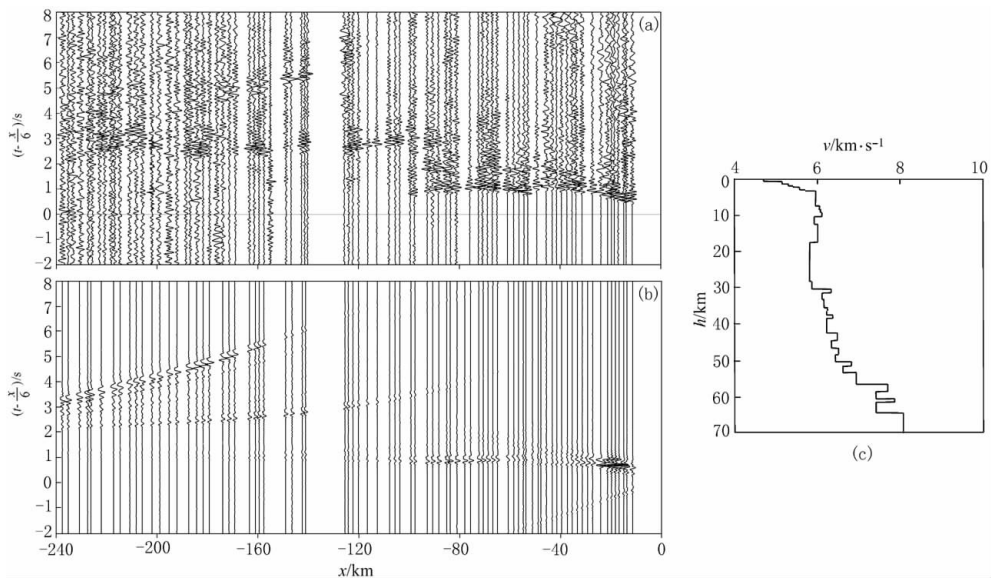


图 7 夏河炮地震记录截面(a)、最佳模型理论地震图(b)和最佳模型(c)

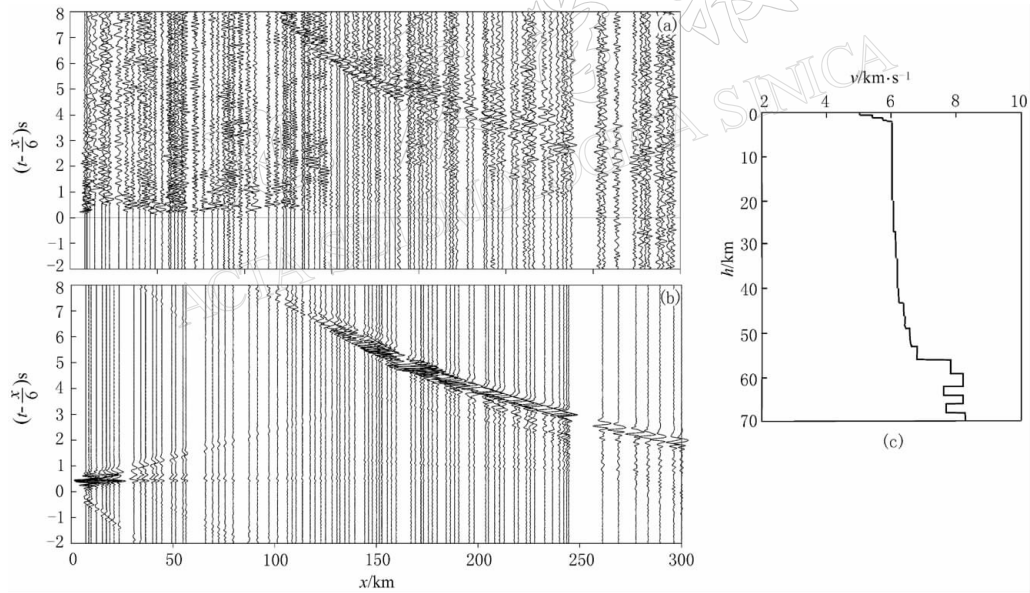


图 8 临洮炮地震记录截面(a)、最佳反演模型理论地震图(b)和最佳反演模型(c)

夏河炮 P 波波形数据反演. 地壳上地幔模型分层共 40 层. 其中盖层为 7 层, 其层速度和层厚度参数取自 Pg 波波形反演的结果, 在反演中被紧紧地约束. 其下的 33 层, 层厚度搜索范围 0~3 km, 层速度搜索范围分别为: 10~20 km 深度为 5.4~6.4 km/s; 20~30 km 深度为 5.6~7.0 km/s; 30~55 km 深度为 6.0~7.0 km/s; 55~70 km 深度为 7.6~8.3 km/s. 经过 200 次叠代, 目标函数值从初始最佳模型的 74.626 下降到最终最佳模型的 53.237.

夏河炮地震波形拟合揭示出: 上地壳表层为强正速度梯度层, $0\sim 3$ km, 速度由 4.6 km/s 增至 5.9 km/s; $3\sim 18$ km 深度, 基本为均匀层; 在深度 $18\sim 30$ km 范围存在明显的低速层; 30 km 深度之下的下地壳为高低速相间的互层结构; 地壳平均速度偏低; 莫霍面深度 57 km 左右; 上地幔顶部速度在 7.8 km/s 左右。

临洮炮 P 波波形数据反演. 模型分层数 29. 层厚度搜索范围 $0\sim 5$ km, 层速度搜索范围分别为: $0\sim 3$ km 深度为 $4.5\sim 6.2$ km/s; $3\sim 20$ km 深度为 $5.5\sim 6.4$ km/s; $20\sim 45$ km 深度为 $5.8\sim 6.6$ km/s; $45\sim 58$ km 深度为 $6.2\sim 7.4$ km/s; $58\sim 70$ km/s 深度为 $7.2\sim 8.4$ km/s. 经过 200 次叠代后, 目标函数值从初始最佳模型的 79.125 下降到最终最佳模型的 51.450.

临洮炮波形反演揭示出: 祁连地块地壳结构具有相对稳定的特征. 地壳分层不明显; 地壳厚度约 56 km; 壳内存在弱的规模不大的低速层(体); 盖层较薄, 地表低速带厚约 $1\sim 2$ km; 地壳上部速度均匀, 下部为高低速对比较弱的互层结构, 莫霍面附近上侧速度梯度变大; 莫霍界面近似为一级速度间断面. 上地幔顶部存在高低速互层结构, 平均速度在 $7.9\sim 8.1$ km/s 之间。

4 讨论和结论

数值试验表明, 该算法具有恢复真模型的能力. 噪声试验表明, 在某一噪声水平之下, 反演解具有较高的可靠性. 实际应用说明, 该算法具有分辨介质细结构的能力. 但是波形反演遗传算法也存在如下缺陷: 不能给出反演解估计的误差和分辨率; 反演控制参数选取对反演进程, 特别是收敛速度有较大影响, 但事前无法判断选取那些参数值为好; 尽管广义反、透射系数理论地震图是目前一维理论地震图最精确的, 但对强横向非均匀介质中波场传播的预测有较大的误差. 这些不足限制了它的使用范围。

泽库和夏河两炮波形反演得到的地壳结构显示出: 地壳明显分为两层, 上地壳底部存在明显的低速层, 地壳平均速度偏低, 而且上、下地壳速度均偏低, 下地壳和壳幔过渡带为高低速互层结构. 上地壳较低的速度, 可以解释为该区在喜马拉雅造山运动以来, 遭受了强烈的褶皱、逆冲逆掩、断裂等构造作用, 上地壳变形强烈、相当破碎. 上地壳底部的低速带很可能是上、下地壳相互解耦的拆离面或剪切变形带, 并与地表大型逆冲逆掩、断裂构造相连. 下地壳较低的速度和互层结构有可能是, 下地壳在强大挤压应力作用下, 普遍发生了近水平向的剧烈韧性缩短和剪切变形, 进而引起局部熔融, 造成下地壳增厚、平均速度低和强反射性等现象. 临洮炮揭示的祁连块体的结构明显不同于秦岭块体的结构, 祁连块体壳内分层现象不明显, 地壳平均速度比正常地壳略低, 说明壳内变形相对较弱. 本文的结果表明, 在地壳上地幔顶部层次上, 秦岭块体比祁连块体的变形强烈得多. 与走时结果相比(李松林等, 2002), 波形反演揭示出秦岭块体上地壳底部存在明显的厚度约 $11\sim 12$ km 的低速层, 下地壳为复杂的高低速薄互层结构; 祁连块体内部壳内分层不明显, 壳幔边界呈现为复杂的互层结构。

参 考 文 献

李松林, 张先康, 张成科, 等. 2002. 玛沁—兰州—靖边地震测深剖面地壳速度结构的初步研究[J]. 地球物理学报,

- 张先康, 李松林, 王夫运, 等. 2003. 青藏高原东北缘, 鄂尔多斯和唐山震区地壳结构差异——深地震测深结果[J]. 地震地质, **25**(1): 52~60
- Chapman C H, Orcutt J A. 1985. Least squares fitting of marine seismic refraction data[J]. *Geophys J R astr Soc*, **82**: 339~374
- Cary P W, Chapman J A. 1988. Automatic 1-D waveform inversion of marine seismic refraction data[J]. *J Geophys*, **93**: 527~546
- Mellman G R. 1980. A method of body-wave waveform inversion for the determination of earth stucture[J]. *Geophys J R astr Soc*, **62**: 481~504
- Sandmeier K J, Wenzel F. 1986. Synthetic seismograms for a complex crustal model[J]. *Geophysical Research Letters*, **13**(1): 22~25
- Spudich P, Orcutt J. 1980. Petrology and porosity of an oceanic crustal site: results from wave form modeling of seismic refraction data[J]. *J Geophys Res*, **85**: 1 409~1 433
- Shaw P R, Orcutt J A. 1985. Waveform inversion of seismic refraction data and applications to young Pacific crust[J]. *J R astr Soc*, **82**: 375~414
- Sambridge M, Drijkoningen G. 1992. Genetic algorithms in seismic waveform inversion[J]. *Geophys J Int*, **109**: 323~342

GENETIC ALGORITHM IN SEISMIC WAVEFORM INVERSION AND ITS APPLICATION IN DEEP SEISMIC SOUNDING DATA INTERPRETATION

Wang Fuyun Zhang Xiankang

(Geophysical Exploration Center, China Earthquake Administration, Zhengzhou 450002, China)

Abstract: A genetic algorithm of body waveform inversion is presented for better understanding of crustal and upper mantle structures with deep seismic sounding waveform data. General reflection and transmission synthetic seismogram algorithm, which is capable of calculating the response of thin alternating high and low velocity layers, is applied as a solution for forward modeling, and the genetic algorithm is used to find the optimal solution of the inverse problem. Numerical tests suggest that the method has the capability of resolving low-velocity layers, thin alternating high and low velocity layers, and noise suppression. Waveform inversion using P-wave records from Zeku, Xiahe and Lintao shots in the seismic wide-angle reflection/refraction survey along northeastern Qinghai-Xizang (Tibetateau) Plateau has revealed fine structures of the bottom of the upper crust and alternating layers in the middle/lower crust and topmost upper mantle.

Key words: genetic algorithm; waveform inversion; numerical test; deep seismic sounding; fine crustal structure